

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
im. Stanisława Leszczyckiego  
POLSKA AKADEMIA NAUK

HALINA KACZMAREK

EWOLUCJA STREFY BRZEGOWEJ  
NIZINNYCH ZBIORNIKÓW ZAPOROWYCH  
W WARUNKACH DUŻYCH WAHAŃ POZIOMU WODY  
NA PRZYKŁADZIE ZBIORNIKA JEZIORSKO NA WARCIE



Warszawa 2018

## PRACE GEOGRAFICZNE

250. Komornicki T., Zaucha J., Szejgiec B., Wiśniewski R., 2015, *Powiązania eksportowe gospodarki lokalnej w warunkach zmiennej koniunktury – analiza przestrzenna*, 196 s., 66 ryc., 24 tab.
251. Affek A., 2016, *Dynamika krajobrazu. Uwarunkowania i prawidłowości na przykładzie dorzecza Wiaru w Karpatach (XVIII–XXI wiek)*, 246 s., 98 ryc., 33 tab.
252. Bucała A., Budek A., Kozak M., Starkel M., Wiejaczka Ł., 2016, *Kierunki przemian środowiska przyrodniczego dolin gorczańskich*, 112 s., 21 ryc., 24 tab., 10 fot.
253. Plit J., 2016, *Krajobrazy kulturowe Polski i ich przemiany*, 302 s., 71 ryc., 13 tab., 8 fot.
254. Korcelli P., Kozubek E., Werner P., 2016, *Zmiany użytkowania ziemi a interakcje przestrzenne na obszarach metropolitalnych Polski*, 114 s., 55 ryc., 18 tab.
255. Bednarek-Szczepeńska M., Dmochowska-Dudek K., 2017, *Syndrom NIMBY na obszarach wiejskich w Polsce. Uwarunkowania i specyfika konfliktów wokół lokalizacji niechcianych inwestycji*, 149 s., 71 ryc., 17 tab.
256. Korcelli-Olejniczak E., Kozłowski S., Bierzyński A., Piotrowski F., 2017, *Region Metropolitalny Warszawy – studia miast średniej wielkości*, 128 s., 26 ryc., 13 tab., 26 fot.
257. Taylor Z., Ciechański A., 2017, *Deregulacja i przekształcenia przedsiębiorstw transportu lądowego w Polsce na tle polityki spójności UE*, 270 s., 42 ryc., 34 tab.
258. Rosik P., Pomianowski W., Goliszek S., Stępiak M., Kowalczyk K., Guzik R., Kołoś A., Komornicki T., 2017, *Multimodalna dostępność transportem publicznym gmin w Polsce (MULTIMODACC)*, 303 s., 166 ryc., 41 tab.
259. Matuszkiewicz J.M., Solon J., Kowalska A., Wolski J., Affek A., Degórski M., Grabińska B., Kozłowska A., Plit J., Pawlicki R.W., *Historyczne zmiany pokrywy leśnej na pograniczu mazursko-kurpiowskim w aspekcie rozwoju zrównoważonego krajobrazu*, 402 s. + 1 wklejka, 182 ryc., 63 tab.
260. Śleszyński P., Bański J., Degórski M., Komornicki T., *Delimitacja Obszarów Strategicznej Interwencji państwa: obszarów wzrostu i obszarów problemowych*, 2017, 296 s., 72 ryc., 18 tab.
261. Stępiak M., Wiśniewski R., Goliszek S., Marcińczak S., *Dostępność przestrzenna do usług publicznych w Polsce*, 2017, 356 s., 141 ryc., 52 tab.
262. Degórska B., *Urbanizacja przestrzenna terenów wiejskich na obszarze metropolitalnym Warszawy. Kontekst ekologiczno-krajobrazowy*, 2017, 175 s., 53 ryc., 10 tab.
263. Kuchcik M., *Warunki termiczne w Polsce na przełomie XX i XXI wieku i ich wpływ na umieralność*, 2017, 279 s., 98 ryc., 52 tab.
264. Chmielewski T.J., Śleszyński P., Chmielewski Sz., Kułak A., *Ekologiczne i fizjonomiczne koszty bezładu przestrzennego*, 127 s., 65 ryc., 8 tab.

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO  
POLSKA AKADEMIA NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 265

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 265

EVOLUTION OF THE SHORE ZONE  
OF LOWLAND WATER RESERVOIRS IN THE CONDITIONS  
OF SIGNIFICANT WATER LEVEL FLUCTUATIONS  
ON THE EXAMPLE  
OF THE JEZIORSKO RESERVOIR ON THE RIVER WARTA

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO  
POLSKA AKADEMIA NAUK

HALINA KACZMAREK

EWOLUCJA STREFY BRZEGOWEJ  
NIZINNYCH ZBIORNIKÓW ZAPOROWYCH  
W WARUNKACH DUŻYCH WAHAŃ  
POZIOMU WODY NA PRZYKŁADZIE  
ZBIORNIKA JEZIORSKO NA WARCIE



WARSZAWA 2018

## KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz  
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk  
Jan Matuszkiewicz, Jerzy J. Parysek

## RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda  
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski  
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

Recenzja: Zofia Rączkowska, Ewa Smolska



Dofinansowano ze środków Wojewódzkiego Funduszu Ochrony  
Środowiska i Gospodarki Wodnej w Poznaniu



## ADRES REDAKCJI PRAC GEOGRAFICZNYCH

IGiPZ PAN  
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Zgłoszenie pracy do druku jest jednoznaczne z wyrażeniem zgody  
na opublikowanie w wersji papierowej i elektronicznej

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

Fotografia na okładce: Halina Kaczmarek

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania  
im. Stanisława Leszczyckiego, Polska Akademia Nauk, Warszawa 2018

PL ISSN 0373-6547  
ISBN 978-83-61590-63-7

Łamanie wykonano w IGiPZ PAN  
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Druk i oprawa: Drukarnia Klimiuk  
ul. Zwierzyniecka 8A, 00-719 Warszawa

## SPIS TREŚCI

1. Wstęp .....	7
1.1. Wprowadzenie .....	7
1.2. Cel i zakres pracy .....	11
1.3. Źródła danych i metody badań .....	12
1.4. Metody badań .....	13
1.4.1. Prace terenowe .....	13
1.4.2. Prace laboratoryjne .....	19
1.4.3. Prace kameralne / Metody GIS .....	19
2. Charakterystyka fizjograficzna Zbiornika Jeziorsko wraz z jego najbliższym otoczeniem .....	23
2.1. Parametry zbiornika i pełnione funkcje .....	23
2.2. Budowa geologiczna i geomorfologia otoczenia zbiornika .....	24
2.3. Warunki klimatyczne .....	27
3. Wahania stanów wody i falowanie .....	33
4. Typologia brzegów .....	39
4.1. Hipsometria i nachylenie przekształcanych stoków .....	39
4.2. Dynamika brzegu na Zbiorniku Jeziorsko w latach 1999-2015 .....	40
4.2.1. Rozmieszczenie typów brzegu w 1999 r. ....	40
4.2.2. Rozmieszczenie typów brzegu w 2009 r. ....	46
4.2.3. Rozmieszczenie typów brzegu w 2015 r. ....	55
4.2.4. Przekształcenia brzegu w latach 1999-2015 .....	57
5. Brzeg abrazyjny .....	59
5.1. Tempo cofania się klifu oraz kubatura wyniesionego materiału .....	59
5.2. Procesy geomorfologiczne uczestniczące w degradacji klifu .....	68
5.2.1. Obrywanie materiału .....	69
5.2.2. Osypywanie materiału .....	71
5.2.3. Ruchy osuwiskowe .....	72
5.2.4. Wpływ procesów mrozowych na tempo recesji klifu .....	73
5.2.5. Erozja linijska .....	77
5.2.6. Wietrzenie biologiczne .....	77
6. Formy akumulacyjne powstałe na skutek procesów brzegowych .....	79
7. Platforma przybrzeżna .....	93
7.1. Morfologia i dynamika platformy przybrzeżnej .....	93
7.1.1 Platforma abrazyjno-akumulacyjna .....	95
7.1.2 Platforma akumulacyjna .....	103
7.2. Sezonowe i długookresowe zmiany morfologii platformy przybrzeżnej abrazyjno-akumulacyjnej .....	104

8. Kierunki i uwarunkowania ewolucji brzegu Zbiornika Jeziorsko .....	105
8.1. Transformacja brzegu w relacji do długości okresu funkcjonowania zbiornika wodnego.....	106
8.2. Rozwój strefy brzegowej w relacji do wahań poziomu wody w zbiorniku .....	110
8.3. Rola procesów geomorfologicznych w długookresowej zmienności tempa recesji klifu .....	116
8.4. Rozwój strefy brzegowej w relacji do warunków opadowo-termicznych.....	117
8.5. Przekształcanie brzegu neutralnego w biogeniczny.....	118
8.6. Rozwój form akumulacyjnych powstałych na skutek procesów brzegowych..	121
8.7. Wpływ pierwotnej morfometrii misy zbiornika na rozwój strefy brzegowej...	121
9. Podsumowanie.....	123
Literatura .....	125
Evolution of the coastal zone of lowland water reservoirs in the conditions of significant water level fluctuations on the example of the Jeziorsko Reservoir on the river Warta (Central Poland) – Summary.....	137



# 1. WSTĘP

## 1.1. WPROWADZENIE

Zbiorniki zaporowe są jednymi z najbardziej spektakularnych antropogenicznych obiektów funkcjonujących w środowisku przyrodniczym. Pozornie łatwo wpisujące się w krajobraz powodują jednak szereg zmian w najbliższym otoczeniu. Początki tworzenia zbiorników zaporowych na świecie sięgają trzeciego tysiąclecia przed naszą erą. Na taki wiek datowane są najstarsze pozostałości zapór wodnych z obszaru dzisiejszej Jordanii (Jawa Dam) i Egiptu (Sadd-el-Kafara Dam), (Głodek 1985; Mays 2010). Liczba zbiorników i pojemność gromadzonej w niej wody ciągle wzrasta. Najwięcej sztucznych zbiorników wodnych zbudowano w wieku XX-tym, z maksimum przypadającym na jego lata 70. i 80. XX wieku (Avakian 1998; Chao i in. 2008).

Wraz z lawinowo przybywającymi zbiornikami pojawiło się wiele problemów z ich funkcjonowaniem w środowisku przyrodniczym. Sztuczne zbiorniki wodne zmieniają pierwotne środowisko biotyczne i abiotyczne. Najbardziej widoczne oddziaływanie zbiorników wodnych na abiotyczne elementy środowiska przyrodniczego zachodzą w obrębie stoków przyległych do zbiornika, na kontakcie woda-łąd i są związane z kształtowaniem się strefy brzegowej zbiornika. W przypadku naturalnych, śródlądowych zbiorników wodnych, jakimi są istniejące już od tysięcy lat jeziora, strefa ta jest zwykle dojrzała, w pełni ustabilizowana. Utworzenie sztucznego zbiornika wodnego, powoduje jakościową i ilościową zmianę czynników i procesów kształtujących jego strefę brzegową, zapoczątkowując nowy, „zbiornikowy” etap jej rozwoju (Banach 1994; Nazarov 2008). Strefa ta podlega przekształceniom w efekcie wzajemnego oddziaływania hydrodynamicznego zbiornika oraz procesów geomorfologicznych zachodzących w tym obszarze.

Pierwsze opracowania, w których zwrócono uwagę na problem kształtowania się strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych oraz zdefiniowano podstawowe terminy z nią związane przypisywane są F.P. Savarenskiemu i datowane na połowę lat 30. XX wieku (Fedorova 2016; Levkevič 2017).

Od początku w badaniach nad rozwojem stref brzegowych sztucznych zbiorników wodnych wykorzystywano metodologię i terminologię stosowaną w badaniach stref brzegowych mórz. Dostrzegano również szereg podobieństw w ich rozwoju (Banach 1994). Już od lat 40. zaczęły pojawiać się pierwsze modele opisujące rozwój strefy brzegowej nowoutworzonych sztucznych zbiorników wodnych (Fedorova 2016). Wśród najważniejszych autorów, których prace stanowiły podstawę późniejszych modeli inżynierijno-geologicznych, pozwalających na prognozowanie rozwoju strefy brzegowej należy wspomnieć G.S. Zolotareva (1955), E.G. Kachugina (1966, 1975), N.E. Kondratjewa (1960, 1966) i P. Brunna (1962, za Lawson 1985).

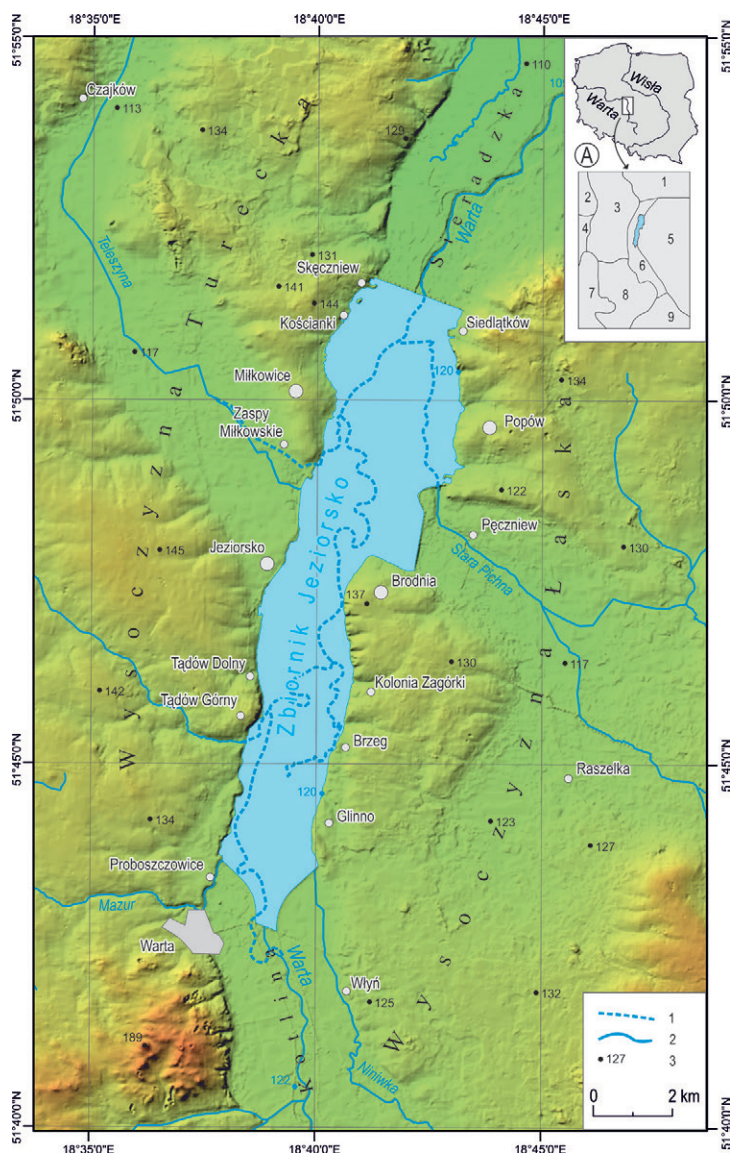
Od początku badania nad rozwojem stref brzegowych sztucznych zbiorników wodnych koncentrowały się wokół zbiorników dużych, o pojemności sięgającej setek milionów metrów sześciennych i często kilkunastometrowych wahańach poziomu wody. Najczęściej były to badania krótkookresowe, prowadzone w pierwszych latach eksploatacji zbiorników. Koncentrowały się one na obszarze krajów byłego ZSRR, w znacznie mniejszym nasileniu na obszarze USA, Czech i Bułgarii, a w ostatnich latach również Chin. Zdecydowanie mniej uwagi poświęca się natomiast zbiornikom mniejszym, mimo iż jest to zdecydowanie liczniejsza grupa obiektów.-

Podejmowaną w ich badaniach problematykę można ująć w cztery zasadnicze obszary tematyczne, które obejmują:

- tempo cofania się klifu,
- rozwój platformy przybrzeżnej,
- wpływ procesów brzegowych i udział osadów pochodzących z brzegu w procesie sedymentacji osadów w zbiorniku oraz
- procesy geomorfologiczne na stokach przyległych do zbiornika.

Dynamika i kierunek zachodzących w strefie brzegowej procesów zależy od środowiska przyrodniczego, głównie budowy geologicznej, warunków klimatycznych i morfometrii niecki zbiornika oraz od wahań poziomu wody w zbiorniku (Lawson 1985; Reid 1992; Banach 1994; Saint-Laurent i in. 2001; Edil 2010). Znaczenie reżimu eksploatacyjnego zbiornika w kształtowaniu jego strefy brzegowej wraz z rozwojem badań jest coraz wyraźniej dostrzegane (Ovcinnikov 2003; Nazarov 2008; Davidson-Arnott 2016; Fedorova 2016). Zmienność poziomu wody w zbiorniku przejawia się m.in. amplitudą wahań poziomu wody oraz prędkością spiętrzania i obniżania poziomu wody w zbiorniku. Parametry te określają czas oddziaływania falowania na daną część strefy brzegowej; długość okresu o niezmiennych, względnie małych amplitudach wahań stanów wody oraz roczny i wieloletni cykl wahań poziomu wody (Ovcinnikov 2003). Kilkudziesięcioletnie badania stref brzegowych wskazują, iż zakres i zmienność wahań poziomu wody w zbiorniku warunkuje nie tylko intensywność procesów zachodzących w obrębie strefy brzegowej, ale co istotniejsze, bezpośrednio wpływa na sposób ich przebiegu i wzajemne powiązania (Banach, Spanilá 2000; Vilmundardóttir i in. 2010; Davidson-Arnott 2016).

Na podstawie przeglądu literatury trudno mówić o wielkiej popularności badań nad rozwojem strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych w Polsce, mimo iż obiekty te na naszych ziemiach istnieją już od przełomu XII i XIII wieku (Korwin 1968; Głodek 1985). Wynika to zapewne z niewielkich ich rozmiarów, jak i mało spektakularnego ich wpływu na przyległy obszar. Pierwsze prace, dotyczące procesów przekształcania brzegów w ujęciach jakościowym i ilościowym podjęto w latach 60. w byłym Instytucie Gospodarki Wodnej oraz w Państwowym Instytucie Hydrologii i Meteorologii (Cyberski 1965; Wiśniewski 1966). Wraz z oddawaniem do eksploatacji kolejnych zbiorników wzrastało zainteresowanie ich wpływem na środowisko. Badania prowadzono głównie w obrębie stref brzegowych zbiorników położonych na obszarach wyżynnych (Korolec 1968; Kieraś i in. 1973) i górskich (Kostecki 1975; Dąbkowski 1978; Mroczek i in. 1984; Waclawski 1986; Ziętara 1992, 1994; 2005; Heliasz 2000; Bałus i in. 2007; Ilcewicz-Stefaniuk, Stefaniuk 2007; Kozielska-Sroka i in. 2010; Zydrón i in. 2010; Wiejaczka 2011). Zdecydowanie mniej uwagi poświęcono dotychczas zbiornikom położonym na obszarach nizinnych (Majde, Niepokulczycki 1972; Banach,



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań wraz z jednostkami fizycznogeograficznymi Polski (Kondracki 1994). 1 – przebieg cieków przed utworzeniem zbiornika; 2 – cieki współczesne; 3 – punkty wysokościowe w m n.p.m. A – regiony fizycznogeograficzne (na podstawie Kondracki 1994): 1 – Kotlina Kolska; 2 – Równina Rychwalska; 3 – Wysoczyzna Turecka; 4 – Wysoczyzna Kaliska; 5 – Wysoczyzna Łaska; 6 – Kotlina Sieradzka; 7 – Kotlina Grabowska; 8 – Wysoczyzna Złoczewska; 9 – Kotlina Szczercowska

Fig. 1. Location of the research area together with physico-geographical units of Poland (Kondracki 1994). 1 – watercourses before reservoir creation; 2 – modern watercourses; 3 – altitude in m a.s.l. A – physico-geographical regions (based on Kondracki 1994): 1 – Koło Basin; 2 – Rychwalska Plain; 3 – Turek Plateau; 4 – Kalisz Plateau; 5 – Łask Plateau; 6 – Sieradz Basin; 7 – Grabów Basin; 8 – Złoczew Plateau; 9 – Szczerców Basin

Grobelska 2003; Kostuch i in. 2005; Grobelska 2006; Kaczmarek, Tyszkowski 2009; Kaczmarek 2010a, 2010b; Majecki 2014). Badania podejmowano głównie w początkowym etapie eksploatacji obiektu, rzadko były one kontynuowane przez dłuższy okres. Na tym tle, na szczególną uwagę zasługują długoletnie, rozpoczęte w latach 60. ubiegłego wieku, badania M. Banacha prowadzone na największym w Polsce Zbiorniku Włocławek (1977, 1981, 1988, 1994, 2004, 2006, 2007). Pozwoliły one na kompleksowe rozpoznanie przebiegu ewolucji całej strefy brzegowej zbiornika nizinnego cechującego się niewielkimi wahaniami stanów wody. W ostatnich latach przedmiotem badań jest również strefa brzegowa niewielkich zbiorników pochodzenia antropogenicznego, związanych z wyrobiskami poeksploatacyjnymi (Jaguś, Rzętała 2000; Rzętała 1998, 2003, 2017; Michalewicz i in. 1995). Dla rozpatrywanych zagadnień interesujące są również, niestety nieliczne w naszej literaturze, badania procesów współcześnie zachodzących w strefach brzegowych jezior (Korolec 1968; Drwał, Gołębiowski 1968; Nowaczyk 1998; Cichoń 2011).

W niniejszej pracy, na przykładzie Zbiornika Jeziorsko (ryc. 1), zaprezentowano wyniki badań nad rozwojem strefy brzegowej średniej wielkości nizinnego sztucznego zbiornika wodnego, funkcjonującego w warunkach dużych, kilkumetrowych wahań poziomu wody zachodzących w cyklu rocznym. Pokazano czasowo-przestrzenną transformację typów brzegu występujących na tym zbiorniku oraz zróżnicowanie tempa zachodzących w ich obrębie zmian od momentu pierwszego napełnienia zbiornika, tj. roku 1991 do roku 2015. Omówiono również, w relacji do wahań poziomu wody w zbiorniku, główne subaeralne procesy geomorfologiczne zachodzące w strefie brzegowej zbiornika, mające bezpośredni wpływ na rozwój brzegu.

Zgodnie z Państwowym Rejestrem Nazw Geograficznych (PRNG) powołującym się na Nazwy geograficzne Rzeczypospolitej Polskiej, PPWK - Warszawa 1991; Mapę topograficzną w skali 1:10 000; Rozporządzenie Ministra OŚNiL z dnia 23 grudnia 1998, D.U. Nr 166 oraz Protokół z posiedzenia KUNMiOF w dniach 3 - 4 lutego 2004, obiekt określany w niniejszym opracowaniu nazwą „Zbiornik Jeziorsko” nosi nazwę „Jeziorsko”, rodzaj obiektu - „sztuczny zbiornik wodny”.

W literaturze przedmiotu dobrze rozpoznane zostały poszczególne procesy geomorfologiczne, jakie zachodzą w strefach brzegowych sztucznych zbiorników wodnych (Lawson 1985; Ovčinnikov i in. 1999; Banach, Spanilá 2000; Joeckel, Diffendal 2002; Brown i in. 2005) jednak nasza wiedza o ich współzależności i wpływie na rozwój brzegu zbiorników w warunkach dużych wahań poziomu wody oraz ich przebiegu w długim okresie jest ciągle niewystarczająca. Mam nadzieję, iż zamieszczone w niniejszej pracy wyniki badań, będą przydatne projektantom i użytkownikom sztucznych zbiorników wodnych w prognozowaniu długookresowych skutków ich oddziaływania na środowisko. Przyczynią się również do lepszego rozpoznania procesów geomorfologicznych zachodzących w obrębie strefy brzegowej zbiornika wodnego średniej wielkości o kilkumetrowych wahaniami stanów wody, zachodzących w rocznych okresach.

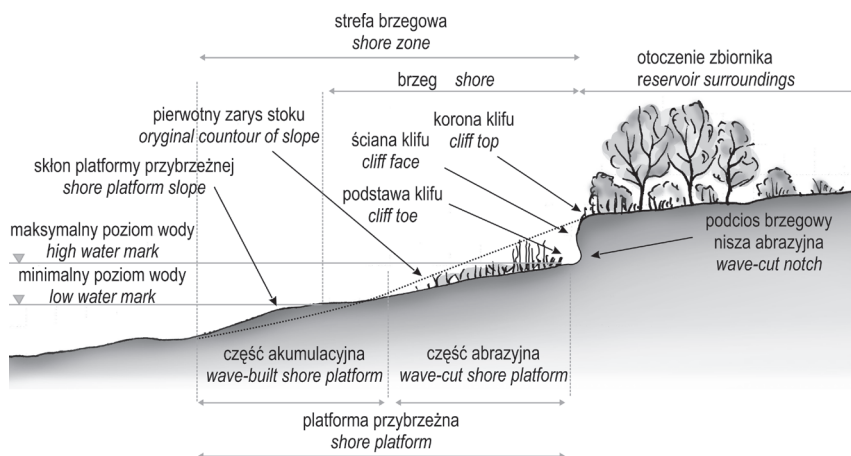
## 1.2. CEL I ZAKRES PRACY

Celem pracy jest określenie jakościowe i ilościowe przekształceń strefy brzegowej Zbiornika Jeziorsko od momentu pierwszego napełnienia zbiornika, tj. 1991 r. do 2015 r., na tle uwarunkowań przyrodniczych i sposobu eksploatacji zbiornika.

Jego osiągnięcie wymaga rozpoznania procesów mających dominujący wpływ na rozwój brzegu Zbiornika Jeziorsko (abrazja, akumulacja oraz ruchy masowe na otaczających stokach) w zróżnicowanych warunkach przyrodniczych i zmieniających się warunkach hydrodynamicznych na zbiorniku, w szczególności w relacji do zmieniających się stanów wody w zbiorniku.

Znaczenie i zasięg przestrzenny najważniejszych terminów odnoszących się do strefy brzegowej stosowanych w opracowaniu przyjęto za M. Banachem (1994) z uzupełnieniami zaczerpniętymi z opracowań innych autorów. W sposób schematyczny zaprezentowano je na ryc. 2.

Za strefę brzegową, zgodnie z funkcjonującą nomenklaturą, w niniejszej pracy przyjmuje się przestrzeń rozciągającą się od górnej krawędzi (korony) klifu nadwodnego bądź formy akumulacyjnej wyznaczającej maksymalny zasięg fal do podnóża skłonu platformy przybrzeżnej, nazywanej również płyczną przybrzeżną (Banach 1994; Allan i in. 2002; Grobelska 2006; Kostrzewski, Musielak 2008; Davidson-Arnott 2016).



Ryc. 2. Zasięg przestrzenny terminów odnoszących się do strefy brzegowej stosowanych w opracowaniu, na podstawie M. Banach (1994) z uzupełnieniami

Fig. 2. Spatial range of terms used in the study, referring to the shore zone of an artificial water reservoir based on M. Banach (1994) with supplements

Pojęciem o węższym znaczeniu jest brzoza, który utożsamiany jest z obszarem położonym pomiędzy górnym zasięgiem strefy brzegowej i linią zasięgu wody przy jej najniższym stanie (Banach 1994; Kostrzewski, Musielak 2008).

Obszar o szerokości kilkudziesięciu metrów rozciągający się poza górnym zasięgiem strefy brzegowej, nazywany jest otoczeniem zbiornika.

Klif wyznaczający górny zasięg strefy brzegowej wzdłuż brzegu abrazyjnego to stroma, często prawie pionowa ściana ograniczająca zasięg falowania na zbiorniku. W obszarze badań jego wysokość wynosi od kilkunastu centymetrów do kilkunastu metrów. W morfologii klifu wyróżniamy krawędź górną, tj. koronę oraz podstawę, często przykrytą koluwiami stokowymi bądź utworami akumulowanymi na powierzchni platformy przybrzeżnej. U podstawy klifu powszechnie rozwijają się podciosy będące zwykle kilkucentymetrowej wysokości pionowymi fragmentami ściany klifu. W utworach spoistych podciosy osiągają większe rozmiary, przyjmują formę wnęk nazywanych niszami brzegowymi bądź abrazyjnymi. Są to formy wklęsłe w stosunku do ściany klifu (Banach 1994; Zaleszkiewicz, Koszka-Maron 2005).

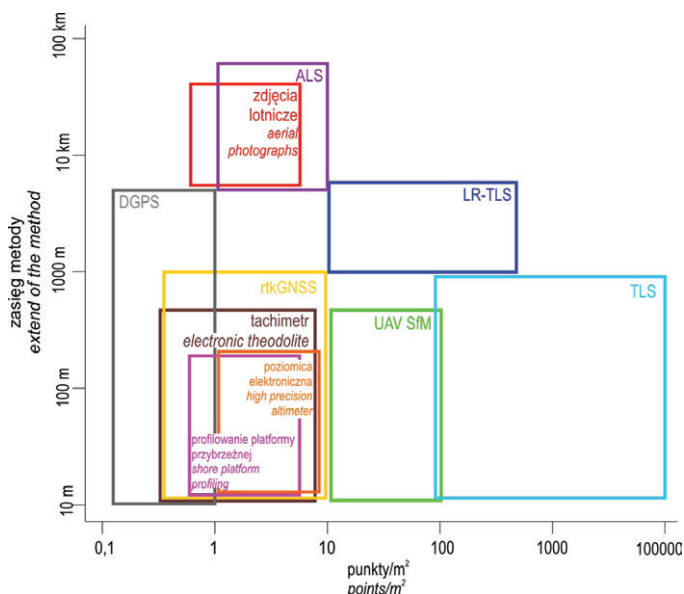
W zależności od morfologii przekształcanych stoków mówimy o brzegu przypłyicznym bądź przygłębiowym (Banach 1994; Ovčinnikov 2003; Ovčinnikov i in. 1999). Za granicę pomiędzy jednym a drugim M. Banach (1994) przyjmuje nachylenie pierwotnego stoku pod kątem  $4^\circ$ . Za brzeg przygłębiowy uznaje taki gdzie „kąty zalanych stoków doliny są większe od  $4^{\circ}$ ”, a za przypłyiczny taki gdzie „kąty zalanych stoków doliny są mniejsze od  $4^{\circ}$ ” (Banach 1994, s. 20). W niniejszym opracowaniu, podobnie jak i we wcześniejszych pracach autorki (Grobelska 2006), termin ten zastosowano w mniej ścisłym ujęciu. Za brzeg przypłyiczny uznano te jego fragmenty, którym towarzyszą połogie, szerokie powierzchnie, zalane w wyniku dokonanego spiętrzenia, a nadwodny stok towarzyszący linii brzegowej cechuje się niewielkim, kilkustopniowym nachyleniem. Natomiast brzeg przygłębiowy cechuje znaczne nachylenie stoku, zarówno w części nadwodnej jak i podwodnej. Charakter zalanego stoku i głębokości występujące wzdłuż linii brzegowej bezpośrednio po dokonanych spiętrzeniu oceniono na podstawie map topograficznych, zdjęć lotniczych oraz planu batymetrycznego zbiornika (*Zbiornik wodny Jeziorsko...*, 2008).

### 1.3. ŹRÓDŁA DANYCH I METODY BADAŃ

W opracowaniu wykorzystano dane zewnętrzne (pozyskane) jak i własne, uzyskane w ramach przeprowadzonych prac terenowych oraz kameralnych. Pochodzenie danych, ich aktualność i dokładność zestawiono w tab. 1 i zaprezentowano na ryc. 3. Wśród najważniejszych materiałów pozyskanych należy wymienić mapy topograficzne i geologiczne, zdjęcia lotnicze, dane z lotniczego skaningu laserowego oraz dobowe stany wody na Zbiorniku Jeziorsko. Podstawą opracowania były dane uzyskane w wyniku własnych badań terenowych prowadzonych w roku 1999, oraz w latach 2008-2009 i 2014-2015. W ich trakcie w obrębie kształtującej się strefy brzegowej zbiornika wykonywano m.in. pomiary geodezyjne z wykorzystaniem poziomiczy elektronicznej oraz odbiornika DGPS, pomiary tachimetrem elektronicznym oraz naziemnym skanerem laserowym dalekiego zasięgu (tab. 1; ryc. 3). Ponadto, w obrębie okresowo osuszanej części platformy przybrzeżnej oraz aktywnych ścian klifów wykonano wkopy, szurfy i odsłonięcia połączone z poborem prób do analiz laboratoryjnych. W obrębie zanurzonej części platformy przybrzeżnej, z łodzi, wykonano sondowania połączone z poborem prób osadów do analiz laboratoryjnych. Szczegółowo metodyka prowadzonych prac terenowych została zaprezentowana w rozdziale *Prace terenowe*.

Tabela 1. Zestawienie źródeł danych wykorzystanych w opracowaniu

Rodzaj źródła	Skala/dokładność	Uwagi	Rok/Lata
<b>I. Kartograficzne:</b>			
1. Mapy topograficzne	1:10 000		1982
	1:10 000		1984
	1:10 000		2004
	1:25 000		1986, stan 1982
	1:50 000		1996
	1:100 000		1995
	1:50 000	arkusz Warta; autorzy: Klatkowa H., Załoba M.	1992a
2. Szczegółowa mapa geologiczna Polski	1:50 000	arkusz Dobra; autorzy: Czyż J., Forsysiak J., Kamiński J., Klatkowa H.	2004
		autor: Forsysiak J.	2005
3. Szkic geomorfologiczny otoczenia Zbiornika Jeziorsko	1: 100 000	arkusz Warta, autorzy: Klatkowa H., Załoba M.	1992b
	1: 100 000	arkusz Dobra, autorzy: Czyż J., Forsysiak J., Kamiński J., Klatkowa H.	2008
4. plan batymetryczny Zbiornika Jeziorsko	1:20 000	opracowanie własne	1999-2015
<b>II. Fotogrametria/zdjęcia lotnicze</b>			
1. zdjęcia lotnicze	1:6 200	panchromatyczne	1986
	1:27 000	panchromatyczne; wykonane 10 dni po pierwszym napełnieniu zbiornika	1991
	1:26 000	kolorowe	1996
	1:26 000	kolorowe	2004
	piksel 0,02	RGB, CIR	2009
	piksel 0,02	kolorowe	2015
	1:10 000	wykonana na podstawie zdjęć lotniczych w skali 1:26 000 wykonanych w 1996 r.	1996
2. ortofotomapa analogowa		RGB i CIR, wykonana przez MGGP AERO z Warszawy	2009
3. ortofotomapa cyfrowa			
4. cyfrowy model terenu (DTM Digital Terrain Model)	rozdzielczość 0,5 m	na podstawie laserowego skaningu lotniczego (ALS, Airborne Laser Scanner), wykonanie -MGGP AERO, Warszawa	2009
5. cyfrowy model pokrycia terenu (DSM Digital Surface Model)	rozdzielczość 0,5 m	na podstawie laserowego skaningu lotniczego (ALS, Airborne Laser Scanner), wykonanie -MGGP AERO, Warszawa	2009
6. chmury punktów z lotniczego skaningu laserowego (ALS)	powyżej 6 pkt pomiarowych na 1 m <sup>2</sup>	chmury punktów w formacie LAS 1.2, CODGfK, Warszawa	2011
7. ortofotomapa cyfrowa	300 metrowej długości fragment brzegu w Popowie	opracowanie własne, ze zdjęć lotniczych wykonanych z bezzałogowego aparatu latającego (UAV) na podstawie structure for motion (Sfm) oprogramowanie Agisoft Photo Scan	2015
<b>III. Pomiarы terenowe morfometryczne</b>			
1. ciągi niwelacyjne przez platformę przybrzeżną	dokładność 1 cm	pomiary własne, wykonywane z wykorzystaniem poziomicy elektronicznej Compulevel	1999, 2008-2009, 2014-2015
2. monitoring fragmentów brzegu	dokładność 0,1 cm	pomiary własne, wykonywane z wykorzystaniem tachimetru elektronicznego Leica TC 500	2008-2009
3. zmiany brzegu abrazyjnego prowadzone z przeciwnielego brzegu zbiornika	ilość punktów pomiarowych 43 pkt/m <sup>2</sup>	pomiary własne z wykorzystaniem nazimnego skanera laserowego RIEGL VZ-4000, prowadzone z odległości od 1,7 do 4,0 km (LR TLS - Long Range Terrestrial Laser Scaning)	2014-2015
4. wielkość i lokalizacja form akumulacyjnych	ilość punktów pomiarowych 160 pkt/m <sup>2</sup>	pomiary własne z wykorzystaniem TLS, prowadzone z odległości od 5 do 200 m	2014
5. przekształcenia w obrębie aktywnych ścian klifów	ilość punktów pomiarowych 24950 pkt/m <sup>2</sup>	pomiary własne z wykorzystaniem TLS , prowadzone z odległości od 5 do 200 m	2014-2015
6. położenie korony klifu	dokładność pomiaru 1 cm	pomiary własne, z wykorzystaniem siatki reperów	2008-2015
	dokładność pozioma pomiaru 0,5 m	pomiary własne z wykorzystaniem odbiornika DGPS Trimble GeoXT	2008-2009
	dokładność pomiaru 10-15 mm	pomiary własne, z wykorzystaniem odbiornika GNSS RTK TRIMBLE R4	2014-2015
<b>IV. Pozostałe prace terenowe</b>			
1. kartowanie geomorfologiczne brzegu	generalizacja do skali 1:50 000	pomiary własne	1999
	generalizacja do skali 1:50 000	pomiary własne	2009
	generalizacja do skali 1:50 000	pomiary własne	2015
2. rozpoznanie litologii i miąższości osadów w obrębie brzegu		prace własne, w oparciu o odsłonięcia, wkopy, szurfy i wiercenia do 1,5 m, max. do 3 m	1999, 2008-2009, 2014-2015
3. sondowania zanurzonej części platformy przybrzeżnej połączone z poborem prób osadów do analiz laboratoryjnych	dokładność sondowania 1 cm, częstość poboru prób od 1 do 5 m,	prace własne, wykonywane z łodzi	2008-2009
4. pomiary temperatury na powierzchni ściany klifu	odczyt co 10 minut	pomiary własne wykonywane przy użyciu czujnika temperatury firmy Hobo	jesień-zima 2014/2015
<b>V. Inne źródła danych</b>			
1. dobowe stany wody na Zbiorniku Jeziorsko	1 cm	RZGW w Poznaniu, Inspektorat w Skępczynie; strona RZGW w Poznaniu ( <a href="http://www.poznan.rzgw.gov.pl/">www.poznan.rzgw.gov.pl/</a> ; <a href="http://www.poznan.rzgw.gov.pl/o-rzgw/centrum-operacyjne/sytuacja-hydrologiczna/sytuacja-na-zbiornikach">http://www.poznan.rzgw.gov.pl/o-rzgw/centrum-operacyjne/sytuacja-hydrologiczna/sytuacja-na-zbiornikach</a> )	1986-2015
2. dane meteorologiczne dla: stacja Łódź Lublinek (temperatura powietrza: średnia, maksymalna, minimalna; opady atmosferyczne)	dość	IMGW Warszawa	1951-2015
posterunki: Warta i Uniejów (opady atmosferyczne)	dość	IMGW Warszawa	1951-2015



Ryc. 3. Praktyczny zasięg i rozdzielczość danych morfometrycznych wykorzystanych w opracowaniu w relacji do długości rozpatrywanego okresu. Koncepcja prezentacji danych za S.G. Bangen i in. (2014) – zmienione

Fig. 3. The practical range and resolution of morphometric data used in the study in relation to the length of the considered period. Data presentation concept after S.G. Bangen et al. (2014) – changed

ALS – laserowy skanung lotniczy (*Airborne Laser Scanning*), LR-TLS – laserowy skanung naziemny dalekiego zasięgu (*Long Range Terrestrial Laser Scanning*), TLS – laserowy skanung naziemny (*Terrestrial Laser Scanning*), SfM UAV – zdjęcia wykonane bezzałogowym aparatem latającym przetworzone metodą SfM do ortofotomapy cyfrowe (*Structure-from-Motion (SfM) from Unmanned Aerial Vehicle (UAV) – photos taken with an unmanned flying vehicle processed by the SfM method for a digital orthophotomap*), DGPS – *Differential Global Positioning System*, rtkGNSS – pomiary odbiornikiem GNSS (Globalny System Nawigacji Satelitarnej, *Global Navigation Satellite System*) wykorzystującym poprawki czasu rzeczywistego (*Real Time Kinematic*)

## 1.4. METODY BADAŃ

### 1.4.1. PRACE TERENOWE

Prace terenowe, prowadzono w latach 1999-2015 w trzech okresach. Pierwsze prace terenowe wykonano w 1999 r, tj. 8 lat po pierwszym napełnieniu Zbiornika Jeziersko. Do badań powrócono wiosną 2008 r. i kontynuowano je do końca 2009 r., w ramach projektu badawczego Ministerstwa Nauki i Edukacji nr N N306 0330 33. Trzeci okres prowadzonych prac terenowych to lata 2014-2015. Prace prowadzone były w kilku obszarach tematycznych, a ich szczegółowość, zakres tematyczny i obszary zróżnicowane.



#### 1.4.1.1. KARTOWANIE GEOMORFOLOGICZNE STREFY BRZEGOWEJ

Podstawowym kryterium umożliwiającym uchwycenie kierunków zmian w rozwoju brzegu zbiornika wodnego jest wielokrotnie powtarzane kartowanie brzegu zbiornika według ustalonego kryterium. Podstawą przyjętego kryterium może być dominujący proces morfogenetyczny, budowa geologiczna czy morfometria przekształcanych stoków. Szeroki przegląd klasyfikacji stosownych w kartowaniu brzegów zbiorników wodnych zaprezentował M. Banach (1994).

W badaniach strefy brzegowej Zbiornika Jeziorsko zastosowano klasyfikację brzegów opartą na najczęściej stosowanym w tego typu badaniach kryterium genetycznym, gdzie o typie brzegu stanowi proces dominujący w jego rozwoju (Drwał, Gołębiwski 1968; Kieraś i in. 1973; Mazur 1975; Rydzik 1978; Banach 1988, 1994; Ovčinnikov 1996; Horsky, Spanilá 1997; Grobelska 2006, Tavast 2009; Wiejaczka 2011; Vilmundardóttir i in. 2010). Ze względu na kilkumetrowe wahania stanów wody występujące w Zbiorniku Jeziorsko zmiany ukształtowania brzegu rozpatrywano w ujęciu całościowym jako wypadkową procesów zachodzących na danym jego odcinku, zarówno przy wysokim, jak i niskim stanie wody w zbiorniku. W obrębie brzegu naturalnego wyróżniono cztery typy brzegu najczęściej stosowane w literaturze: abrazyjny, akumulacyjny, neutralny i biogeniczny. Ich dopełnieniem jest brzeg umocniony.

**Brzeg abrazyjny** to taki na którym w pełnym cyklu pracy zbiornika, od jednego do drugiego napełnienia zbiornika, następuje wyraźny ubytek materiału macierzystego widoczny szczególnie w górnej części platformy przybrzeżnej, odsłanianej przy niskim poziomie wody w zbiorniku. Na powierzchni platformy najczęściej występuje tylko gładowo-żwirowe residuum, kilkucentymetrowej miąższości, lokalnie przyjmujące formę sezonowych, zwykle izolowanych wałów. Z reguły towarzyszy mu aktywny, cofający się klif. Z uwagi na procesy towarzyszące wyróżniono abrazyjny osypiskowy, abrazyjny osuwiskowy i abrazyjny obrywowy podtyp brzegu (Ovčinnikov i in. 2002; Horsky, Spanilá 1997).

**Brzeg akumulacyjny** to odcinek brzegu cechujący się w dłuższym okresie przyrostem utworów w obrębie okresowo osuszanej części platformy przybrzeżnej. Nadwodna część brzegu postępuje ku zbiornikowi, a górna część platformy przybrzeżnej podnosi się. Procesy te wyrażają się rozwojem form akumulacyjnych, tj. cypły, odsypy, mierzeje i kosa o charakterze okresowym, rzadziej stałym. Akumulacja zachodzi na skutek strat energii wzdłużbrzegowego strumienia osadów transportowanych prądami w strefie brzegowej.

**Brzeg neutralny** to odcinek brzegu, który co najmniej w jednym pełnym cyklu eksploatacyjnym zbiornika jest stabilny, jego cechy morfologiczne nie zmieniają się, brak przejawów aktywnego procesu abrazyjnego lub akumulacji.

Za **brzeg biogeniczny**, zgodnie z wyróżnieniami stosownymi w literaturze rosyjskojęzycznej (*biogiennyj*, Širokov i in. 1992; Finarov 1986; Ovčinnikov 1996; Ovčinnikov i in. 2002), przyjęto odcinki brzegu podlegające zarastaniu przez roślinność, na których brak długotrwałych przejawów procesu abrazyjnego bądź akumulacji. W strefie stanów wysokich platforma przybrzeżna pokryta jest zwartym pasem drzew i krzewów, najczęściej wierzbowych (*Salix Sp.*), którym od strony zbiornika towarzyszą skupiska trzciny pospolitej (*Phragmites australis*) i punktowo pałki wodnej (*Typha Sp.*).

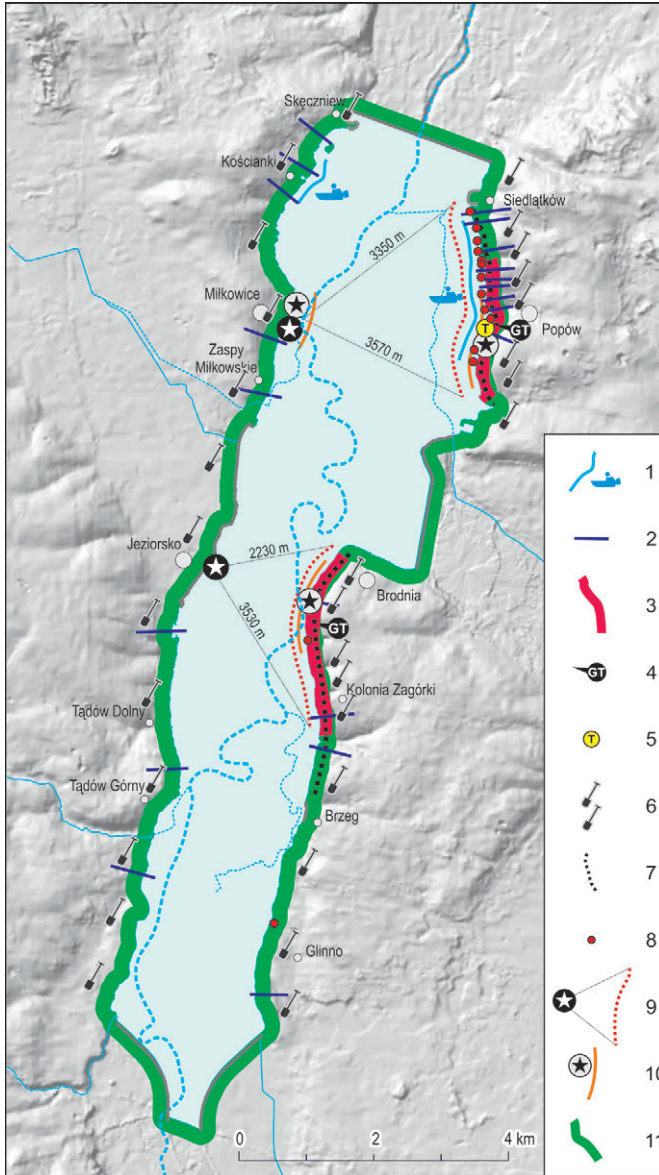
Dopełnieniem brzegów naturalnych występujących na Zbiorniku Jeziorsko jest **brzeg umocniony**. Jest to brzeg sztuczny, ustabilizowany opaską betonową, narzutem kamiennym bądź faszyną. Stanowi go zaporą czołowa i zapory boczne oddzielające obszary depresyjne. Umocnienia wykonano również wzdłuż krótkich fragmentów brzegu, które przed spiętrzeniem przyjmowały formę stromych skarp. Tego typu brzeg z założenia jest nieaktywny i nie podlega zmianom, jednak na Zbiorniku Jeziorsko w latach 1999-2015 stwierdzono w kilku miejscach przekształcenie brzegu umocnionego w wyniku zniszczenia umocnienia bądź jego nadbudowania formą akumulacyjną.

Prace prowadzone były przy niskim poziomie wody w zbiorniku, co umożliwiałało wgląd w okresowo odsłanianą górną część platformy przybrzeżnej. W trakcie kartowania rozpoznano budowę geologiczną brzegu, zachodzące w jego obrębie procesy geomorfologiczne oraz określono przestrzenną lokalizację typów brzegu zbiornika. W celu określenia zmian rzeźby brzegu oraz kierunku i tempa zachodzących w tym obszarze procesów, kartowanie zostało wykonane trzykrotnie, w: 1999, 2009 i 2015 r., przy zachowaniu takich samych kryteriów.

Pierwsze kartowanie, wykonane w 1999 r., koncentrowało się na wykonaniu profilu podłużnego geologiczno-hipsometrycznego prawego brzegu zbiornika, obejmującego aktywny klif wraz z okresowo odsłanianą częścią platformy przybrzeżnej. Na jego podstawie obliczono średnie wysokości klifu dla dłuższych fragmentów brzegu będące średnią arytmetyczną wartością wysokości odcinków długości 50 m. Pomiary w terenie wykonywano za pomocą metod geodezyjnych (tab. 1). W kolejnych kartowaniach rozszerzano stosowane metody, wprowadzając metody pozwalające na geoprzestrzenną lokalizację korony klifu, z coraz większą dokładnością (tab. 1). Kartowanie w 2009 r. zostało połączone z pomiarami położenia górnej krawędzi aktywnego klifu odbiornikiem GPS *Trimble GeoXT* wykorzystującym różnicowe poprawki sygnału DGPS (*Differential Global Positioning System*). Z kolei kartowanie w 2015 r. wsparto pomiarami odbiornikiem GPS RTK / GNSS TRIMBLE R4, wykorzystującego poprawki czasu rzeczywistego *Real Time Kinematic* (RTK) z systemu ASG-EUPOS.

#### 1.4.1.2. MONITORING PRZEKSZTAŁCEN W OBRĘBIE KLIFU

W celu określenia tempa i rodzaju przekształceń zachodzących w obrębie brzegu abrazyjnego w 2008 r. założono 22 stanowiska pomiarowe, każde składające się z pary reperów rozmieszczonych w odległości odpowiednio 1 i 3 m od krawędzi klifu (ryc. 4). Zostały one rozmieszczone na prawym brzegu zbiornika, wzdłuż jego abrazyjnych odcinków. Pomiary objęły aktywną ścianę klifu oraz osuszoną część platformy przybrzeżnej. Ponadto, w latach 2008-2009 prowadzono monitoring wybranych fragmentów brzegu z wykorzystaniem tachimetru elektronicznego Leica TC Wild 500. Od 2014 r. w pomiarach wykorzystywano również naziemny skaner laserowy (TLS – *Terrestrial Laser Scanner*) RIEGL VZ-4000. Jest to skaner typu impulsowego. Urządzenie umożliwia pozyskanie chmury punktów z odległości do 4000 m, co w przypadku Zbiornika Jeziorsko pozwoliło na wykonywanie pomiarów z przeciwległego brzegu, z odległości od 1,7 do 4,0 km. Dokładność skanera wynosi 15 mm a jego precyzja 10 mm (RIEGL *Laser Measurement Systems*, 2013). W celu lokalizacji geoprzestrzennej stanowiska pomiarowego użyto sprzężonego ze skanerem odbiornika GNSS TRIMBLE R4, wykorzystującego poprawki czasu rzeczywistego *Real Time Kinematic* (RTK)



Ryc. 4. Lokalizacja badań terenowych. 1 – profilowanie podłużne i poprzeczne podwodnej części platformy przybrzeżnej połączone z poborem prób osadów w wytypowanych przekrojach poprzecznych, 2 – profile poprzeczne nadwodnej części platformy, 3 – zdjęcia cyfrowe niskiego pułapu wykonane z UAV, 4 – prace geotechniczne, połączone z poborem prób do laboratoryjnych analiz geotechnicznych, 5 – pomiar temperatury gruntu na powierzchni klifu, 6 – wkopy i szurfy, 7 – pomiary położenia korony klifu z wykorzystaniem odbiornika DGPS, 8 – stanowiska pomiarowe recesji klifu założone w 2008 r., 9 – stanowiska TLS dalekiego zasięgu wraz z zasięgiem skanowanego obszaru i odległością od skanera, 10 – zasięg skanowań szczegółowych wraz z lokalizacją skanera,

z systemu ASG-EUPOS. Monitoring objął 1,5 km długości odcinek brzegu Siedlątków-Popów w północnej części zbiornika i 2,0 km długości odcinek Brodnia-Kolonia Zagórki w części środkowej (ryc. 4). Skanowanie TLS wykonywano, podobnie jak i wcześniejsze pomiary geodezyjne, dwukrotnie w ciągu roku. Pierwszy pomiar wykonywano w marcu, po zakończeniu okresu zimowego a jeszcze przed napełnieniem zbiornika i osiągnięciem przez wodę podstawy klifu, tj. początkiem bezpośredniego oddziaływania falowania wiatrowego na klif. Drugi pomiar wykonywano w listopadzie, przed rozpoczęciem sezonu zimowego, przy obniżonym, nie osiagającym podstawy klifu poziomie wody w zbiorniku. Pomiary prowadzono z dwóch stanowisk ulokowanych na przeciwległym brzegu zbiornika, w miejscowości Miłkowice i Jeziorsko, w odległości odpowiednio 3,5 i 1,7 km od badanego obiektu.

Ponadto, w tych samych okresach wykonywano naziemny skaning laserowy z odległości od 5 do 200 m. Skanowaniem objęto dwa fragmenty brzegu abrazyjnego, 300-metrowy w Popowie, z towarzyszącym mu klifem o wysokości 1–4,5 m oraz 300-metrowy w Brodni z klifem o wysokości do 14,5 m. Pomiary prowadzono ze stanowisk rozmieszczonych na platformie przybrzeżnej w odległości 5–50 m od podstawy klifu, a w Popowie również powyżej jego korony.

W celu oceny wpływu procesów wietrzenia mechanicznego w efekcie multigelacji (wielokrotnego przechodzenia przez punkt 0°), tzw. *freeze-thaw action* na recesję klifu, od grudnia 2014 do marca 2015 prowadzono pomiary temperatury na poziomie gruntu, rejestrowane co 10 minut. Wykonano je za pomocą czujnika temperatury firmy Hobo, umieszczonego 0,3 m poniżej poziomu terenu w obrębie aktywnego, pozbawionego roślinności klifu w Popowie, (ryc. 4). Klif, którego wysokość wynosi 4,5 m, rozwija się tu w spoiстых glinach pylastych. Ściana klifu jest pionowa, a jej ekspozycja zachodnia.

#### 1.4.1.3. POMIARY PRZEKSZTAŁCENI W OBRĘBIE PLATFORMY PRZYBRZEŻNEJ

Badania platformy przybrzeżnej prowadzono od 1999 r do 2015 r. Objęły one zarówno okresowo osuszaną jak i jej zanurzoną część (subakwalną). Zakres realizowanych prac, jak i ich czasowa rozciągłość były zróżnicowane.

Badania w obrębie nadwodnej części platformy przybrzeżnej objęły rozpoznanie jej morfologii oraz litologii i miąższości występujących na jej powierzchni osadów na całej długości brzegu Zbiornika Jeziorsko. W tym celu przez platformę przybrzeżną poprowadzono geodezyjne przekroje poprzeczne z wykorzystaniem elektronicznej poziomicy Compulevel. (ryc. 3; tab. 1). Na linii przekrojów

←  
11 – kartowanie geomorfologiczne brzegu, połączone z wykonywaniem przekrojów poprzecznych przez osuszoną część platformy przybrzeżnej i poborem prób osadów

Fig. 4. Location of field research. 1 – longitudinal and transverse profiling of the underwater part of the coastal platform combined with the collection of sediment samples in the selected transverse sections, 2 – transverse profiles of the shore platform's drained part, 3 – low-ceiling digital photos made with UAV, 4 – geotechnical works, combined with sampling for laboratory geotechnical analyses, 5 – ground temperature measurement on the cliff face, 6 – excavations and pits, 7 – cliff crown location measurements using the DGPS receiver, 8 – sites for cliff recession measurements established in 2008, 9 – long-range TLS sites with the range of the scanned area and distance from the scanner, 10 – range of the detailed scans with the location of the scanner, 11 – geomorphological mapping of the shore, combined with transverse profiling across the drained part of the shore platform and sediment sampling

na podstawie wkopów osiagających macierzyste podłoże rozpoznano litologię i określono miąższości występujących na jej powierzchni osadów. Początkowo, w 1999 r., wykonano 23 przekroje poprzeczne, odsłoniętych w okresie prowadzonych prac, fragmentów platformy przybrzeżnej reprezentujących różne typy brzegu. W latach 2008-2009 pomiary, w przybliżonej lokalizacji, zostały wykonane ponownie na 17 z wytypowanych wcześniej odcinkach brzegu, oraz na 7 kolejnych. Na wytypowanych odcinkach brzegu wykonywano po kilka, zwykle 3 przekroje poprzeczne, poprowadzone w odstępach 100-200 m. Uzyskano w ten sposób zakresy parametrów platformy przybrzeżnej występującej na danych odcinkach brzegu. Prace te, dla reprezentatywnych fragmentów brzegu ponownie jesienią 2015 r. Ponadto, w celu określenia morfodynamiki okresowo wynurzanej części platformy przybrzeżnej w ujęciu przestrzennym, w latach 2014-2015, w okresach późnojesiennych, przy niskim poziomie wody w zbiorniku, wykonano dwa pomiary TLS z niewielkiej odległości. Pomiary te wykonano dla odcinka o długości 300 m w Popowie (ryc. 4).

W roku 2008 i 2009 wzdłuż abrazyjnych fragmentów brzegu, na linii trzech wytypowanych przekrojów poprzecznych reprezentujących różne typy brzegu zbiornika, wykonano pomiary platformy przybrzeżnej zbiornika na całej jej szerokości, obejmując część okresowo osuszoną jak i zanurzoną. Wytypowane przekroje reprezentowały: brzeg abrazyjny niski, przypłyiczny, o niewielkiej aktywności i wschodniej ekspozycji (przekrój w Miłkowicach); brzeg abrazyjny przygłębiony z wysokim, 4 m wysokości klifem rozwijającym się przy udziale procesu osypywania (przekrój w Siedlątkowie), oraz brzeg abrazyjny niski przygłębiony, z klifem o wysokości 1,2 m, o zachodniej ekspozycji, bardzo aktywny (przekrój w Popowie) (ryc. 4). W obrębie okresowo osuszanej części platformy pomiary geodezyjne wykonywano z wykorzystaniem elektronicznej poziomicy Compulevel. Były one połączone z rozpoznaniem miąższości i charakteru występujących tu osadów. Natomiast w obrębie zanurzonej, podwodnej części platformy przybrzeżnej wykonano sondowania. Były one wykonywane z łodzi, przy bezwietrznej pogodzie, wzdłuż zakotwiczonej i naprężonej, nacechowanej liny, w odstępach 1,0-0,5 m w zależności od zmienności morfologii platformy. W ich trakcie, z powierzchni platformy pobierano próby osadów powierzchniowych, z częstotliwością 0,5-5,0 m, czerpakiem typu Eckmana-Bridge'a. W celu określenia dynamiki zachodzących procesów wykonano 2 serie pomiarowe w odstępie 10 miesięcy przy niskim i wysokim stanie wody w zbiorniku, odpowiednio: w październiku 2008 r. i w sierpniu 2009 r. W ich trakcie pobrano ponad 200 prób osadów powierzchniowych do analiz laboratoryjnych.

#### 1.4.1.4. POMIARY FORM AKUMULACYJNYCH

Od początku prowadzenia badań terenowych na całej długości brzegu zbiornika prowadzono inwentaryzację form akumulacyjnych oraz obserwację ich zmienności. Określono rozmiary i typy form. Ocenie poddano trwałość form i ich umiejscowienie na platformie przybrzeżnej. W oparciu o płytkie wkopy, do 1,5 m, oraz wiercenia do 3 m, rozpoznano miąższość i makroskopowo określono budujące je osady. Dane do określenia morfometrii form pozyskiwano z pomiarów wykonywanych elektroniczną poziomnicą Compulevel, a od 2014 r. również naziemnym skanerem laserowym RIEGL VZ-4000. W listopadzie 2014 r. wykonano laserowy skaning naziemny kompleksu form akumulacyjnych

rozwijających się na lewym brzegu zbiornika w miejscowości Miłkowice (ryc. 4). Pomiar na obszarze o rozmiarach 100x150 m wykonano z 4 stanowisk, rozmieszczonych na jego krańcach.

#### 1.4.2. PRACE LABORATORYJNE

Dla pobranych w trakcie prac terenowych 350 próbek osadów wykonano analizy granulometryczne metodą sitową według metodyki opisanej przez R. Racinowskiego i T. Szczypka (1985) oraz E. Mycielskiej-Dowgiałło (1995). Prace te wykonano w Laboratorium Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Toruniu. Rozkład uziarnienia zaprezentowano w najczęściej wykorzystywanych w tego typu badaniach frakcjach uziarnienia (Habidov 1999a, b; Habidov i in. 1999; Ovčinnikov, Karnauchova 1985). Według klasyfikacji Państwowego Instytutu Geologicznego (Racinowski, Szczypek 1985) są to: 1) otoczaki i żwiry o średnicy  $\varnothing > 2$  mm, 2) piaski bardzo gruboziarniste i gruboziarniste  $\varnothing 2,0-0,5$  mm, 3) piaski średnioziarniste  $\varnothing 0,5-0,25$  mm, 4) piaski drobnoziarniste  $\varnothing 0,25-0,1$  mm, 5) pył (mułek) gruboziarnisty (piasek bardzo drobnoziarnisty)  $\varnothing 0,1-0,05$  oraz 6) pył (mułek) drobnoziarnisty i il  $\varnothing < 0,05$ . Dla analizowanych próbek wyznaczono, a następnie zinterpretowano podstawowe graficzne wskaźniki uziarnienia wg. Folka i Warda w milimetrach: średnią średnicę ziarna  $Mz$ , odchylenie standardowe  $\sigma$ , będące miarą wysortowania oraz skośność  $Sk_1$  określającą stopień asymetrii rozkładu (Mycielska-Dowgiałło 1995; Racinowski, Szczypek 1985; Leeder 1999).

#### 1.4.3. PRACE KAMERALNE / METODY GIS

Podstawowym parametrem opisującym dynamikę brzegu zbiornika wodnego jest tempo cofania się klifu określane poprzez zmianę położenia korony klifu (Brown i in. 2005). Korona klifu, w odróżnieniu od jego podstawy, jest bowiem widoczna zarówno przy niskim jak i wysokim stanie wody w zbiorniku. W tym celu w badaniach przekształceń strefy brzegowej Zbiornika Jeziorsko zastosowano metodę łączonych pomiarów pośrednich, wykonywanych na materiałach fotogrametrycznych, a mianowicie zdjęciach lotniczych i danych pozyskanych z lotniczego i naziemnego skaningu laserowego oraz pomiarów bezpośrednich, pozyskanych w wyniku terenowych pomiarów geodezyjnych. Pozyskane dane opracowano w oprogramowaniu ArcGIS wersja 10.3, co pozwoliło na ich integrację, doprowadzenie do jednego układu współrzędnych (Układ 92) i skali.

W prowadzonych badaniach dobór zastosowanych materiałów i metod badawczych z jednej strony jest zależny od ich dostępności a z drugiej musi być adekwatny do skali zachodzących zmian. Im mniejsza skala zmian i krótszy przedział czasowy, w którym zmiany zachodzą, tym wykorzystane materiały i metody muszą być dokładniejsze (Milan i in. 2007; Bangen i in. 2014; Passalacqua i in. 2015). Zmiany położenia korony klifu w początkowym okresie funkcjonowania Zbiornika Jeziorsko, cechującym się największą dynamiką jego przekształcania, określono na podstawie zdjęć lotniczych. W pierwszej kolejności przeprowadzono interpretację uprzednio poddanych rektyfikacji zdjęć lotniczych dostępnych dla obszaru badań. Analizie poddano zdjęcia wykonane w latach 1986-2015, obejmujące okres bezpośrednio poprzedzający piętrzenie zbiornika jak i okres jego

funkcjonowania (tab. 1). Określenie zmian położenia korony klifu w oparciu o analizę zdjęć lotniczych od wielu lat z powodzeniem stosowane jest w badaniach stref brzegowych sztucznych zbiorników wodnych (Majde, Niepokulczycki 1972; Gatto, Doe 1983, 1987; Gatto 1988; Newbury, McCullough 1984; Pierce 2004; Herb i in. 2005; Brown i in. 2005; Hapke, Reid 2007; Swenson i in. 2006; Kaczmarek 2010a, b; Kaczmarek, Tyszkowski 2009; Day i in. 2013b; *Lake Winnipeg Erosion* 2015; Kaczmarek i in. 2016)

Wraz ze skracaniem długości analizowanych przedziałów czasowych wielkości liniowego przemieszczenia korony klifu zmniejszają się. Ich analiza wymaga dokładniejszych materiałów źródłowych. W ostatnich latach coraz częściej w tym celu wykorzystywane są dane pozyskiwane z laserowego skaningu lotniczego (Foyle, Naber 2010, 2012; Belmont i in. 2011; Day in. 2013a). Również w badaniach strefy brzegowej Zbiornika Jeziorsko, w celu określenia tempa cofania klifu w ostatnich latach wykorzystano cyfrowe modele terenu pozyskane z danych z laserowego skaningu lotniczego. W niniejszym opracowaniu wykorzystano dwie istniejące dla tego obszaru serie danych laserowego skaningu lotniczego (ALS), a mianowicie z 2009 r., wykonanego przez firmę MGPP Aero w Warszawie i z 2011 r. z zasobów CODGiK-u (tab. 1).

Położenie korony klifu na Zbiorniku Jeziorsko w 2014 r. i 2015 r. oraz jego zmienność w zaledwie kilkumiesięcznych okresach określono natomiast na podstawie własnych danych pozyskanych z naziemnego skaningu laserowego (TLS). Dane TLS cechują się dużą precyzją (ryc. 3; tab. 1). Zostały scalone z lotniczym skanowaniem laserowym i zdjęciami lotniczymi. W latach 2014-2015 wykonano cztery serie laserowego skaningu naziemnego z dużej odległości LR TLS (*Long Range Terrestrial Laser Scanner*). Pomiarów wykonywano w odstępach cztero- i ośmiomiesięcznych (ryc. 4; tab. 1), przy niskim stanie wody w zbiorniku, tj. w najdogodniejszych okresach obserwacyjnych. Wykorzystanie danych z naziemnego skaningu laserowego do analiz przekształceń brzegu to osiągnięcie ostatnich lat. W badaniach stref brzegowych dane te dotychczas wykorzystywane są głównie w badaniach przekształceń brzegów morskich (Kramarska i in. 2011; Day i in. 2013b; Julge i in. 2014; Letortu i in. 2015; Telling i in. 2017; Winowski, Śramski 2017), sporadycznie brzegów zbiorników wodnych (Azarov, Fedorova 2014). Pozyskana w wyniku naziemnego skanowania laserowego chmura punktów poddana została filtracji w programie RISCAN PRO w celu separacji odbić pochodzących wyłącznie z gruntu. Procedura obejmowała eliminację pośrednich echa odbicia sygnału, pozostawienie jedynie odbić pojedynczych oraz ostatnich, usunięcie terenów wykraczających poza obszar badań, sprawdzenie amplitudy oraz intensywności odbicia fali z poszczególnych kategorii obiektów jak grunt czy roślinność oraz ich separację. Końcowym etapem była manualna weryfikacja chmury punktów aż do uzyskania wyłącznie odbić od gruntu.

Dane ALS zostały wykorzystane również do wizualizacji obszaru badań w formie cyfrowych modeli terenu (DTM). Analizę porównawczą zmian morfologii w obrębie strefy brzegowej między 2009, 2011, 2014 i 2015 prowadzono bezpośrednio na chmurach punktów oraz wysokorozdzielczych modelach terenu (HR DTM *High Resolution Digital Terrain Model*) w oprogramowaniu LP360, RiSACN PRO i ArcGIS 10.3.

Pomiary przemieszczenia korony klifu wykonywane były w przekrojach poprzecznych wyznaczonych prostopadle w stosunku do korony klifu, rozmieszczonych w odległości nie większej niż co 10 m. Wg P.J. Zuzek i in. (2003, za Swenson i in. 2006) jest to maksymalna odległość zapewniająca poprawność pomiaru.

Zastosowanie zaprezentowanej metody pozwoliło zrekonstruować stan strefy brzegowej zbiornika w momencie jego napełnienia w 1991 r. Analiza materiałów fotogrametrycznych oraz pomiarów terenowych pozwoliła na określenie średniego rocznego tempa recesji brzegu Zbiornika Jeziorsko, na wytypowanych odcinkach brzegu, w latach 1991-2015 w uwarunkowanych dostępnością danych podokresach: 1991-1996, 1996-2004, 2004-2009, 2009-2011, 2014-2015. Dla wytypowanych odcinków obliczono również kubaturę wyniesionego z brzegu materiału w latach 1991-2011.

Oprogramowanie ArcGIS zostało również wykorzystane do obliczenia parametrów falowania. Parametry fali na Zbiorniku Jeziorsko obliczone zostały w programie ArcGIS 10.3 przy użyciu narzędzia Wave Model (Rohweder i in. 2012). W pierwszym etapie prac obliczony został *Wind Fetch Model* (WFM) określający rozbieg wiatru w kolejnych zadanych programowi 8 kierunkach: N, NE, E, SE, S, SW, W, NW. Do obliczania rozbiegu wiatru użyto metody SPM (*Shore Protection Manual*) modelującej rozbieg wiatru w zakresie  $12^\circ$  w odchyleniach w obie strony od zadanego kierunku (Urbański, Kryła-Straszewska 2010). Użycie takiej metody pozwala na dokładniejsze odwzorowanie rzeczywistego oddziaływania wiatru na brzeg ze względu na dużą zmienność i nieliniowy przebieg kierunku wiatru. W drugim etapie obliczone zostały długość i wysokość fali dla prędkości wiatru wynoszącej 15 m/s. Obliczenia wykonano dla pól rastra o powierzchni 25x25 m.

Oprogramowanie ArcGIS wykorzystano również do ilościowego zestawienia i przestrzennej analizy zmienności wyróżnionych na zbiorniku typów brzegu w latach 1999, 2009 i 2015.

Praca powstała w Zakładzie Zasobów Środowiska i Geozagrożeń IGiPZ PAN w Toruniu (dawniej Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu), do roku 2004 kierowanym przez prof. dr hab. Jana Szupryczyńskiego a następnie prof. dr hab. Mirosława Błaszkiwicza, którym pragnę podziękować za umożliwienie mi prowadzenia badań. Badania, prowadzone w latach 1999-2015, zostały wykonane ze środków Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN przy współfinansowaniu Ministerstwa Nauki i Edukacji w ramach realizacji projektu badawczego nr N N306 0330 33 *Rozwój strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych w warunkach dużych wahań stanów wody – Zbiornik Jeziorsko* oraz projektu ICLEA (*Virtual Institute of Integrated Climate and Landscape Evolution Analyses*).

Prace badawcze realizowane były przez autorkę indywidualnie. Przy realizacji niektórych etapów prac terenowych pomagali współpracownicy z Zakładu w Toruniu: dr Sebastian Tyszkowski (pomiaru geodezyjne tachimetrem i skanem naziemnym RIEGL VZ-4000 ) i dr Michał Słowiński (pomiaru podwodnej części platformy przybrzeżnej połączone z poborem prób osadów dennych, wykonywane z łodzi). Ponadto, dwa pierwsze kartowania strefy brzegowej zbiornika, w 1999 i 2009 r., zostały wykonane przez autorkę wspólnie z dr. hab. Mieczysławem Banachem (Banach, Grobelska 2003). Geotechniczne pomiary



terenowe wykonał dr Sebastian Tyszkowski. Modelowanie falowania na zbiorniku przy zastosowaniu narzędzia Wave Model wykonał dr Mateusz Kramkowski. Analizę termiczno-pluwialną otoczenia Zbiornika Jeziorsko w okresie listopad 2014 – marzec 2015 na tle wielolecia 1950-2015, wykonała autorka wspólnie z dr. Arkadiuszem Bartczakiem. W przygotowaniu oprawy graficznej pracy pomagali dr Sebastian Tyszkowski i dr Mateusz Kramkowski. Za pomoc w tych pracach wymienionym wyżej osobom pragnę w tym miejscu szczególnie podziękować. Ponadto pragnę podziękować instytucjom i osobom dzięki których życzliwości nieodpłatnie pozyskałam istotne dla rozważanego zagadnienia dane, a mianowicie firmie MGGP AERO z Warszawy, która udostępniła dane z lotniczego skaningu laserowego z 2009 r., oraz RZGW w Poznaniu w osobie Kierownika Zbiornika Jeziorsko, mgr. inż. Bronisława Moja, który umożliwił mi wgląd w dokumentacje techniczne z obszaru zbiornika, oraz pozyskanie dobowych stanów wody w zbiorniku w pierwszych latach jego eksploatacji. Wykorzystane w opracowaniu dane klimatyczne udostępnił Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW) w Warszawie.

Osobne podziękowania kieruję pod adresem recenzentek wydawniczych tej pracy prof. dr hab. Zofii Rączkowskiej i dr hab. E. Smolskiej oraz prof. dr. hab. M. Błaszkiewicza, za wnikliwe i konstruktywne uwagi, które przyczyniły się do nadania ostatecznego kształtu tej publikacji.

## 2. CHARAKTERYSTYKA FIZJOGRAFICZNA ZBIORNIKA JEZIORSKO WRAZ Z JEGO NAJBLIŻSZYM OTOCZENIEM

### 2.1. PARAMETRY ZBIORNIKA I PEŁNIONE FUNKCJE

Zbiornik Jeziorsko został utworzony w wyniku spiętrzenia wód rzeki Warty (ryc. 1). Zapora umiejscowiona na 483,4 km biegu rzeki, w miejscowości Skęczniew, zamknęła zlewnię o powierzchni 9021,8 km<sup>2</sup>, co stanowi 17% całkowitego dorzecza rzeki. Średni roczny przepływ Warty w przekroju zapory wynosi 49,8 m<sup>3</sup>/s (*Atlas hydrologiczny Polski...* 1986). Powierzchnia zlewni bezpośredniej zbiornika wynosi 538 km<sup>2</sup>, z czego grunty orne stanowią 71,1%, lasy 16,4%, a nieużytki 12,5% (Galicka i in. 2007). Wstępne napełnianie zbiornika rozpoczęto w 1986 r. W lipcu 1991 r. osiągnięto poziom piętrzenia 120 m n.p.m., tj. zaledwie 0,5 m poniżej zakładanego wówczas normalnego poziomu piętrzenia. Pełen zakres piętrzenia osiągnięto w 1992 r. (Orłowski 1999; Szewczyk 2007). Zbiornik Jeziorsko to typowy zbiornik retencyjny o permanentnych, zachodzących w cyklu rocznym wahaniach stanów wody, mogących osiągać 6 m. Przy minimalnym poziomie piętrzenia, wynoszącym 116,3 m n.p.m., przypadającym na okres zimowy, objętość zbiornika wynosi 36,4 mln m<sup>3</sup> przy powierzchni zalewu wynoszącej 19,6 km<sup>2</sup>. Przy absolutnym minimum wynoszącym 116,0 m n.p.m. parametry te przyjmują odpowiednio wartości 30,2 mln m<sup>3</sup> i 17,6 km<sup>2</sup>. W okresie wiosenno-letnim pojemność zbiornika wzrasta blisko siedmiokrotnie, osiągając 202,3 mln m<sup>3</sup>, przy rzędnej piętrzenia 121,5 m n.p.m. i zajmowanej powierzchni 42,3 km<sup>2</sup> (Szewczyk 2007). Obniżanie poziomu wody w zbiorniku skutkuje osuszaniem znacznej części dna zbiornika, w szczególności w jego górnej części (ryc. 5). Corocznie okresowo odsłonięte i osuszone może zostać 58% powierzchni zbiornika.

W ramach prac przygotowawczych przed napełnieniem zbiornika, wycięto drzewa i krzewy rosnące w obrębie jego czaszy. Obecnie, będące ich pozostałością karpie z wymyętymi korzeniami odsłaniają się okresowo, przy niskim poziomie wody w zbiorniku (ryc. 5).

W 2008 r. stwierdzono nieznaczną utratę pojemności zbiornika wynoszącą 0,760 mln m<sup>3</sup> dla poziomu piętrzenia 121,5 m n.p.m. przy powierzchni zalewu wynoszącej 3665 ha. 5,65 km<sup>2</sup> powierzchni zbiornika została utracona, głównie w wyniku procesów akumulacji w jego górnej części (*Badania zmian pojemności zbiornika Jeziorsko*, 2010).

Zbiornik ten, ma przebieg południkowy i wyraźnie wydłużony kształt, wskaźnik wydłużenia, tj. stosunek długości do średniej szerokości wynosi 6,2. Zajmuje on całą pierwotną równinę zalewową Warty o szerokości od 1,8 do 3,5 km. W zależności od poziomu wody w zbiorniku jego długość zmienia się od 16 do 7 km a średnia głębokość od 5,2 do 1,7 m, dla szerokości wynoszącej 2,6 km przy maksymalnym i 2,5 km przy minimalnym stanie. Jest to czwarty pod względem pojemności i drugi, co do powierzchni sztuczny zbiornik wodny w Polsce.



Ryc. 5. Okresowo osuszane dno w górnej części Zbiornika Jeziorsko, Tąarów Górny, grudzień 2015 r.

Fig. 5. Periodically drained bottom in the upper part of the Jeziorsko Reservoir, Tąarów Górny, December 2015

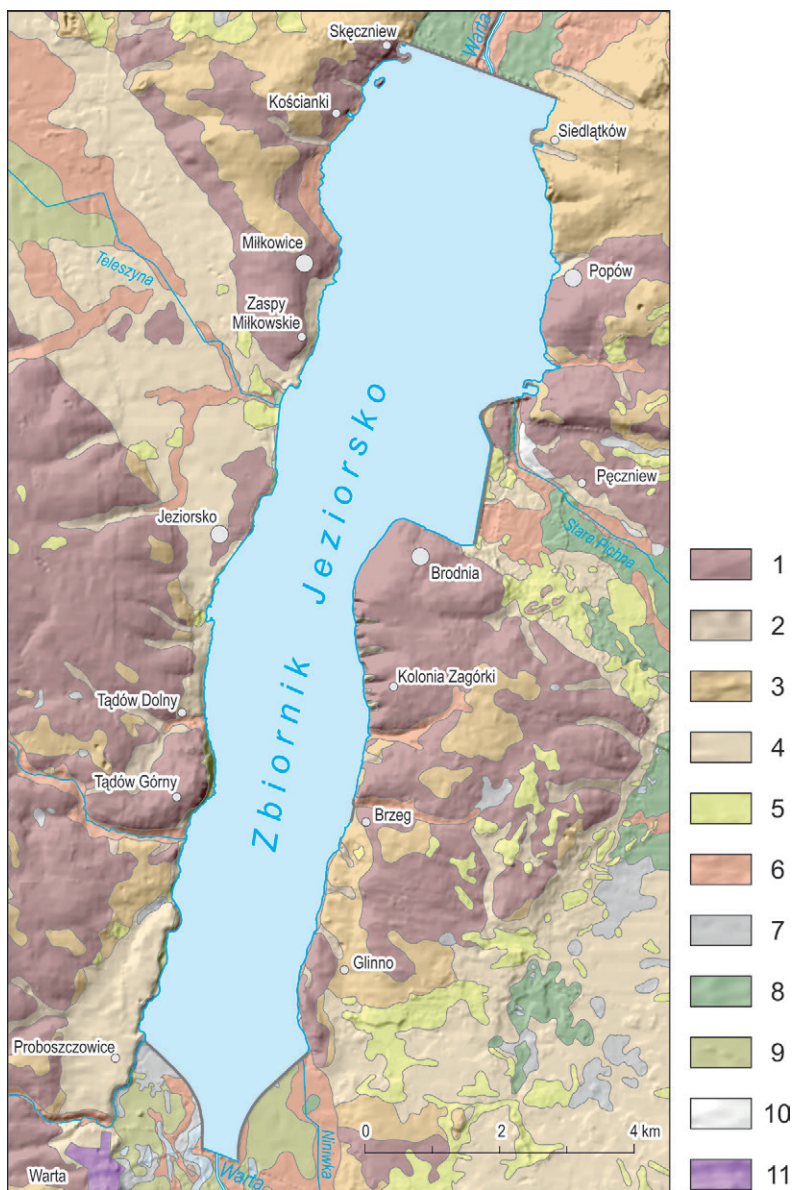
## 2.2. BUDOWA GEOLOGICZNA I GEOMORFOLOGIA OTOCZENIA ZBIORNIKA

Zbiornik Jeziorsko leży w obrębie Niecki Sieradzkiej i zajmuje południkowo przebiegający odcinek doliny Warty pomiędzy miastem Warta na południu, a wsią Skęczniew na północy. Bezpośrednie otoczenie niecki stanowi Wysoczyzna Łaska od wschodu i Wysoczyzna Turecka od zachodu. Wysokość terenu waha się od 150-130 m n.p.m. w obrębie wysoczyzn do 118-115 m n.p.m. w dnie doliny Warty (minimum 113,2 m n.p.m. w okolicach Miłkowa), (Banach, Grobelska 2003; Forysiak 2005) (ryc. 1).

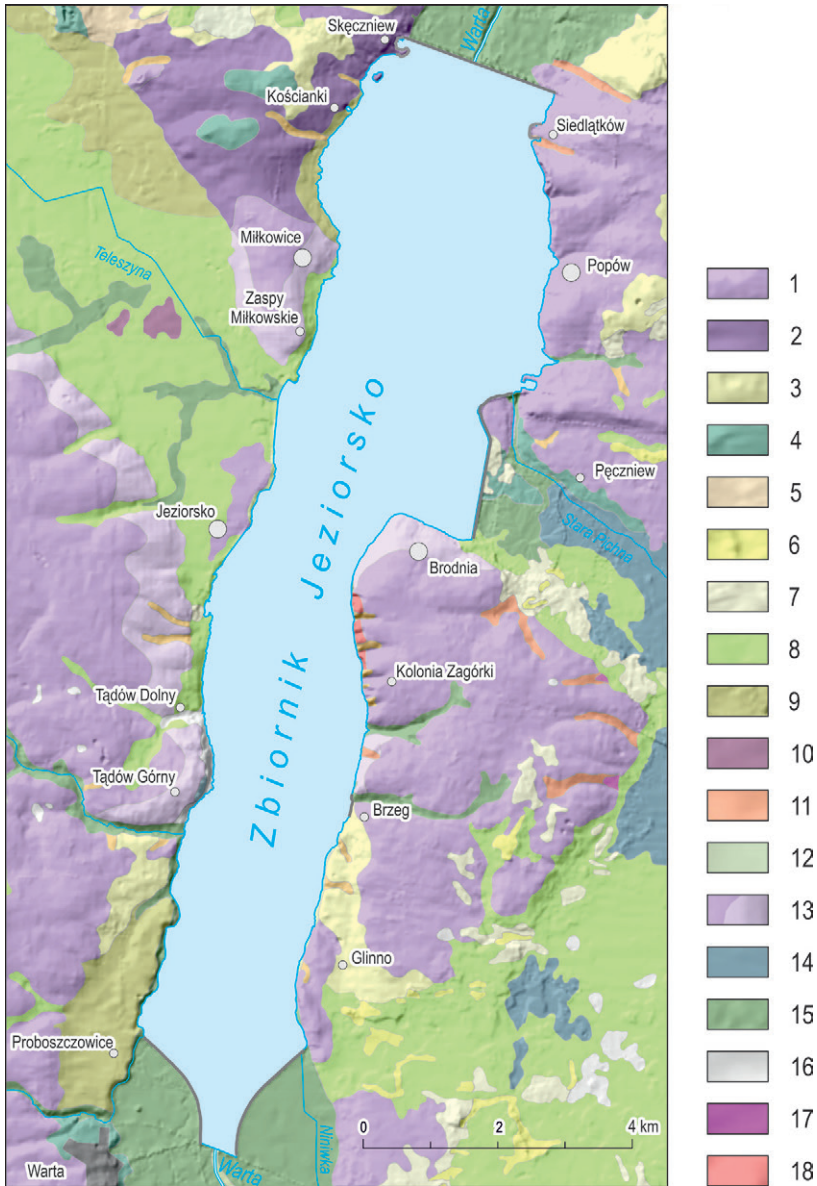
Obszar ten geologicznie leży w strefie krawędziowej Niecki Łódzkiej i monokliny przedsudeckiej (Klatkova, Załoba 1992a, b). Najstarszymi występującymi tu utworami są silnie spękane margle górnokredowe. Zalegają one na głębokości średnio 5-40 m, lokalnie 2-3 m. Utwory kredy tworzą bezpośrednie podłoże pokrywających ten obszar utworów plejstoceniowych (ryc. 6). Stanowią je głównie glacialne i fluwioglacjalne utwory zlodowacenia środkowopolskiego stadiału Warty. Ich miąższość maksymalnie dochodzi do 20 m. Zalegają one nad starszymi utworami fluwioglacjalnymi, bądź na glinie maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Utwory te są często zaburzone glajotektonicznie.

---

Fig. 6. Geological structure in the Jeziorsko Reservoir basin based on the Detailed Geological Map of Poland, 1:50 000, the Warta (Klatkova, Załoba, 1990) and Dobra (Czyż et al., 2004) sheets, simplified. Quaternary formations: 1 – boulder clay of the Middle Polish Glaciations, 2 – loams and deluvial sands, 3 – glacial and fluvioglacjal sands and gravels, 4 – fluvial sands and loams, 5 – aeolian sands, 6 – fluvial sands of floodplains, 7 – muds and sands of the valley bottoms and closed depressions, 8 – peats, 9 – muds; Cretaceous deposits: 10 – chalk marls; 11 – built-up area



Ryc. 6. Budowa geologiczna w otoczeniu Zbiornika Jeziorsko na podstawie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*, ark. Warta (Klatkova, Załoba 1990) i Dobra (Czyż i in. 2004), uproszczone. Utwory czwartorzędowe: 1 – gliny zwałowe zlodowaceń środkowopolskich, 2 – mułki i piaski deluwialne, 3 – piaski i żwiry lodowcowe oraz wodnolodowcowe, 4 – piaski i mułki rzeczne, 5 – piaski eoliczne, 6 – piaski rzeczne terasów zalewowych, 7 – namuły i piaski den dolinnych i zagłębień bezodpływowych, 8 – torfy, 9 – mady; utwory kredowe: 10 – margle kredowe; 11 – obszar zabudowany.



Ryc. 7. Szkic geomorfologiczny otoczenia Zbiornika Jeziorsko, na podstawie Czyż i in. (2008), Forysiak (2005), Klatkova, Załoba (1992) uproszczone. Objaśnienia: 1 – wysoczyzna morenowa płaska, 2 – wysoczyzna morenowa falista, 3 – równiny wodnolodowcowe, 4 – formy akumulacji szczelinowej i kemy, 5 – rynnny subglacjalne, 6 – wydmy, 7 – równiny piasków przewianych, 8 – vistuliańskie dna dolin rzecznych, 9 – formy vistuliańskiej akumulacji rzecznej, 10 – ostańce morenowe, 11 – suche doliny, 12 – niecki denudacyjne i dolinki denudacyjne, 13 – stoki, 14 – równiny torfowe, 15 – holocenińskie dna dolin rzecznych, 16 – drobne zagłębienia o różnej genezie, 17 – stożki napływowe, 18 – osuwiska

W ich obrębie znajdują się liczne porwaki iłów i mułków górnomiocenijskich oraz pstrych iłów pliocenijskich. Tylko lokalnie, na zachodnim brzegu zbiornika w okolicach miejscowości Jeziorsko, gliny stadiału maksymalnego (Odry) występują bezpośrednio na powierzchni terenu (Klatkowa, Załoba 1992a, b; Załoba 1996).

Płaską wysoczyznę morenową w otoczeniu zbiornika rozcinają doliny rzeczne. Pierwsza, przebiegająca z południowego wschodu na północny zachód, to vistuliańska dolina Pra-Warty (Baranowski, Mańkowska 1972, 1973; Buraczyński 1986). Jest ona obecnie wykorzystywana przez rzekę Pichną uchodzącą do Zbiornika Jeziorsko w miejscowości Pęczniew oraz rzekę Teleszynę rozpoczynającą się w miejscowości Zaspy Miłkowskie po zachodniej stronie zbiornika i płynącą w kierunku północno-zachodnim. W sąsiedztwie zbiornika są to obecnie obszar depresyjny chroniony zaporami bocznymi. Obniżenie to przecina współczesna, południkowo przebiegająca dolina Warty. Dolina vistuliańska wypełniona jest piaskami i mułkami rzecznyymi, tworzącymi w bezpośrednim sąsiedztwie rzeki Warty ok. 4–7-metrowej wysokości półki. Formy te, występują na zdecydowanie większej przestrzeni wzdłuż lewego zbocza doliny Warty gdzie zbudowane są głównie z mułków, w odróżnieniu od bardziej piaszczystego poziomu lokalnie towarzyszącemu wschodniej krawędzi doliny (Baranowski, Mańkowska 1972) (ryc. 6, 7). Dno drugiej, młodszej doliny wykorzystywanej przez rzekę Wartę, a obecnie zajętej przez Zbiornik Jeziorsko, wypełniają utwory holocenijskie. Są to głównie piaski i mady rzeczne o średniej miąższości 2 m, lokalnie przechodzące w namuły. Krawędź doliny Warty, ograniczająca zbiornik, jeszcze przed jego utworzeniem na znacznych odcinkach miała charakter erozyjny. Ponadto, jest ona porozcinana licznymi dolinkami erozyjno-denuwacyjnymi, częściowo wykorzystywanymi przez małe cieki. W okolicach Brzegu i Brodni występowały również osuwiska. Obecny brzeg zbiornika rozwija się głównie w obrębie glin zwałowych i utworów fluwioglacjalnych zlodowacenia środkowopolskiego oraz piasków i mułków rzecznych vistulianu. Lokalnie występują również osady glacialimiczne, deluwia gliniaste oraz koluwia czynnych osuwisk. Przy niskich stanach wody w zbiorniku piaszczyste i madowe holocenijskie aluwia Warty, wypełniające dno doliny, podlegają rozmywaniu przez fale.

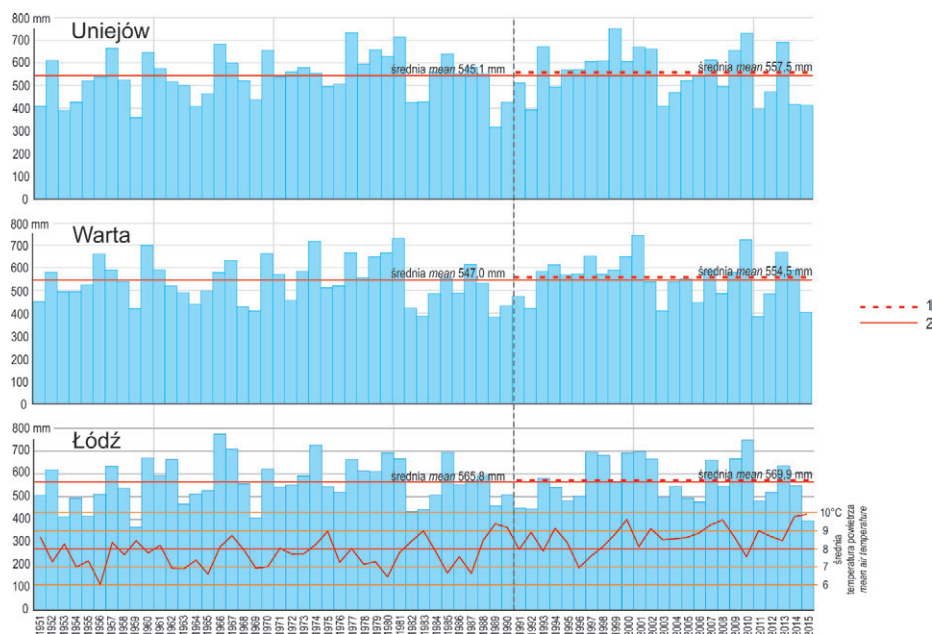
### 2.3. WARUNKI KLIMATYCZNE

Obszar badań położony jest w strefie klimatu umiarkowanego i cechuje się wzajemnym oddziaływaniem oraz przenikaniem morskich i kontynentalnych mas powietrza. Najczęściej napływają z zachodu masy wilgotnego powietrza polarnego morskiego, a w następnej kolejności powietrza polarnego kontynentalnego oraz masy powietrza arktycznego. W niewielkim procencie napływa również powietrze zwrotnikowe (Woś 2010).



Fig. 7. Geomorphology of the Jeziorsko Reservoir's surroundings based on Czyż et al. (2008), Forysiak (2005), Klatkowa, Załoba (1992), simplified. Explanations: 1 – flat moraine plateau, 2 – undulating moraine plateau, 3 – fluvioglacial plains, 4 – crevice accumulation forms and kames, 5 – subglacial channels, 6 – dunes, 7 – sand sheets, 8 – Vistulian bottoms of river valleys, 9 – forms of Vistulian river accumulation, 10 – hummocky moraine, 11 – dry valleys, 12 – denudation basins and valleys, 13 – slopes, 14 – peat plains, 15 – Holocene bottoms of river valleys, 16 – kettles of different genesis, 17 – alluvial fans, 18 – landslides

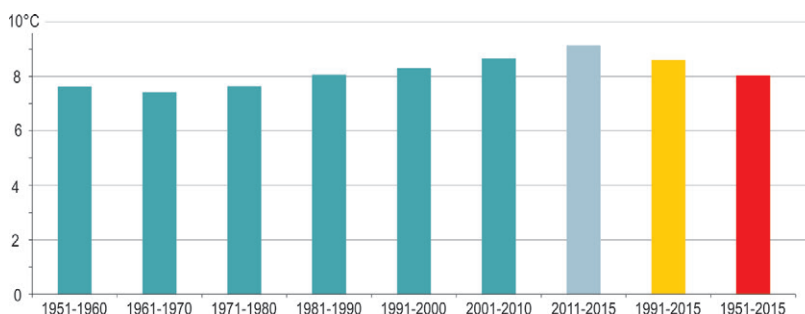
Obszar badań położony jest na zachodnim krańcu środkowopolskiego regionu klimatycznego Polski (XVII), (Woś 2010). Region ten cechuje się wyraźnie podwyższoną, na tle innych obszarów kraju, liczbą dni z pogodą bardzo ciepłą, tzn. średnią temperaturą powietrza od 15,1°C do 25°C, pochmurną, bez opadu. Średnio rocznie występuje tutaj 38 takich dni. Średnia roczna liczba dni z przymrozkiem wynosi 72 (15.X–30.IV), a z mrozem 40 (27.XI–5.III). Pokrywa śnieżna występuje średnio przez 61 dni (25.XI–26.III) (Woś 2010). Dominują wiatry z kierunku zachodniego i południowo-zachodniego. Łącznie w wieloleciu 1970-2000 stanowiły one ok. 40% wszystkich obserwacji. Średnia roczna prędkość wiatru wynosi tutaj ok 3,5-4,0 m/s (*Atlas klimatu Polski* 2005).



Ryc. 8. Roczne sumy opadów i średnie roczne temperatury powietrza w otoczeniu Zbiornika Jeziorsko, w latach 1951-2015. Obliczenia własne na podstawie danych dobowych IMGW w Warszawie. 1 – średnia roczna suma opadów w latach 1991-2015; 2 – średnia roczna suma opadów w latach 1951-2015

Fig. 8. Annual precipitation and mean annual air temperatures in the area of the Jeziorsko Reservoir in 1951-2015. Own calculations based on daily data of the IMGW in Warsaw. 1 – average annual precipitation in 1991-2015, 2 – average annual precipitation in 1951-2015

Do charakterystyki warunków termicznych wykorzystano dane ze stacji Łódź-Lublinek z okresu 1951-2015. Stacja ta położona jest ok 60 km na wschód od Zbiornika Jeziorsko i należy do sieci pomiarowej IMGW w Warszawie. W badanym okresie średnia roczna temperatura powietrza wynosiła 8,0°C i zmieniła się w zakresie od 6,0°C w roku 1956 do 9,9°C w roku 2015 (ryc. 8). Była ona wyższa niż średnia temp powietrza z okresu 1904-2006, wynosząca 7,8°C (Podstawczyńska 2010). Średnia temperatura w okresie funkcjonowania zbiornika (1991-2015) wynosiła 8,6°C. Ostatnie pięciolecie (2011-2015) było najcieplejsze w całym analizowanym okresie, średnia temperatura wynosiła wtedy 9,1°C (ryc. 8). Absolutne minimum dobowe temperatury powietrza wynoszące -31,1°C zanotowano w dniu 17.I.1963 r. Absolutne maksimum dobowe temperatury powietrza zanotowano w dniu 01.VIII.1963 r. i wynosiło 37,6°C.



Ryc. 9. Średnie temperatury powietrza na stacji Łódź-Lublinek z okresu 1951-2015. Obliczenia własne na podstawie danych IMGW, Warszawa

Fig. 9. Average air temperatures at the Łódź-Lublinek weather station from 1951-2015. Own calculations based on the IMGW data, Warsaw

Po uśrednieniu średnich temperatur rocznych w okresach dziesięcioletnich (ryc. 9) można zauważyć stały wzrost temperatury. Licząc od roku 1961, każde dziesięcioletnie okresy były cieplejsze od poprzednich, co może świadczyć o istnieniu dodatniej tendencji średniej temperatury powietrza na badanym obszarze. Średnia temperatura najchłodniejszego dziesięciolecia (1961-1970) wynosiła 7,4°C, a dziesięciolecia najcieplejszego (2001-2010) wynosiła 8,7°C.

W cyklu rocznym najcieplejszym miesiącem był lipiec – średnia miesięczna temperatura wynosiła 18,2°C, a najchłodniejszym styczeń – średnia miesięczna temperatura wynosiła -2,4°C (ryc. 10). W czasie od kiedy funkcjonuje zbiornik średnie miesięczne temperatury powietrza wynosiły odpowiednio dla lipca 19,5°C, a dla stycznia -1,5°C.



Ryc. 10. Absolutne maksymalne i minimalne oraz średnie miesięczne temperatury powietrza w Łodzi w okresie 1951-2015. Obliczenia własne na podstawie danych IMGW, Warszawa. Miesięczna temperatura powietrza: 1 – absolutna minimalna; 2 – średnia; 3 – absolutna maksymalna

Fig. 10. Absolute maximum and minimum and average monthly air temperatures in Łódź in 1951-2015. Own calculations based on the IMGW data, Warsaw. Monthly air temperature: 1 – absolute minimum, 2 – average, 3 – absolute maximum



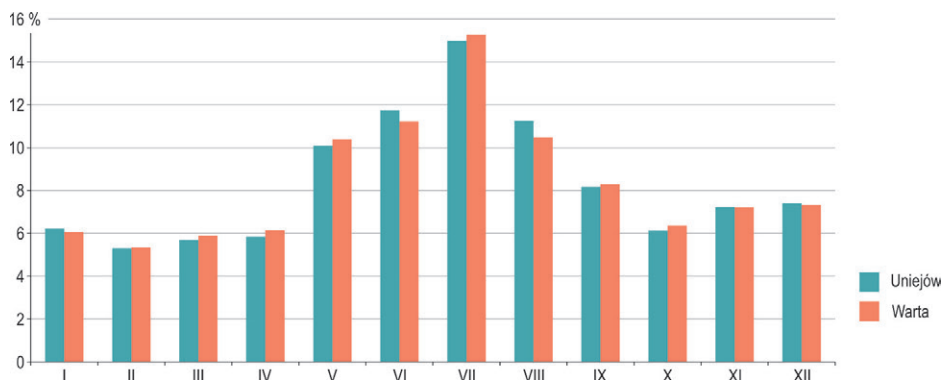
Istotnym czynnikiem aktywizującym procesy geodynamiczne w obrębie stoków otaczających zbiornik wodny odgrywają opady atmosferyczne. Szczególnie istotne są opady, których sumy są wyższe od wartości przeciętnej, zarówno występujące w dłuższym czasie jak i cechujące się dużą wydajnością.

Obszar badań znajduje się w pasie Nizin Środkowopolskich, które charakteryzują się występowaniem najniższych opadów atmosferycznych w skali kraju. Sumy roczne opadów wynoszą poniżej 550 mm.

Charakterystykę warunków opadowych na omawianym terenie, ze względu na dużą przestrzenną zmienność tego elementu meteorologicznego, przedstawiono na podstawie dwóch posterunków opadowych – w Uniejowie i Warcie. Dane z tych posterunków za okres od 1951 do 2015 roku uzyskano z IMGW w Warszawie.

Średnia suma opadów, w wieloleciu 1951-2015, była bardzo podobna w Uniejowie i w Warcie i wynosiła odpowiednio 545 mm i 547 mm. Średnie sumy opadów w okresie funkcjonowania zbiornika były bardzo zbliżone do średnich wieloletnich i wynosiły w Uniejowie 558 mm i w Warcie 555 mm. Okresem zasługującym na szczególną uwagę w badanym wieloleciu są lata 1977-1981, kiedy to wystąpiły najwyższe sumy opadów. Średnia suma opadów z tego okresu wynosiła w Uniejowie 654 mm, a w Warcie 666 mm. Z kolei okres, w którym sumy opadów były znacznie niższe od średniej wieloletniej, to lata 1989-1992. Średnia suma opadów z tego okresu wynosiła w Uniejowie 429 mm, a w Warcie 412 mm.

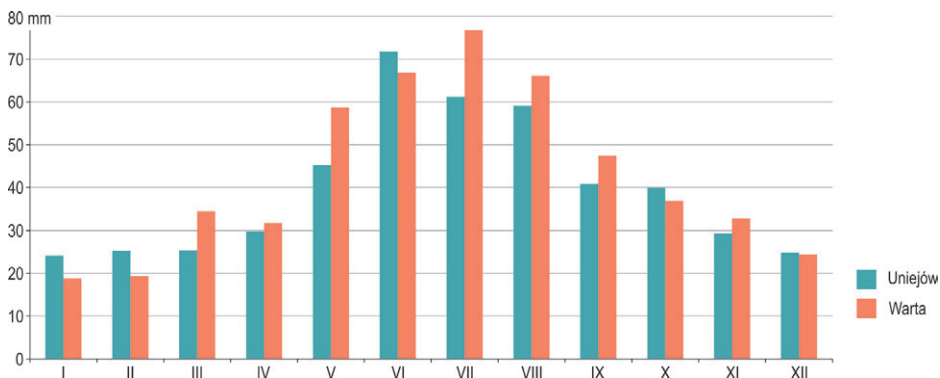
W cyklu rocznym najniższy udział średnich miesięcznych sum opadów w średniej sumie opadów z wielolecia występuje w lutym i w marcu. Z kolei najwyższy udział średnich sum miesięcznych opadów występuje w lipcu (ryc. 11).



Ryc. 11. Udział średnich miesięcznych sum opadów atmosferycznych w średniej sumie wieloletniej (1951-2015) w Uniejowie i Warcie. Obliczenia własne na podstawie danych IMGW w Warszawie

Fig. 11. Share of average monthly precipitation totals in the average long-term total (1951-2015) in Uniejów and Warta. Own calculations based on the IMGW data in Warsaw

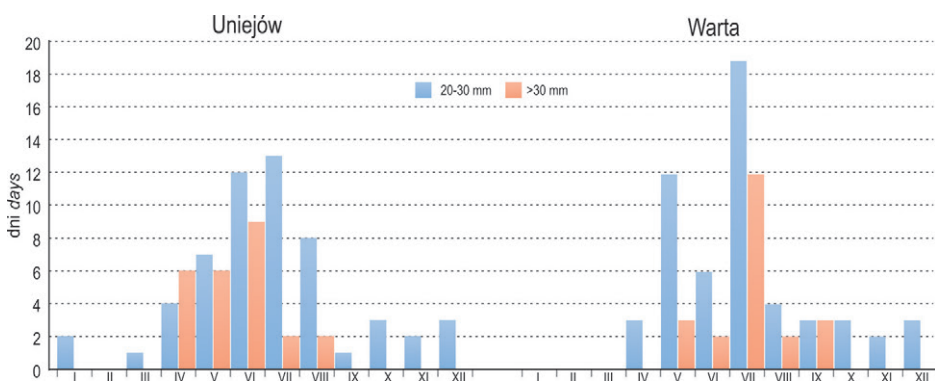
Maksymalne sumy dobowe opadów wahają się od 23,0 mm (styczeń) do 68,5 mm (czerwiec) na posterunku w Uniejowie oraz od 17,9 mm (styczeń) do 73,3 mm (lipiec) na posterunku w Warcie (ryc. 12).



Ryc. 12. Maksymalne sumy dobowe opadów atmosferycznych w cyklu rocznym na posterunkach opadowych w Uniejowie i Warcie w okresie 1951-2015. Obliczenia własne na podstawie danych IMGW w Warszawie

Fig. 12. Maximum daily precipitation totals in the annual cycle at precipitation stations in Uniejów and Warta in 1951-2015. Own calculations based on the IMGW data, Warsaw

Do opadów, które mogły spowodować uruchomienie procesów stokowych, głównie erozję liniową, przyjęto takie, których suma dobowa przekraczała 20 i 30 mm. Szczególnie opady o dobowej wydajności przekraczającej 30 mm, mimo iż występują stosunkowo rzadko, uznawane są za ważny czynnik odpowiedzialny za denudację stoków, głównie erozję żłobinową i odprowadzenie deluwiów poza system stokowy (Smolska 2008a, b). Występowanie takich opadów cechuje bardzo dużą nierównomierność w wieloleciu i przebiegu rocznym. W latach funkcjonowania Zbiornika Jeziorsko (1991-2015) opady o sumie dobowej przekraczającej 20 mm wystąpiły w Uniejowie 81 razy, a w Warcie 77 razy. Natomiast opadów o sumie dobowej przekraczającej 30 mm zanotowano w Uniejowie 25 i w Warcie 22 (ryc. 13).



Ryc. 13. Liczba dni o dobowej sumie opadów powyżej 20 i 30 mm w otoczeniu Zbiornika Jeziorsko, w latach 1991-2015. Obliczenia własne na podstawie danych IMGW w Warszawie

Fig. 13. Number of days with a daily precipitation total above 20 and 30 mm in the surroundings of the Jeziorsko Reservoir, in 1991-2015. Own calculations based on the IMGW data, Warsaw

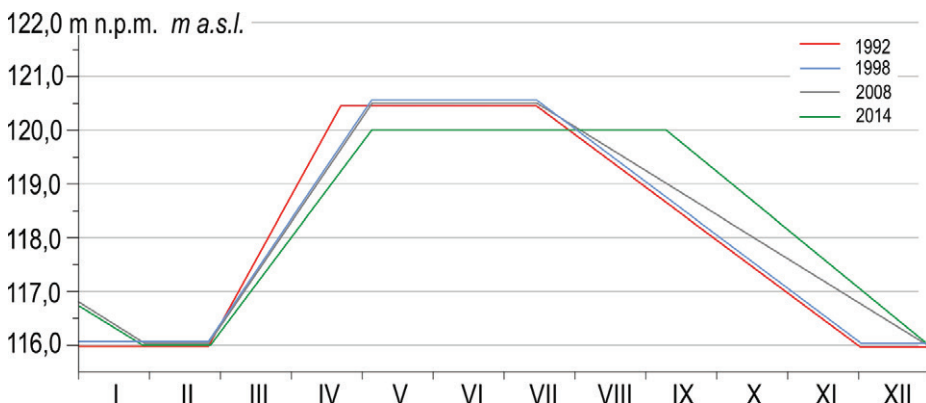
Opisywane opady występowały w badanym okresie nierównomiernie. Częstość występowania dni z opadem przekraczającym 20 mm w roku nie była większa niż 6 w Uniejowie i 5 w Warcie. Z kolei częstość wystąpień dni z opadem przekraczającym 30 mm rocznie nie była większa od 4 w Uniejowie i 2 w Warcie. W cyklu rocznym opady takie występują w okresie letnim, tj. od maja do września. Największą częstotliwością takich opadów charakteryzował się lipiec (ryc. 13).

W rozpatrywanym 25-letnim okresie opady których sumy dobowe przekraczały 30 mm nie wystąpiły w 44% analizowanych lat w Uniejowie i 40% analizowanych lat w Warcie. Maksymalną dobową sumę opadów zarejestrowano 7.07.1997 r. w Warcie, wynosiła ona 73,3 mm. Został on poprzedzony równie obfitym opadem, wynoszącym 59,9 mm, który wystąpił dzień wcześniej. Suma opadów za dwa dni wyniosła więc 133,2 mm i stanowiła ponad dwukrotność średniej sumy opadów dla miesiąca czerwca dla Warty, w wieloleciu 1951-2015 wynoszącej, 61,4 mm. Równie obfite opady wystąpiły w tym obszarze w czerwcu 1999 r. Tym razem w Uniejowie w ciągu dwóch dni, w odstępie tygodniowym wystąpiły opady o sumie dobowej wynoszącej 59,9 mm i 68,5 mm, łącznie 128,4 mm.

### 3. WAHANIA STANÓW WODY I FALOWANIE

Zbiornik Jeziorsko jest akwenem wielozadaniowym. Pełni on głównie rolę przeciwpowodziową i retencyjną. Jest rezerwuarem wody na potrzeby przemysłu, rolnictwa i gospodarki komunalnej, ponadto spełnia funkcje hydroenergetyczne i rekreacyjno-sportowe. Jest również ważną ostoją ptaków wodno-błotnych lęgowych i migrujących. Aby pełnić tak zróżnicowane zadania zbiornik ten pracuje w cyklu rocznym. Dopuszczalne wahania poziomu wody w zbiorniku w cyklu rocznym mogą osiągać 5,5 m.

Od początku funkcjonowania Zbiornika Jeziorsko czterokrotnie zmieniano instrukcję jego eksploatacji (*Opracowanie warunków...* 2014; *Decyzja w sprawie...* 2014), modyfikując zakres charakterystycznych stanów wody oraz harmonogram piętrzenia zbiornika (ryc. 14). O ile minimalny, maksymalny i nadzwyczajny poziom piętrzenia (MinPP, MaxPP, NadPP) cały czas utrzymywany jest na stałych rzędnych, odpowiednio 116,0-116,3 m n.p.m., 121,5 m n.p.m. i 122,0 m n.p.m., o tyle normalny poziom piętrzenia (NPP) w 2014 r. został obniżony o 0,5 m z 120,5 do 120,0 m n.p.m. Najważniejsze zmiany w harmonogramie piętrzenia zbiornika to skrócenie utrzymywania MinPP z dwóch do jednego miesiąca, początkowo skrócenie utrzymywania wody na NPP z początkowych trzech do dwóch i pół miesiąca, a od 2014 r. jego wydłużenie do czterech i pół miesiąca oraz skrócenie okresu opróżniania zbiornika z sześciu do czterech miesięcy. Generalnie w całym okresie eksploatacji zbiornika schemat jego pracy przewidywał wiosną gromadzenie w nim wód roztopowych, kilkumiesięczny okres utrzymywania wody na NPP w miesiącach letnich, a następnie opróżnienie zbiornika w okresie jesiennym (dla zaspokojenia potrzeb jego użytkowników. MinPP utrzymywany jest w okresie wczesnozimowym). Utrzymywanie w okresie wiosenno-letnim

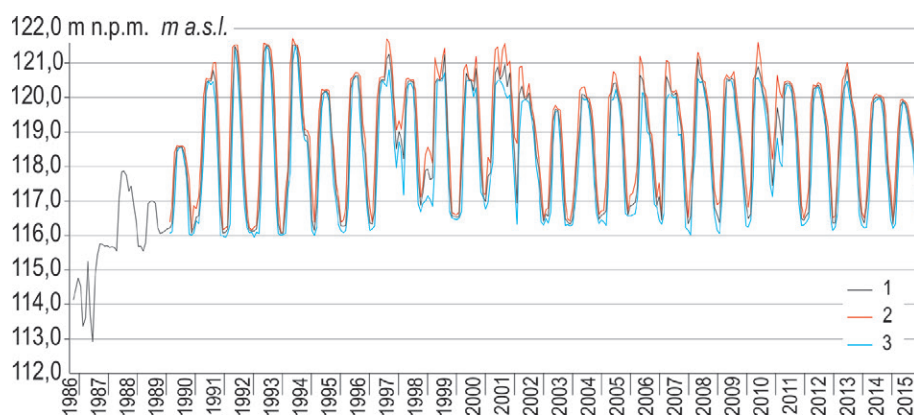


Ryc. 14. Reżim eksploatacyjny Zbiornika Jeziorsko przewidywany w instrukcjach eksploatacyjnych

Fig. 14. Operating regime of the Jeziorsko Reservoir provided for in the operating instructions

stabilnego wysokiego poziomu wody w zbiorniku jest korzystne dla ptactwa wodnego bytującego w jego górnej części. Strefa ta stanowi ornitologiczny rezerwat przyrodniczy „Jeziorsko” (szerzej zagadnienie to zostało zaprezentowane przez autorkę w publikacji: Grobelska, 2008).

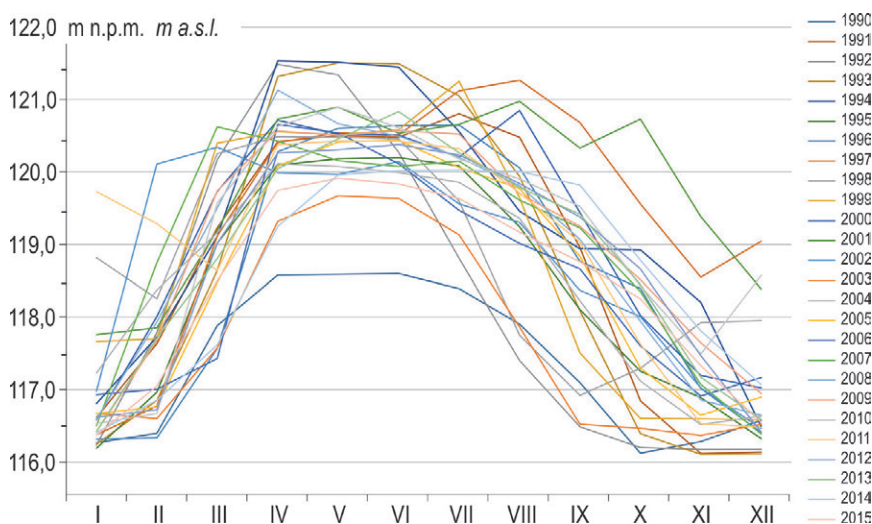
Przedstawiony poniżej cykl pracy zbiornika w wieloleciu jest zachowany (ryc. 15), jednak w poszczególnych latach, w zależności od sytuacji hydrologicznej zlewni podlega on modyfikacji. Zmieniają się rzędne osiągniętych stanów niskich i wysokich, różne jest tempo zmian poziomu wody, a poszczególne fazy pracy zbiornika ulegają przesunięciu w czasie (ryc. 16). W efekcie, w zbiorniku występują duże różnice poziomu wody w poszczególnych miesiącach. W wieloleciu 1990-2015 różnice średnich miesięcznych stanów wody wahały się od 2,88 m dla lipca do 4,64 m dla października (ryc. 16).



Ryc. 15. Średnie miesięczne stany wody na Zbiorniku Jeziorsko w latach 1986-2015. 1 – średnie miesięczne, 2 – maksima miesięczne, 3 – minima miesięczne

Fig. 15. Average monthly water levels on the Jeziorsko Reservoir in 1986-2015. 1 – monthly averages, 2 – monthly maxima, 3 – monthly minima

Dobowe zmiany poziomu wody w zbiorniku wynoszą od zera (15,9% wszystkich dobowych stanów wody) do kilku centymetrów, okresowo zmiany te wzrastają do kilkunastu centymetrów na dobę. Maksymalnie zmiany dobowe wynosiły 18 cm w fazie obniżania (luty 1998) i 37 cm w fazie spiętrzania zbiornika (styczeń 2002). Przekraczające 10 cm/dobę zmiany poziomu wody w zbiorniku występują częściej w fazie spiętrzania zbiornika niż jego opróżniania. Najszybsze tempo podnoszenia poziomu wody w zbiorniku miały miejsce na przełomie lutego i marca 2002 r. oraz marca i kwietnia 2006 r., kiedy to poziom wody został podniesiony odpowiednio o 3,25 m i 3,31 m w okresach zaledwie 13-dniowych. Średnie tempo w tym okresie wyniosło 0,25 m. Maksymalne tempo obniżenia poziomu wody w zbiorniku miało miejsce w październiku 1991 r. – obniżony odpowiednio o 1,43 m w ciągu 12 dni i w lutym 1998 r. – 1,13 m w ciągu 8 dni.

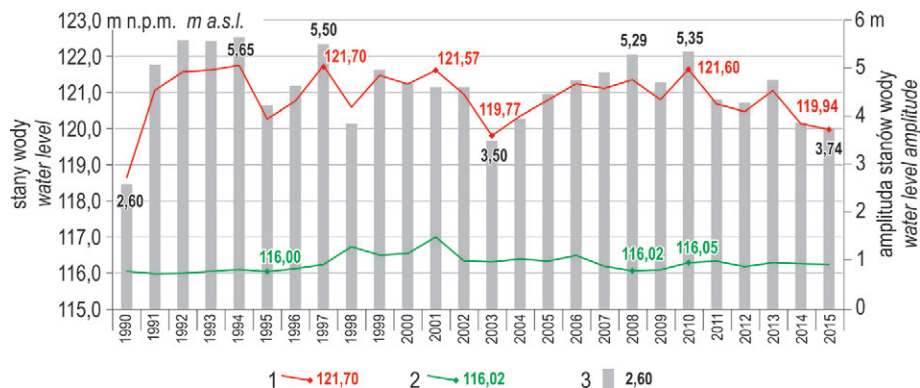


Ryc. 16. Przebieg średnich miesięcznych stanów wody na Zbiorniku Jeziorsko w cyklu rocznym, lata 1990-2015

Fig. 16. Average monthly water levels in the Jeziorsko Reservoir in an annual cycle, 1990-2015

W analizowanym wieloleciu zaledwie 9 razy poziom wody w zbiorniku obniżono poniżej dopuszczalnego minimum, tj. 116,0 m n.p.m. Miało to miejsce w początkowym okresie eksploatacji zbiornika, w 1991 i 1992 roku. Maksymalny poziom piętrzenia przekroczony został 96 razy, głównie w miesiącach kwiecień i maj, rzadziej w lipcu i sierpniu. Absolutne minimum wyniosło 115,95 m n.p.m. (grudzień 1992 r) a absolutne maksimum 121,71 m n.p.m. (kwiecień 1994). Nigdy poziom wody w zbiorniku nie osiągnął dopuszczalnego nadzwyczajnego poziomu piętrzenia (ryc. 15).

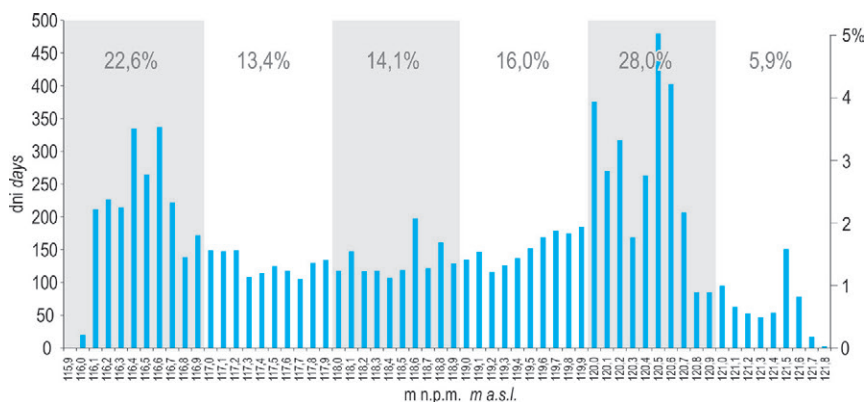
Roczne amplitudy stanów wody wahały się od 2,60 m w 1990 r. do 5,65 w 1994 r. (ryc. 17). Najmniejszym zmianom podlega poziom wody w miesiącach maj i czerwiec, dla których wahania poziomu wody wynosiły odpowiednio od 0,03 do 1,03 i od 0,04 do 1,21 m, największym natomiast w lutym i marcu, kiedy to zbiornik jest napełniany wodami roztopowymi. Amplitudy wynosiły odpowiednio od 0,43 do 3,24 m i od 0,82 do 3,13 m. Po 2014 r., tj. obniżeniu NPP z 120,5 do 120,0 m n.p.m., nastąpiło wyraźne zmniejszenie rocznych amplitud wahań poziomu wody w zbiorniku, które wyniosły 3,88 i 3,74 m odpowiednio w 2014 i 2015 r. i należały one do najmniejszych w całym okresie eksploatacji zbiornika (ryc. 17).



Ryc. 17. Roczne amplitudy stanów wody w Zbiorniku Jeziersko. 1 – maksimum roczne; 2 – minimum roczne; 3 – amplituda roczna

Fig. 17. Annual amplitudes of water levels in the Jeziersko Reservoir. 1 – annual maximum; 2 – annual minimum; 3 – annual amplitude

Dla określenia najczęstszego stanu wody w zbiorniku wyodrębniono 10-centymetrowe przedziały pomiędzy rzędnymi 115,9 i 122,0 m n.p.m. oraz obliczono ich procentowy udział (ryc. 18). W ogólnym bilansie wyraźnie zaznacza się dominacja stanów wysokich. Stany z przedziału od 120,0 do 120,7 m n.p.m. stanowią 26,2% wszystkich stanów dobowych w analizowanym wieloletniu, w tym aż 9,3% w przedziale od 120,4 do 120,6 m n.p.m. Na ogólnym tle zaznacza się również wysoki udział występowania stanów niskich. Na przedział 116,3-116,6 m n.p.m. przypada 9,9% wszystkich stanów dobowych.



Ryc. 18. Częstość występowania stanów wody na Zbiorniku Jeziersko w latach 1990-2015, w przedziałach 10-centymetrowych

Fig. 18. The occurrence of water levels in the Jeziersko Reservoir in 1990-2015, 10-centimeter intervals

Długo utrzymujące się wysokie i niskie stany wody mają bardzo istotny wpływ na zmiany zachodzące w obrębie strefy brzegowej Zbiornika Jeziersko. Stany wysokie to okresy intensywnego wynoszenia materiału akumulowanego u podstawy klifu, niszczenia podstawy klifu i platformy przybrzeżnej oraz wzmożonej dostawy materiału z abradowanego brzegu. Z kolei stany niskie sprzyjają

wynoszeniu materiału poza powierzchnię platformy przybrzeżnej powodując jej rozmywanie.

W badaniach nad rozwojem strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych zwraca się również uwagę na wpływ pokrywy lodowej występującej na zbiorniku, która oddziałuje w dwojaki sposób. Okres zlodzenia zbiornika to z jednej strony wygaszenie procesu przebudowywania strefy brzegowej przez falowanie, z drugiej natomiast okres intensywnego niszczenia brzegu przez napierającą pokrywą lodową (Gierszewski 1988; Banach 1981, 1994; Ovčinnikov 1999; Rzętała 2003) oraz przymarzania utworów do jej warstwy spągowej w przypadku obniżania poziomu wody w zbiorniku bądź przemarzania całej warstwy wody (Hellsten 1998).

Pokrywa lodowa na Zbiorniku Jeziorsko występuje od ostatnich dni grudnia do pierwszych dni kwietnia (dane za lata 2003-2010). W niektórych okresach zimowych okres jej występowania trwa od 0 do blisko 100 dni (zima 2005-2006). Występowanie pokrywy lodowej przypada na okres utrzymywania najniższych stanów wody w zbiorniku oraz spiętrzania wody (ryc. 15, 16). Rola pokrywy lodowej na przekształcanie brzegów Zbiornika Jeziorsko nie była przedmiotem badań szczegółowych autorki, można jednak przyjąć, iż w takich warunkach jego rola jest znikoma, ograniczona do zewnętrznej, przyskłonowej części platformy przybrzeżnej i związana z przymarzaniem osadów do spągowej warstwy pokrywy lodowej, rzadziej rozwojem efemerycznych wałów ziemnych. Rozwój wałów związany z termicznym naporem lodu w wyniku wzrastającej objętości i powierzchni lodu jest w znacznym stopniu ograniczany przez podnoszący się poziom wody w zbiorniku. Zjawisko takie stwierdziła wcześniej autorka na Zbiorniku Pakoskim (Grobelska 2006). Stałe podnoszenie poziomu wody w zbiorniku znacznie ogranicza również przymarzanie osadów występujących na powierzchni platformy przybrzeżnej do spągu pokrywy lodowej.

Na Zbiorniku Jeziorsko nie prowadzono badań falowania. Jego podstawowe parametry obliczono na podstawie wzoru Adriejanova, gdzie wysokość (H) i długość fali (L) wyliczona jest na podstawie prędkości wiatru w m/s (V) i długości rozbiegu fali w km (D):

$$H = 0,0208 V^{1,25} D^{0,333};$$

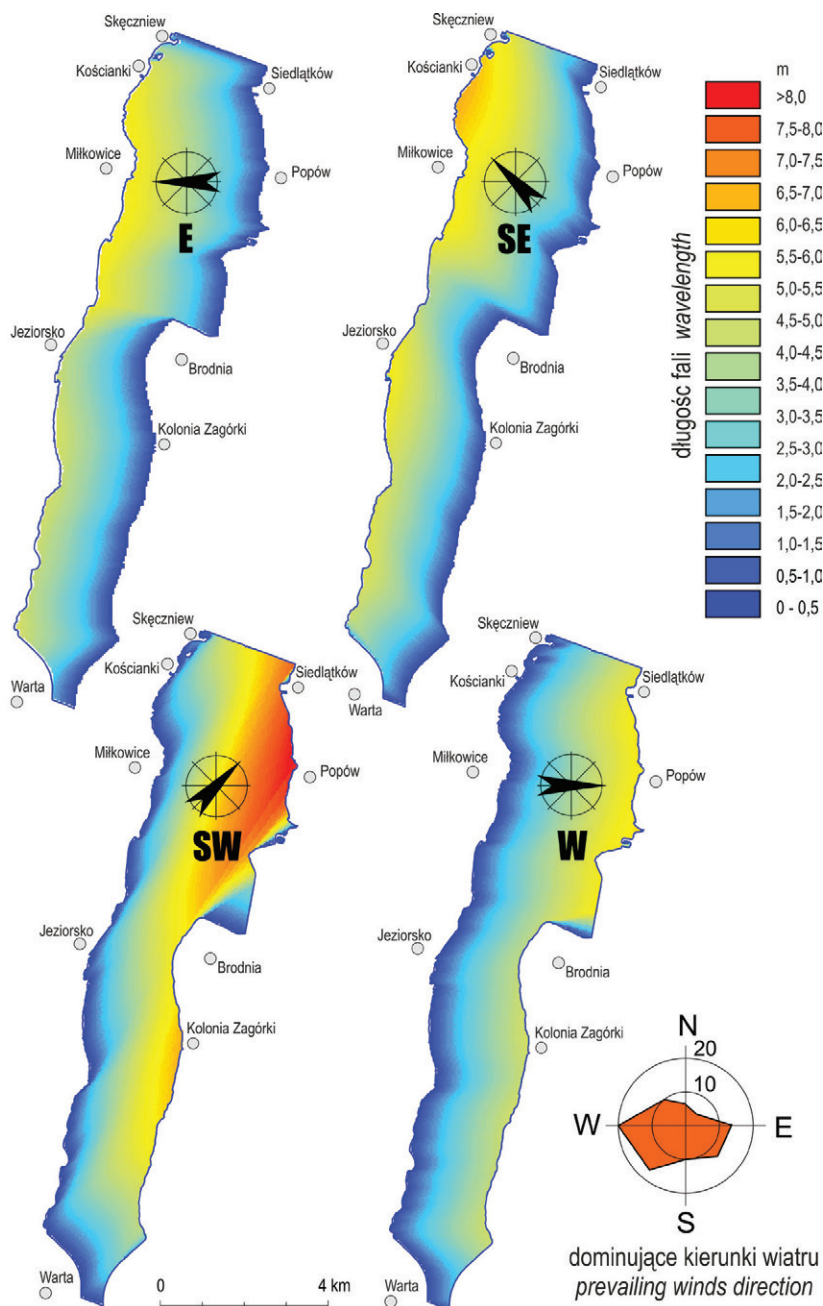
$$L = 0,304VD^{0,5} \quad (\text{Piętrzenie Jeziora Pakość... 1956}).$$

Obliczone na jego podstawie parametry fal, przy maksymalnych wartościach uwzględnianych parametrów, tj. prędkości wiatru równej 15 m/s, odległości rozbiegu fali 3,5 km, wynoszą:

- wysokość fali  $H = 0,93$  m,
- długość fali -  $L = 5,86$  m.

Z kolei parametry fali na Zbiorniku Jeziorsko obliczone w programie ArcMap 10.2.2 przy użyciu narzędzia Wave Model dla takiej samej prędkości wiatru (15 m/s) wynoszą w zależności od kierunku wiatru od 0,48 m wysokości i 7,01 m długości dla wiatru z kierunku wschodniego oraz do 0,82 m wysokości i 14,21 m długości dla wiatru z kierunku południowego. Dla najczęściej występującego wiatru z kierunku zachodniego fale osiągają 0,51 m wysokości i 7,52 m długości (ryc. 19).





Ryc. 19. Długość fali na Zbiorniku Jeziorsko na podstawie Wave Model programu ArcGIS 10.3 dla czterech dominujących kierunków wiatru. Roczna częstość kierunków wiatru w sektorach dla stacji meteorologicznej IMGW w Kole, na podstawie Siudak i in., 2015

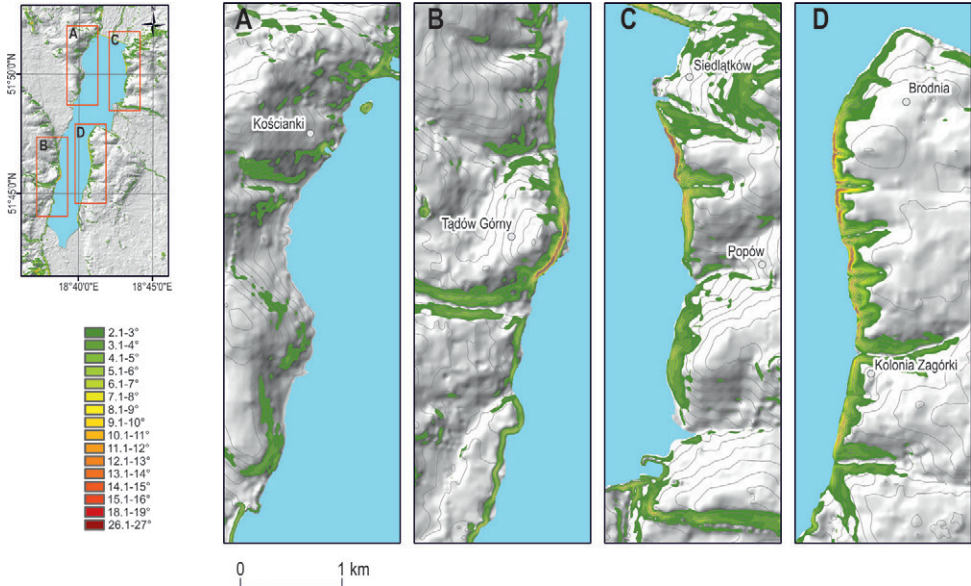
Fig. 19. Wavelength in the Jeziorsko Reservoir based on the ArcGIS Wave Model 10.3 for the four dominant wind directions. Annual frequency of wind directions in the sectors for the IMGW weather station in Koło, based on Siudak et al., 2015

## 4. TYPOLOGIA BRZEGÓW

### 4.1. HIPSOMETRIA I NACHYLENIE PRZEKSZTAŁCANYCH STOKÓW

Długość brzegu Zbiornika Jeziorsko, wyliczona z map topograficznych w skali 1:50 000 wynosi 45,8 km. Południkowy przebieg zbiornika i jego wydłużony kształt w naturalny sposób dzieli brzeg zbiornika na lewy – zachodni i prawy – wschodni. Zasięg akwenu wyznaczają zapora czołowa w Skęczniewie na północy, oraz zapory boczne w Proboszczowicach i Glinnie na południu (ryc. 1). Granicę pomiędzy prawym i lewym brzegiem zbiornika postawiono na jazie w zaporze czołowej w Skęczniewie na północy oraz na moście drogowym na rzece Warcie na południu. Pomiędzy prawym i lewym brzegiem zbiornika istnieją bardzo wyraźne różnice w budowie geologicznej i litologii brzegu, morfologii zalanego stoku oraz ukształtowaniu linii brzegowej.

Brzeg lewy jest nieco krótszy, ma 21,9 km długości. Zbocze doliny w obrębie którego rozwija się brzeg jest łagodny, o nachyleniu często nie przekraczającym 2-3°, niski i mało urozmaicony wysokościowo. Rozwijające się w jego obrębie klify są niskie, najczęściej o wysokości nie przekraczającej 1,0 m. Tylko punktowo, w Tądowie Górnym nachylenie przekształcanego stoku przekracza 20°, a rozwijający się klif osiąga punktowo do 2,5 m wysokości (ryc. 20).



Ryc. 20. Spadki terenu w bezpośrednim otoczeniu Zbiornika Jeziorsko

Fig. 20. The map of terrain slopes in the immediate vicinity of the Jeziorsko Reservoir

Rozległe dno zalanej doliny przylegające do zachodniego zbocza doliny Warty przed utworzeniem zbiornika było prawie płaskie. Rzędne terenu w sąsiedztwie zbiornika najczęściej nie przekraczają 125 m n.p.m., sporadycznie w okolicach Tądowa Górnego w obrębie wysoczyzny morenowej dochodzą do 135 m n.p.m. Brzeg rozwija się w głównie w utworach fluwialnych i fluwioglacjalnych, sporadycznie glacialnych.

Brzeg prawy ma 29,7 km długości. Jest to brzeg wysoki, stromy, urozmaicony wysokościami. Wysokość zbocza doliny w bezpośrednim sąsiedztwie zbiornika na znacznych fragmentach przekracza 10 m wysokości. Rzędne terenu wahają się od 120 do 135 m n.p.m. Brzeg rozwija się w obrębie utworów glacialnych i glaciofluwialnych (ryc. 6).

## **4.2. DYNAMIKA BRZEGU NA ZBIORNIKU JEZIORSKO W LATACH 1999-2015**

### **4.2.1. ROZMIESZCZENIE TYPÓW BRZEGU W 1999 R.**

Całkowita długość brzegu zbiornika w 1999 r. wynosiła 45,8 km z czego brzeg naturalny stanowił 30,2 km. Na zbiorniku wyraźnie dominował abrazyjny typ brzegu, którego łączna długość wynosiła 15,3 km – ponad połowę całkowitej długości brzegu naturalnego (tab. 2). Wyraźnie zaznaczała się dysproporcja pomiędzy brzegiem prawym i lewym. W obrębie brzegu lewego, połogiego, ten typ obejmował zaledwie 29% długości brzegu naturalnego i występował na 8 odcinkach o długości od 150 do 620 m (tab. 3). Towarzyszące mu klify były niskie, do 0,5 m wysokości. Najwyższe nie przekraczały 2 m wysokości i występowały w Tądowie Górnym, Zaspach Miłkowickich i Kościankach, na odcinku o łącznej długości kilkudziesięciu metrów. W górnej części zbiornika, na odcinku 9,7 km, brzeg abrazyjny rozdzielał brzeg neutralny bądź występował na bezpośrednim przedłużeniu brzegu umocnionego. W środkowej i dolnej części zbiornika brzeg abrazyjny występował w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu akumulacyjnego (ryc. 21). Z kolei w obrębie brzegu prawego, zdecydowanie wyższego, abrazyjny typ brzegu zdecydowanie dominował obejmując 68% jego długości. Składało się na niego 17 odcinków o długości od niespełna 100 m do 2,4 km, rozdzielonych kilkudziesięciometrowymi fragmentami brzegu akumulacyjnego (tab. 2 i 3). Wysokość klifu wahała się od kilku centymetrów do 10,1 m. Największą, kilkumetrową wysokość osiągał klif rozwijający się w obrębie stromego zbocza doliny Warty o nachyleniu do 15° i wysokości względnej 13,5 m, tj. w północnej i środkowej części prawego brzegu zbiornika. Korona klifu często umiejscowiona była poniżej górnej krawędzi zbocza doliny. Najwyższy klif występował w Siedlątkowie, w dolnej części zbiornika, gdzie na 800-metrowym odcinku abrazyjnym wysokość klifu średnio wynosiła 4,8 m, przy zróżnicowaniu od 1,8 do 10,1 m oraz w Brodni, w środkowej części zbiornika, gdzie na odcinku o długości 320 m średnia wysokość klifu wynosiła 4,9 m, przy zróżnicowaniu od 0,6 do 7,6 m. Zdecydowanie mniejszą wysokość osiągał klif w środkowej części zbiornika, gdzie na odcinku Dąbrowa Lubolska–Brodnia o długości 1700 m, jego średnia wysokość wynosiła 0,4 m oraz w górnej części zbiornika, w Brzegu i Glininie, gdzie wysokość klifu nie przekraczała 1 m wysokości.

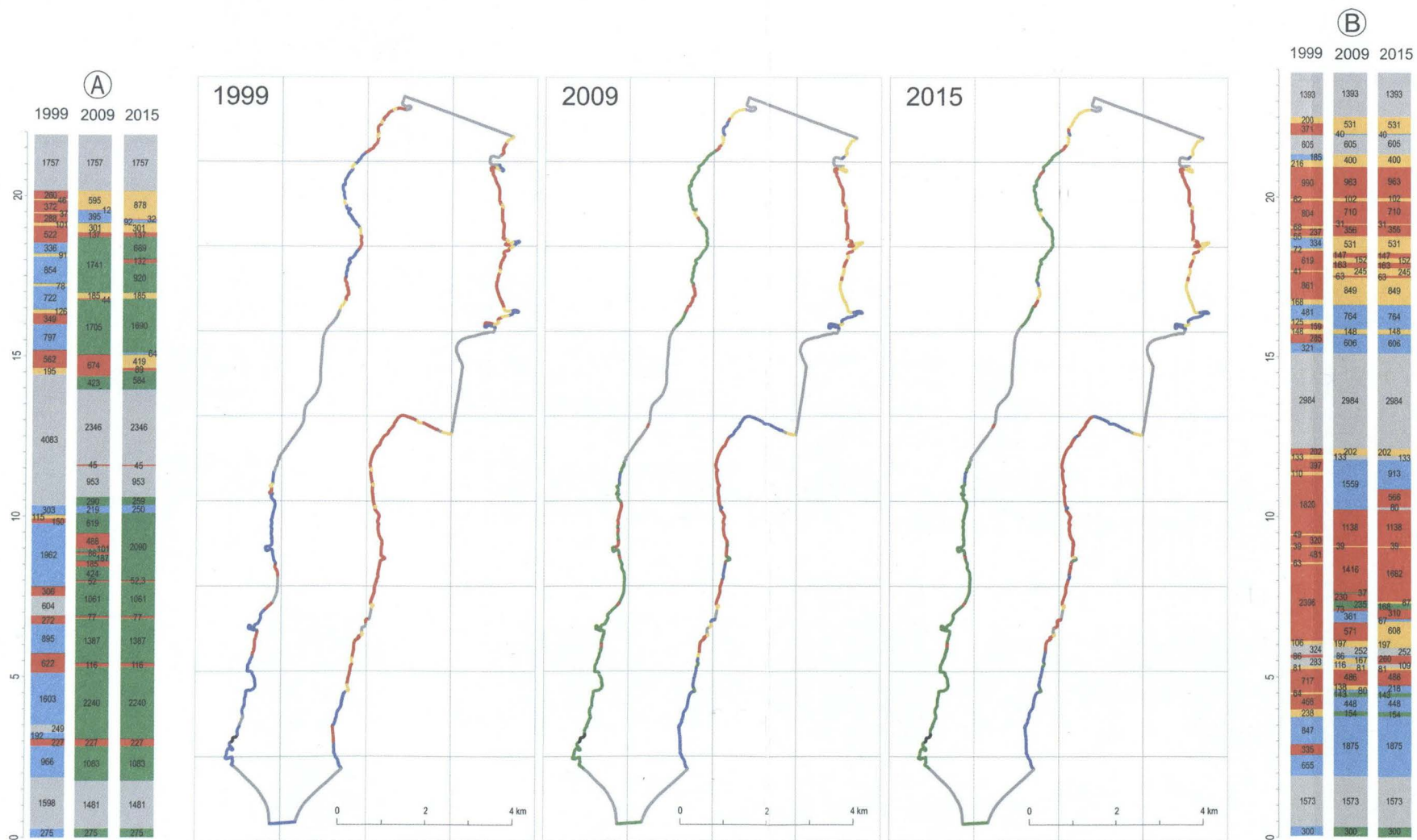
Tabela 2. Zmiany długości typów brzegu w latach 1999-2015

Typ brzegów	ROK								
	1999			2009			2015		
	km	%	% bez umocnionych	km	%	% bez umocnionych	km	%	% bez umocnionych
<b>ogółem</b>	45,8 (30,2)*	100,0		45,8 (32,2)	100,0		45,8 (32,2)	100,0	
umocnione	15,6	34,0		13,6	29,7		13,6	29,7	
abrazyjne	15,3	33,4	50,6	8,5	18,5	26,3	8,4	18,3	26,0
(w tym „osuwiskowe”)	0,4	0,9	1,2	0,4	0,9	1,2	0,4	1,5	2,2
akumulacyjne	2,9	6,3	9,6	4,9	10,7	15,2	5,4	11,7	16,6
neutralne	12,0	26,3	39,8	6,4	14,1	20,0	5,4	11,9	16,9
biogeniczne	0,0	0,0	0,0	12,4	27,1	38,5	13,0	28,5	40,5
<i>abrazyjne + akumulacyjne</i>	18,2	39,7	60,2	13,4	29,2	41,5	13,8	30,0	42,6
Brzeg LEWY									
<b>ogółem</b>	21,9 (13,6)	100,0		21,9 (15,4)	100,0		21,9 (15,4)	100,0	
umocnione	8,3	37,8		6,5	29,8		6,5	29,8	
abrazyjne	3,9	17,9	28,9	2,1	9,8	13,9	0,9	4,1	5,9
akumulacyjne	0,8	3,6	5,8	1,1	4,9	7,0	1,8	8,1	11,6
neutralne	8,9	40,6	65,4	0,6	2,8	4,0	0,4	1,9	2,6
biogeniczne	0,0	0,0	0,0	11,5	52,6	75,0	12,3	56,0	79,9
<i>abrazyjne + akumulacyjne</i>	7,7	21,5	34,6	3,2	14,7	21,0	2,7	12,3	17,5
Brzeg PRAWY									
<b>ogółem</b>	23,9 (16,6)	100,0		23,9 (16,8)	100,0		23,9 (16,9)	100,0	100,0
umocnione	7,30	30,6		7,1	29,7		7,0	29,5	
abrazyjne	11,34	47,5	68,4	6,3	26,4	37,5	7,5	31,2	44,3
(w tym „osuwiskowe”)	0,4	1,7	2,4	0,4	1,7	2,4	0,4	1,7	2,4
akumulacyjne	2,11	8,8	12,7	3,8	15,9	22,6	3,6	15,0	21,3
neutralne	3,12	13,1	18,8	5,8	24,4	34,5	5,0	21,1	29,9
biogeniczne	0,00	0,0	0,0	0,9	3,6	5,4	0,8	3,2	4,5
<i>abrazyjne + akumulacyjne</i>	13,5	56,4	81,2	10,1	42,4	60,2	11,1	46,2	65,5

\* w nawiasie podano długość brzegu nieumocnionego

Tabela 3. Typy brzegu – zestawienie w odcinkach w latach 1999-2015

<b>Brzeg lewy: 21912 m</b>						
<b>1999</b>						
	Umocniony	Abrazyjny	Akumulacyjny	Neutralny	Biogeniczny	Razem
Ilość odcinków	5	8	8	11	0	32
Minimalna długość (m)	249	150	37	192	0	
Maksymalna długość (m)	4083	622	195	1962	0	
Średnia długość (m)	1658	491	99	809	0	
Suma długości (m)	8291	3930	789	8902	0	21912
<b>2009</b>						
	Umocniony	Abrazyjny	Akumulacyjny	Neutralny	Biogeniczny	Razem
Ilość odcinków	4	12	3	2	13	34
Minimalna długość (m)	953	12	185	219	101	
Maksymalna długość (m)	2346	674	595	395	2240	
Średnia długość (m)	1634	179	360	307	887	
Suma długości (m)	6537	2144	1081	614	11535	21912
<b>2015</b>						
	Umocniony	Abrazyjny	Akumulacyjny	Neutralny	Biogeniczny	Razem
Ilość odcinków	4	9	4	3	11	31
Minimalna długość (m)	953	32	185	64	259	
Maksymalna długość (m)	2346	227	878	250	2240	
Średnia długość (m)	1634	101	446	135	1116	
Suma długości (m)	6537	908	1783	406	12278	21912
<b>Brzeg prawy: 23871 m</b>						
<b>1999</b>						
	Umocniony	Abrazyjny	Akumulacyjny	Neutralny	Biogeniczny	Razem
Ilość odcinków	7	17	19	7	0	50
Minimalna długość (m)	133	86	39	185	0	
Maksymalna długość (m)	2984	2396	238	847	0	
Średnia długość (m)	1034	667	111	446	0	
Suma długości (m)	7295	11345	2108	3123	0	23871
<b>2009</b>						
	Umocniony	Abrazyjny	Akumulacyjny	Neutralny	Biogeniczny	Razem
Ilość odcinków	7	12	15	10	5	49
Minimalna długość (m)	116	63	31	40	37	
Maksymalna długość (m)	2984	1416	849	1875	300	
Średnia długość (m)	1008	526	254	582	174	
Suma długości (m)	7056	6313	3814	5820	868	23871
<b>2015</b>						
	Umocniony	Abrazyjny	Akumulacyjny	Neutralny	Biogeniczny	Razem
Ilość odcinków	7	13	14	9	4	47
Minimalna długość (m)	109	63	31	40	143	
Maksymalna długość (m)	2984	1682	849	1875	300	
Średnia długość (m)	1007	573	255	559	191	
Suma długości (m)	7049	7450	3576	5032	765	23871



Ryc. 21. Przestrzenna i czasowa zmienność typów brzegu na zbiorniku Jeziorsko w roku 1999, 2009 i 2015. A – brzeg lewy; B – brzeg prawy. Typ brzegu wraz z długością odcinka w metrach: 1 – abrazyjny, 2 – akumulacyjny, 3 – neutralny, 4 – biogeniczny, 5 – umocniony

Fig. 21. Spatial and temporal variability of shore types of the Jeziorsko reservoir in 1999, 2009 and 2015. A – left shore; B – right shore. Shore type along with the length of the section in meters: 1 – abrasive, 2 – accumulation, 3 – neutral, 4 – biogenic, 5 – reinforced

Cofanie klifów zachodzi przy współdziałaniu ruchów masowych, w szczególności obrywania, osuwania i osypywania. Brzeg rozwijający się przy wyraźnej dominacji jednego z w/w procesów wyodrębniono, odpowiednio jako brzeg abrazyjno-obrywowy, abrazyjno-osuwiskowy i abrazyjno-osypiskowy (ryc. 22a, b, c). Brzeg abrazyjno-osuwiskowy występował na odcinku brzegu w Brodni o długości 260 m. Drugi, jednak zdecydowanie krótszy, tego typu fragment występował na 30 m odcinku brzegu w Siedlątkowie. L. Czarnecki i J. Goździak (2007) podają, iż powierzchnia występującego tu osuwiska wynosiła 300 m<sup>2</sup>, zaś objętość koluwiów ok. 700 m<sup>3</sup>. Brzeg abrazyjno-osypiskowy występował natomiast na odcinku w Siedlątkowie o długości 250-metrów. Na pozostałych fragmentach, gdzie brzeg rozwijał się w utworach spoiwistych, głównie glinach ilastych, występował brzeg abrazyjno-obrywowy (ryc. 22d).

Klif występujący wzdłuż brzegu abrazyjnego, zarówno prawego jak i lewego, na całej swej długości był aktywny.

Akumulacyjny typ brzegu stanowił niespełna 10% całkowitej długości brzegu naturalnego zbiornika, 6% brzegu lewego i 12% brzegu prawego (tab. 2). Z reguły występował on na wgłębieniach linii brzegowej, w zatokach bądź na przedłużeniu dolin rozcinających wysoką, zachodnią krawędź doliny Warty. Stanowił on swego rodzaju „przerywniki” w dominującym, abrazyjnym typie brzegu. Wzdłuż brzegu lewego występowało 8 odcinków akumulacyjnych o długości od 37 do 195 m, wzdłuż brzegu prawego natomiast 19 odcinków o rozpiętości w przedziale 39-238 m (tab. 3). Brzeg ten miał najczęściej formę odsypów, przylegających całą swą długością do brzegu macierzystego, kos – łączących się z brzegiem tylko jednym swym końcem, rzadziej mierzei zamykających zatokę. Formy te zbudowane są głównie z piasków gruboziarnistych i żwirów. Długość ich na ogół nie przekracza 60 m, najczęściej wynosi 25-40 m. Osiągają one do 0,2-0,3 m wysokości. Są to formy młode, w niewielkim stopniu porośnięte roślinnością trawiastą. Na zapleczu niektórych odcinków tego typu brzegu występowały martwe klify o wysokości do 1 m. Świadczą one o dominującym procesie abrazyjnym w początkowym etapie eksploatacji zbiornika, kiedy brak było jeszcze ukształtowanej platformy przybrzeżnej i obfitej dostawy osadów z sąsiedztwa.

Brzeg aktywny, łącznie akumulacyjny i abrazyjny, stanowił 60% całkowitej długości brzegu naturalnego (tab. 2).

Brzeg neutralny stanowił 40% całkowitej długości naturalnego brzegu zbiornika. Zdecydowanie większy udział miał on wzdłuż połozonego brzegu lewego niż prawego i stanowił odpowiednio 65 i 19%. Wzdłuż brzegu lewego stanowiło go 11 długich odcinków, o długości od 190 m do blisko 2 km, wzdłuż brzegu prawego natomiast stanowiło go 7 odcinków o długości od 185 do 847 m (tab. 2, 3). Brzeg ten występował wzdłuż większych zatok od strony lądu oraz wzdłuż łagodnie nachylonych stoków występujących w górnej i środkowej części zbiornika, gdzie małe głębokości akwenu nie sprzyjały powstawaniu wysokich fal zdolnych abraować brzegi.

A



B





C



D



E



Ryc. 22. Typy brzegu: AB – brzeg abrazyjny osuwiskowy w: A – Brodnia, B – Popowie, odpowiednio marzec i sierpień 2008 r.; C – brzeg abrazyjny osypiskowy, Siedlątków, kwiecień 2008 r. Wysokość klifu 4,5 m; D – brzeg abrazyjny obrywowy, Popów, grudzień 2009 r. Wysokość klifu 1,2 m; E – brzeg biogeniczny. Na pierwszym planie widoczne zarośla wierzbowe (*Salix Sp.*). W tle kępy trzciny pospolitej (*Phragmites australis*) towarzyszące strefie krzewów od strony zbiornika. Miłkowice, listopad 2009

Fig. 22. Type of shore: AB – abrasive shore with landslides in A – Brodnia, B – Popów, respectively March and August 2008; C – abrasive shore with unconsolidated sediment fall, Siedlątków, April 2018. The cliff height is 4.5 m; D – abrasive shore with consolidated sediment fall, Popów, December 2009. The cliff height is 1.2 m; E – biogenic shore (shore covered by natural vegetation). Willow thickets in the foreground (*Salix Sp.*). Patches of common reed (*Phragmites australis*) accompanying the shrub zone from the reservoir side in the background, Miłkowice, November 2009

#### 4.2.2. ROZMIESZCZENIE TYPÓW BRZEGU W 2009 R.

Kartowanie brzegu Zbiornika Jeziorsko zostało powtórzone po 10 latach, w miesiącach wrzesień-listopad 2009. Kartowanie to wykazało wyraźne zmiany zarówno w długości jak i przestrzennym rozmieszczeniu poszczególnych typów brzegu. W stosunku do 1999 r. udział brzegu aktywnego, abrazyjnego bądź akumulacyjnego, zmniejszył się z 60 do 41,5% długości brzegu naturalnego, przy czym wzdłuż brzegu lewego był to spadek o blisko 60%, z 35 do 21%, natomiast wzdłuż brzegu prawego o niespełna 25%, z 81 do 60% jego długości.

Tabela 4. Transformacja brzegu lewego w latach 1999-2015

Typ brzegu w 2009 r.	Rodzaj zmiany w relacji do 1999 r.	Długość [m]	% typu brzegu z 1999 r.	% typu brzegu w 2009 r.	Transformacja brzegu z.... w....	Długość [m]	% typu brzegu z 1999 r.	% typu brzegu w 2009 r.
a) rok 2009 w relacji do roku 1999								
umocniony	ubytek	1753	21,1		umocniony w biogeniczny	1653	19,9	
	bez zmian	6537	78,8	100,0	umocniony w abrazyjny	100	1,2	
neutralny	ubytek	8685	97,6		neutralny w biogeniczny	7645	88,0	
					neutralny w abrazyjny	856	9,6	
					neutralny w akumulacyjny	185	2,1	
	przyrost	395		64,3	akumulacyjny w neutralny	37		6,0
bez zmian	219	2,5	35,7	abrazyjny w neutralny	358		58,3	
abrazyjny	ubytek	2935	74,7		abrazyjny w biogeniczny	1828	46,5	
					abrazyjny w neutralny	358	9,1	
					abrazyjny w akumulacyjny	1173	29,8	
	przyrost	1151		53,7	akumulacyjny w abrazyjny	195		9,1
					neutralny w abrazyjny	856		39,9
					umocniony w abrazyjny	100		4,7
bez zmian	994	46,3	25,3					
akumulacyjny	ubytek	642	81,4		akumulacyjny w neutralny	37	4,7	
					akumulacyjny w biogeniczny	410	52,0	
					akumulacyjny w abrazyjny	195	24,7	
	przyrost	934		86,4	abrazyjny w akumulacyjny	749		69,3
					neutralny w akumulacyjny	185		17,1
bez zmian	147	13,6	18,6					
biogeniczny	przyrost	11535		100,0	abrazyjny w biogeniczny	1828		15,8
					umocniony w biogeniczny	1653		14,3
					akumulacyjny w biogeniczny	410		3,6
					neutralny w biogeniczny	7645		66,3

b) rok 2015 w relacji do roku 2009								
umocniony	bez zmian	6537	100,0	100,0				
neutralny	ubytek	303	49,3		neutralny w abrazyjny	32	5,2	
					neutralny w akumulacyjny	271	44,1	
	przyrost	95		23,4	biogeniczny w neutralny	95		23,4
	bez zmian	311	50,7	76,6				
abrazyjny	ubytek	1395	65,1		abrazyjny w biogeniczny	964	45,0	
					abrazyjny w akumulacyjny	431	20,1	
	przyrost	164		18,1	biogeniczny w abrazyjny	132		14,5
					neutralny w abrazyjny	32		3,5
bez zmian	744	34,7	81,9					
akumulacyjny	przyrost	702		39,4	abrazyjny w akumulacyjny	431		24,2
					neutralny w akumulacyjny	271		15,2
	bez zmian	1081	100,0	60,6				
biogeniczny	ubytek	227	2,0		biogeniczny w abrazyjny	132	1,1	
					biogeniczny w neutralny	95	0,8	
	przyrost	964		7,9	abrazyjny w biogeniczny	964		7,9
	bez zmian	11313	98,1	92,1				
c) rok 2015 w relacji do roku 1999								
umocniony	ubytek	1753	21,1		umocniony w biogeniczny	1708		20,6
					umocniony w abrazyjny	45		0,5
	bez zmian	6537	78,8	78,8				
neutralny	ubytek	8654	97,2		neutralny w biogeniczne	8285	93,1	
					neutralny w abrazyjny	184	2,1	
					neutralny w akumulacyjny	185	2,1	
	bez zmian	250	2,8	61,6				
przyrost	156		38,4	abrazyjny w neutralny	156			

abrazyjny	ubytek	3339	85,0		abrazyjny w biogeniczny	1769	45,0	
					abrazyjny w neutralny	156	4,0	
					abrazyjny w akumulacyjny	1414	36,0	
	przyrost	318		35,1	neutralny w abrazyjny	184		20,3
					umocniony w abrazyjny	45		5,0
					akumulacyjny w abrazyjny	89		9,8
bez zmian	590	15,0	64,9					
akumulacyjny	ubytek	605	76,7		akumulacyjny w biogeniczny	516	65,4	
					akumulacyjny w abrazyjny	89	11,3	
	przyrost	1599		89,7	abrazyjny w akumulacyjny	1414		79,3
					neutralny w akumulacyjny	185		10,4
	bez zmian	184	23,3	10,3				
biogeniczny	przyrost	12278		100,0	abrazyjny w biogeniczny	1769		14,4
					neutralny w biogeniczny	7949		64,7
					umocniony w biogeniczny	1708		13,9
					akumulacyjny w biogeniczny	852		6,9

Tabela. 5. Transformacja brzegu prawego w latach 1999-2015

Typ brzegu w 2009 r.	Rodzaj zmiany w relacji do 1999 r.	Długość [m]	% typu brzegu z 1999 r.	% typu brzegu w 2009 r.	Transformacja brzegu z.... w....	Długość [m]	% typu brzegu z 1999 r.	% typu brzegu w 2009 r.
a) rok 2009 w relacji do roku 1999								
umocniony	ubytek	239	3,3		umocniony w akumulacyjny	239		100,0
	bez zmian	7056	96,7	100,00				
neutralny	ubytek	819	26,2	60,4	neutralny w biogeniczny	300	9,6	
					neutralny w akumulacyjny	519	16,6	
	przyrost	3515	73,8		akumulacyjny w neutralny	319		5,5
					abrazyjny w neutralny	3196		54,9
bez zmian	2304	39,6						
abrazyjny	ubytek	5212	45,9	2,9	abrazyjny w biogeniczny	350	3,1	
					abrazyjny w neutralny	3196	28,2	
					abrazyjny w akumulacyjny	1665	14,7	
	przyrost	180	97,1		akumulacyjny w abrazyjny	180		2,9
bez zmian	6133							
akumulacyjny	ubytek	680	32,3	63,5	akumulacyjny w neutralny	282		13,4
					akumulacyjny w biogeniczny	218		10,3
					akumulacyjny w abrazyjny	180		8,5
	przyrost	2424	66,0		abrazyjny w akumulacyjny	1905		49,9
					neutralny w akumulacyjny	519		8,2
bez zmian	1390	36,5						
biogeniczny	przyrost	868		100,0	abrazyjny w biogeniczny	350		40,4
					akumulacyjny w biogeniczny	218		25,1
					neutralny w biogeniczny	300		34,6
b) rok 2015 w relacji do roku 2009								
umocniony	ubytek	7	0,1		umocnione w abrazyjne	7	0,1	
	bez zmian	7049	99,9	100,0				

neutralny	ubytek	926	15,9		neutralny w abrazyjny	926	15,9	
	przyrost	138		2,7	akumulacyjny w neutralny	138	2,7	
	bez zmian	4894	84,1	97,3				
abrazyjny	przyrost	1137		15,3	biogeniczny w abrazyjny	37		0,5
					neutralny w abrazyjny	926		12,4
					akumulacyjny w abrazyjny	167		2,2
					umocniony w abrazyjny	7		0,1
bez zmian	6313	100,0	84,7					
akumulacyjny	ubytek	305	8,0		akumulacyjny w abrazyjny	167	4,4	
					akumulacyjny w neutralny	138	3,6	
	przyrost	67		1,9	biogeniczny w akumulacyjny	67		1,9
biogeniczny	ubytek	103,0	11,9		biogeniczny w abrazyjny	37	4,2	
					biogeniczny w akumulacyjny	67	7,7	
	bez zmian	765	88,1	100				
c) rok 2015 w relacji do roku 1999								
umocniony	ubytek	246	3,4		umocniony w akumulacyjny	72	1,0	
	bez zmian	7049	96,6	100,0	umocniony w abrazyjny	174	2,4	
neutralny	ubytek	819	26,2		neutralny w biogeniczny	300	9,6	
					neutralny w akumulacyjny	519	16,6	
	przyrost	2727		54,2	akumulacyjny w neutralny	319		6,3
	bez zmian	2304	73,8	45,8	abrazyjny w neutralny	2408		47,9
abrazyjny	ubytek	4249	37,5		abrazyjny w biogeniczny	247	2,2	
					abrazyjny w neutralny	2033	17,9	
					abrazyjny w akumulacyjny	1567	13,8	
	przyrost	354		4,8	akumulacyjny w abrazyjny	180		2,4
					umocniony w abrazyjny	174		2,3
bez zmian	7096	62,5	95,2					

akumulacyjny	ubytek	526	25,0		akumulacyjny w neutralny	282	13,4	
					akumulacyjny w biogeniczny	64	3,0	
					akumulacyjny w abrazyjny	180	8,5	
	przyrost	2186		61,1	abrazyjny w akumulacyjny	1594		44,6
					neutralny w akumulacyjny	519		14,5
					umocniony w akumulacyjny	72		2,0
bez zmian	1390	66,0	38,9					
biogeniczny	przyrost	765		100,0	abrazyjny w biogeniczny	247		32,3
					akumulacyjny w biogeniczny	218		28,5
					neutralny w biogeniczny	300		39,2



Wzdłuż brzegu lewego sumaryczna długość brzegu abrazyjnego uległa redukcji z 3,9 do 2,1 km, tj. o 47% co stanowiło zaledwie 14% jego całkowitej długości. 85% długości brzegu abrazyjnego z 1999 r. zatraciło swój charakter przekształcając się w 46% w brzeg biogeniczny, głównie w górnej części zbiornika, w mniejszym stopniu, w 30%, w brzeg akumulacyjny głównie w dolnej części zbiornika (tab. 4). Zaledwie 46% brzegu abrazyjnego stanowił brzeg, który taki charakter miał w 1999 r. Długość poszczególnych fragmentów brzegu, które zachowały abrazyjny charakter, uległa skróceniu. Pozostałe 54% stanowiło nowy brzeg abrazyjny, który w 75% powstał w wyniku transformacji brzegu neutralnego. Liczba odcinków abrazyjnych wzrosła z 8 do 12, a ich długość zmniejszyła się (tab. 3; ryc. 21).

Brzeg o charakterze abrazyjnym zdecydowanie większy udział miał wzdłuż prawego brzegu zbiornika, gdzie stanowił 38%. Nadal był to dominujący typ brzegu mimo, iż jego długość, podobnie jak w przypadku brzegu lewego, uległa zmniejszeniu, z 11,3 do 6,3 km, tj. o 46%. Brzeg ten uległ przekształceniu w brzeg neutralny (61%), w mniejszym stopniu w brzeg akumulacyjny (32%), (tab. 5). Zaledwie 180 m brzegu abrazyjnego to brzeg nowy, powstały w wyniku transformacji odcinków brzegu akumulacyjnego, występującego wcześniej na przedłużeniu wąskich obniżeń dolinnych rozcinających wysoki klif w Brodni, w środkowej części zbiornika.

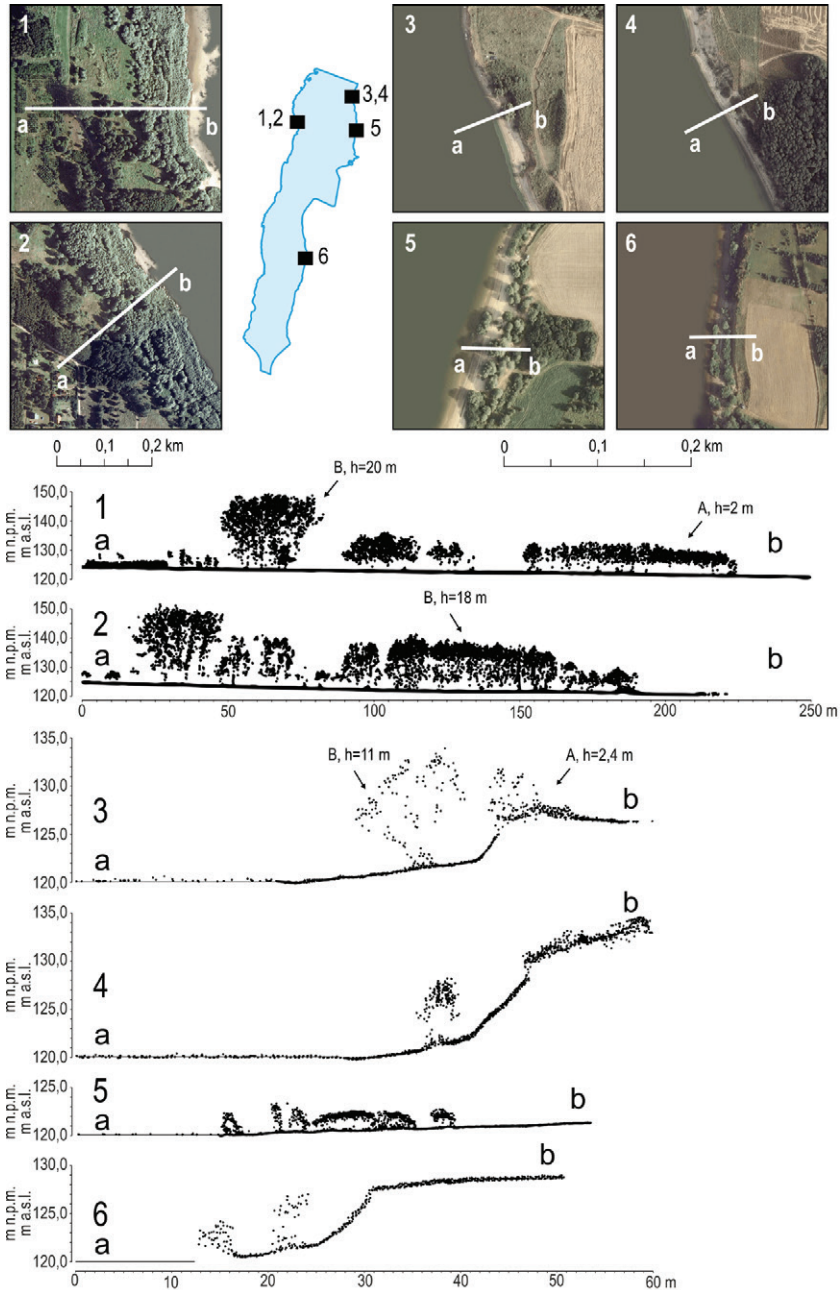
Na przeważającej długości brzegu abrazyjnego korona klifu osiągnęła górny załom stoku. W efekcie maksymalna wysokość klifu wzrosła z 10,1 do 12,5 m w Siedlątkowie i z 7,6 do 14,5 m w Brodni. Powszechne w obrębie klifów były osuwiska, osypiska i obrywy. Lokalnie u podstawy klifu występował zwarty 2-5-metrowej szerokości pas zarośli krzewiastych i drzew, głównie wierzby, o wysokości do kilku metrów.

W stosunku do 1999 roku zaznaczył się 50%-owy wzrost udziału brzegu akumulacyjnego, z 10 do 15% całkowitej długości brzegu naturalnego. Zmniejszyła się liczba jego akumulacyjnych odcinków, a ich długość wzrosła (tab. 3). Brzeg ten najczęściej stanowił kilkudziesięciometrowej długości odcinki w obrębie większych zatok. Krótkie, kilkudziesięciometrowej długości fragmenty brzegu akumulacyjnego rozwijające się wcześniej na przedłużeniu dolin rozcinających zbocza dolin Warty zanikły, przekształcając się w brzeg neutralny bądź abrazyjny.

W obrębie brzegu lewego stwierdzono zanik ponad 81% brzegu akumulacyjnego, który przekształcił się głównie w brzeg biogeniczny (64%), w mniejszym zakresie w abrazyjny (30%) (tab. 4). Jednak pojawiło się wiele nowych fragmentów akumulacyjnych. Zaledwie 14% brzegu akumulacyjnego to brzeg stary, który taki charakter miał w 1999 r. Pozostały brzeg akumulacyjny to przekształcony brzeg abrazyjny, bądź neutralny, które stanowiły odpowiednio 70 i 17%.

W obrębie brzegu prawego udział brzegu akumulacyjnego wzrósł z 2,1 do 3,8 km, tj. z 13 do 23% długości brzegu naturalnego (tab. 2). Stwierdzono zanik 32% brzegu akumulacyjnego, który przekształcił się w brzeg neutralny, biogeniczny i abrazyjny (ryc. 21; tab. 5). 2,4 km brzegu akumulacyjnego, tj. 64%, to przekształcony brzeg abrazyjny bądź rzadziej neutralny.

Na zbiorniku rozwinął się nowy typ brzegu, a mianowicie brzeg biogeniczny, który w 1999 r. nie został odnotowany. Po dziesięciu latach ten typ brzegu występował na blisko 38% długości brzegu naturalnego zbiornika (tab. 3). Dominował on wzdłuż zachodniego, południowego oraz południowo-wschodniego brzegu zbiornika, gdzie brzeg kształtuje się w obrębie rozległych pływów o nachyleniu



Ryc. 23. Zobrazowanie roślinności na brzegu Zbiornika Jeziorsko. 1-6 przykładowe przekroje poprzeczne z chmury punktów ALS z 2009 r. Lokalizacja przekrojów zaznaczona na zdjęciach lotniczych z 2009 r. A – krzewy, B – drzewa, h – wysokość.

Fig. 23. Images of vegetation on the Jeziorsko Reservoir shore. 1-6 exemplary transverse profiles from the ALS point cloud from 2009. Location of transverse profiles marked on aerial photographs from 2009. A – shrubs, B – trees, h – height

do 1,5°, będących pozostałością zalanej równiny zalewowej Warty. Zwartej, 10-15 m szerokości, strefie zarośli krzewiastych rozwijających się w górnej, odlądowej części platformy przybrzeżnej, lokalnie towarzyszyły skupiska pałki wodnej (*Typha Sp.*) i trzciny pospolitej (*Phragmites australis*), porastające strefy 10-20-metrowej długości i 5-10-metrowej szerokości (ryc. 22e, ryc. 23 – przekrój 1 i 2). W obrębie brzegu lewego biogeniczny typ brzegu występował na ponad 11,5 km. W 66% rozwinął się z brzegu neutralnego, w mniejszym stopniu z brzegu abrazyjnego (16%) i umocnionego (14%). Wzdłuż brzegu prawego brzeg biogeniczny wykształcił się jedynie lokalnie, na zaledwie 0,8 km (tab. 5). W przeszłości w zdecydowanej większości był brzegiem aktywnym. 40% brzegu biogenicznego rozwinęło się z brzegu abrazyjnego, a 25% z brzegu akumulacyjnego. Na odlądowym skraju pasa roślinnego zachowały się, martwe klify bądź porośnięte darnią piaszczyste wały brzegowe. Formy te świadczą o dawnej aktywności tych fragmentów brzegu. Pozostałe 35% brzegu biogenicznego w przeszłości było brzegiem neutralnym. Mimo iż brzegi biogeniczne są znane i obserwowane na innych zbiornikach, a ich rozwój na Zbiorniku Jeziorsko był przewidywany (Banach, Grobelska 2003), to skala odnotowanych przekształceń jest zaskakująco duża (ryc. 21; tab. 2), szczególnie w kontekście zaledwie 10-letniego okresu dzielącego wykonane kartowania.

#### 4.2.3. ROZMIESZCZENIE TYPÓW BRZEGU W 2015 R.

Trzecie kartowanie brzegu Zbiornika Jeziorsko wykonano w listopadzie 2015 r., po kolejnych 6 latach. Analizując charakter brzegu zbiornika w tym okresie należy zaznaczyć, iż od 2014 r. normalny poziom piętrzenia (NPP) na zbiorniku został obniżony o 0,5 m, do 120,0 m n.p.m. W stosunku do okresu wcześniejszego udział brzegu aktywnego utrzymywał się na zbliżonym poziomie i stanowił 43% ogólnej długości brzegu naturalnego (tab. 2). Utrwały się, widoczne już wcześniej, różnice w sposobie i tempie transformacji lewego i prawego brzegu zbiornika.

W obrębie brzegu lewego najważniejsze zmiany to kontynuacja zmniejszającego się udziału brzegu abrazyjnego i neutralnego, które stanowiły odpowiednio zaledwie 6 i 3%, i dalszy przyrost brzegu akumulacyjnego i biogenicznego, których udział wyniósł odpowiednio 12 i 80%. Brzeg abrazyjny, którego długość znacznie zmniejszyła się (o 58%), uległ przekształceniu w brzeg biogeniczny i akumulacyjny, odpowiednio w 69 i 31%. Nowy brzeg abrazyjny rozwinął się tylko punktowo, łącznie zaledwie na 160 metrach brzegu. Brzeg neutralny, prawie w całości (89%) uległ przekształceniu w brzeg akumulacyjny. Brzeg akumulacyjny zachował się na całej swej dotychczasowej długości, a jego nowe fragmenty to przekształcony brzeg abrazyjny i neutralny, odpowiednio 61 i 39% (ryc. 21; tab. 4).

A



B



Ryc. 24. Niski brzeg abrazyjny obrywowy, rozwijający się w zwartych glinach piaszczystych podścielonych piaskami drobnoziarnistymi, północne obrzeże zatoki w Popowie. A – w okresie wyraźnej aktywności, po wysokim, osiągającym podstawę klifu stanie wody w 2010 r. B – z wtórnym stopniem o wysokości 0,2 m w odległości 5 m od podstawy klifu, wykształconym po dwóch latach występowania niższych stanów wody na zbiorniku, nie osiągających podstawy klifu, grudzień 2015 r.

Fig. 24. Low abrasive shore developed in compact sandy tills underlain with fine-grained sands, the northern edge of the bay in Popowo. A - in the period of high activity, after high water reaching the base of the cliff in 2010, B - with a secondary level of 0.2 m at a distance of 5 m from the base of the cliff, developed after two years of lower water levels on the reservoir, not reaching the base of the cliff, December 2015

Zmiany w obrębie brzegu prawego są niewielkie, a udział poszczególnych typów brzegu i ich wzajemny stosunek utrzymywał się na poziomie zbliżonym do stwierdzonego w 2009 r. Istotna zmiana objęła brzeg neutralny i abrazyjny. Pierwszego wyraźnie ubyło, długość drugiego wzrosła. 0,9 km brzegu neutralnego, tj. 16% jego długości uległo przekształceniu w brzeg abrazyjny. Długość brzegu abrazyjnego, przy jego zachowaniu się na całej stwierdzonej wcześniej długości, wzrosła o 1,1 km i stanowił w 2015 r. 44% całkowitej długości prawego brzegu naturalnego. Nowy brzeg abrazyjny w 82% rozwinął się z brzegu neutralnego, w mniejszym stopniu z brzegu akumulacyjnego i biogenicznego (ryc. 21; tab. 5). Lokalnie, głównie w obrębie niższych klifów, o wysokości do 2,5 m, u podstawy klifu, wyznaczającego maksymalny zasięg falowania wiatrowego, bądź w odległości 10-15 m od niego rozwinął się stopień abrazyjny o charakterze klifu wtórnego. Był on zdecydowanie niższy od klifu pierwotnego, gdyż osiągał do 0,5 m wysokości (ryc. 24). W takich miejscach klif wyznaczający maksymalny zasięg falowania był nieaktywny, górna część platformy przybrzeżnej częściowo porośnięta była roślinnością trawiastą. Zmiany te są wynikiem utrzymywanego na zbiorniku od 2014 r. obniżonego o 0,5 m poziomu piętrzenia. Nadal w obrębie wyższych klifów rozwijały się osuwiska, osypiska i obrywy. Lokalnie u podstawy klifu występowały 2-5-metrowej szerokości kępy zarośli krzewiastych i drzew, głównie wierzby, o wysokości do kilku metrów (ryc. 23). Długość brzegu akumulacyjnego i biogenicznego, podobnie jak brzegu neutralnego minimalnie zmniejszyła się.

#### 4.2.4. PRZEKSZTAŁCENIA BRZEGU W LATACH 1999-2015.

W obrębie lewego brzegu zbiornika największe przekształcenia objęły brzeg neutralny, którego udział w całkowitej długości brzegu naturalnego zmalał z 65 do zaledwie 3%. W okresie 16 lat z 8,9 km brzegu neutralnego zachowane zostało zaledwie 250 m. Pozostałe 8,7 km, tj. 97% uległo transformacji, w 96% w brzeg biogeniczny, pozostały w brzeg abrazyjny i akumulacyjny. Zaledwie 0,4 km brzegu neutralnego to brzeg nowy, powstały w wyniku przekształcenia brzegu abrazyjnego (91%) i akumulacyjnego (9%), (tab. 4). Również bardzo duża redukcja dotyczy brzegu abrazyjnego, którego długość zmniejszyła się czterokrotnie, z 3,9 do 0,9 km (ryc. 21, tab. 2). Jego udział w całkowitej długości brzegu naturalnego zmniejszył się z 29 do zaledwie 6%. Brzeg abrazyjny w 85% uległ przekształceniu, głównie w brzeg biogeniczny i akumulacyjny, odpowiednio 53 i 43%. Zaledwie 15% brzegu abrazyjnego nie zmieniło swojego charakteru. Nowy brzeg abrazyjny, którego długość wynosi zaledwie 320 m, to głównie przekształcony brzeg neutralny, w mniejszym stopniu akumulacyjny i umocniony. Udział pozostałych dwóch typów brzegu, biogenicznego i akumulacyjnego, cechuje wzrost udziału. Brzeg biogeniczny, który w okresie początkowym nie występował, w 2015 r. obejmował 80% brzegu lewego i stał się wyraźnie dominującym typem. Udział brzegu akumulacyjnego wzrósł dwukrotnie, z 6 do 12%. Szybkiej ekspansji roślinności w strefie brzegowej sprzyjają występujące tutaj rozległe płycizny przybrzeżne powodujące redukcję energii falowania i w konsekwencji ograniczające efektywność procesu abrazyjnego brzegu. Od 2014 r. wkraczaniu roślinności również sprzyja obniżony o 0,5 m osiagany w zbiorniku normalny poziom piętrzenia.

W obrębie brzegu prawego, podobnie jak w przypadku brzegu lewego, największe zmiany obejmują brzeg abrazyjny, którego udział uległ zmniejszeniu, z 68 do 44%. 4,2 km, tj. 37% brzegu abrazyjnego, straciło swój charakter, przekształciło się w brzeg neutralny i akumulacyjny, odpowiednio w 48 i 37% (tab. 5). Prawie w całości współczesny brzeg abrazyjny zachował swój charakter w całym rozpatrywanym okresie. Zaledwie 4,3% to brzeg abrazyjny nowy, przekształcony brzeg akumulacyjny, bądź umocniony.

W obrębie pozostałych typów brzegu, po prawej stronie zbiornika, nastąpił wzrost ich udziału. Długość brzegu neutralnego w okresie prowadzonych badań, w przeciwieństwie do brzegu lewego, wzrosła z początkowych 3,1 km do 5,0 km, stanowiąc odpowiednio 19 i 30% długości brzegu naturalnego. Zaledwie 0,8 km, tj. 26% brzegu neutralnego uległo przekształceniu w brzeg akumulacyjny i biogeniczny, odpowiednio w 63 i 37% (ryc. 21). Nie stwierdzono przekształcenia brzegu neutralnego w abrazyjny. 2,7 km brzegu neutralnego, tj. 54%, to brzeg nowy, przekształcony z brzegu abrazyjnego i akumulacyjnego, odpowiednio w 88 i 12% (tab. 5). Można wnioskować, iż w obecnych warunkach hydrodynamicznych te fragmenty brzegu zakończyły już okres dynamicznego przekształcania. 0,5 km brzegu akumulacyjnego, tj. 25%, straciło swój charakter i uległo przekształceniu w brzeg neutralny, w mniejszym stopniu w abrazyjny i biogeniczny. Ponad połowa współczesnego brzegu akumulacyjnego to brzeg nowy, powstały głównie w efekcie transformacji brzegu abrazyjnego i neutralnego, odpowiednio w 73 i 24%. Brzeg biogeniczny, który w okresie początkowym nie występował, w 2015 r. obejmował 4% brzegu prawego. Występuje on w górnej części zbiornika, w obrębie większych zatok (ryc. 21).

## 5. BRZEG ABRAZYJNY

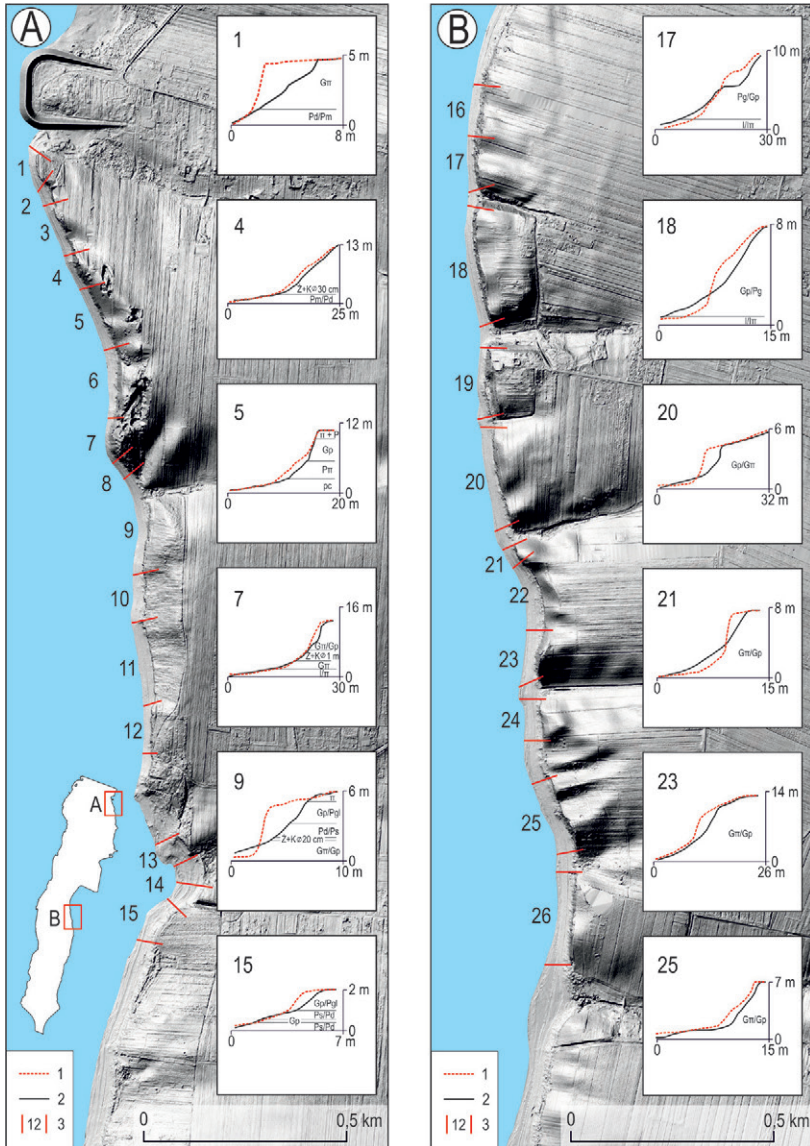
### 5.1. TEMPO COFANIA SIĘ KLIFU ORAZ KUBATURA WYNIESIONEGO MATERIAŁU

Ilościowo wielkość cofania się klifu wyrażono wartością poziomego przemieszczenia korony klifu, w okresie od 1991 do 2015 r., w przedziałach czasowych od 2 do 8 lat oraz kubaturą materiału wyniesionego z 1 metra bieżącego brzegu w latach 1991-2011 (tab. 6). Wartości te określono dla 2,2 km długości odcinka Siedlątków–Popów (obszar A) w północnej części zbiornika oraz 2,3 km odcinka Brodnia – Kolonia Zagórki (obszar B) w części środkowej zbiornika (ryc. 25, 26) i uśredniono dla wyróżnionych odcinków o zbliżonej wysokości klifu, nachyleniu, budowie geologicznej, ukierunkowaniu, ekspozycji i typie brzegu (abrazyjny obrywowy, abrazyjny osypiskowy i abrazyjny osuwiskowy). Łącznie wytypowano 26 odcinków, 15 w obszarze A i 11 w obszarze B (ryc. 25, 26; tab. 6).

#### *OBSZAR A – ODCINEK SIEDLĄTKÓW–POPÓW*

Odcinek Siedlątków–Popów (obszar A) obejmuje 2192 m długości fragment prawego brzegu zbiornika, o przebiegu północ-południe, rozciągający się powyżej zapory bocznej w Siedlątkowie. Jest to brzeg przygłębiowy, rozwijający się w obrębie stromych zboczy doliny Warty. W części północnej, w Siedlątkowie (57°50'45,378; 18°42'55,777) w odległości zaledwie 70 m od podstawy klifu głębokości dochodzą do 7,5 m, w części południowej obszaru, w Popowie (51°50'08,850; 18°43'06,202) są nieco mniejsze, w odległości 75 m od podstawy klifu głębokości dochodzą do 5 m. W obszarze tym brzeg abrazyjny ma długość 1724 m. Towarzyszy mu aktywny klif o wysokości od 1,0 do 12,2 m, średnio 5,25. W północnej i południowej części obszaru w aktywnych ścianach klifów występują silnie skonsolidowane gliny ilaste i piaszczyste, rzadziej piaski gliniaste, lokalnie przewarstwione piaskami gruboziarnistymi. Rozwijający się w tych odcinkach brzeg ma najczęściej charakter abrazyjny obrywowy (ryc. 27). W części środkowej obszaru dominują natomiast utwory fluwiogłacjalne, żwirowo-kamieniste, z przewarstwieniami piaszczystymi, często silnie zaburzone glacitektonicznie. Punktowo u podstawy klifu występują zlepieńce o spoiwie węglanowym. Rozwijający się w tych obszarach brzeg ma najczęściej charakter abrazyjno-osypiskowy (ryc. 28).

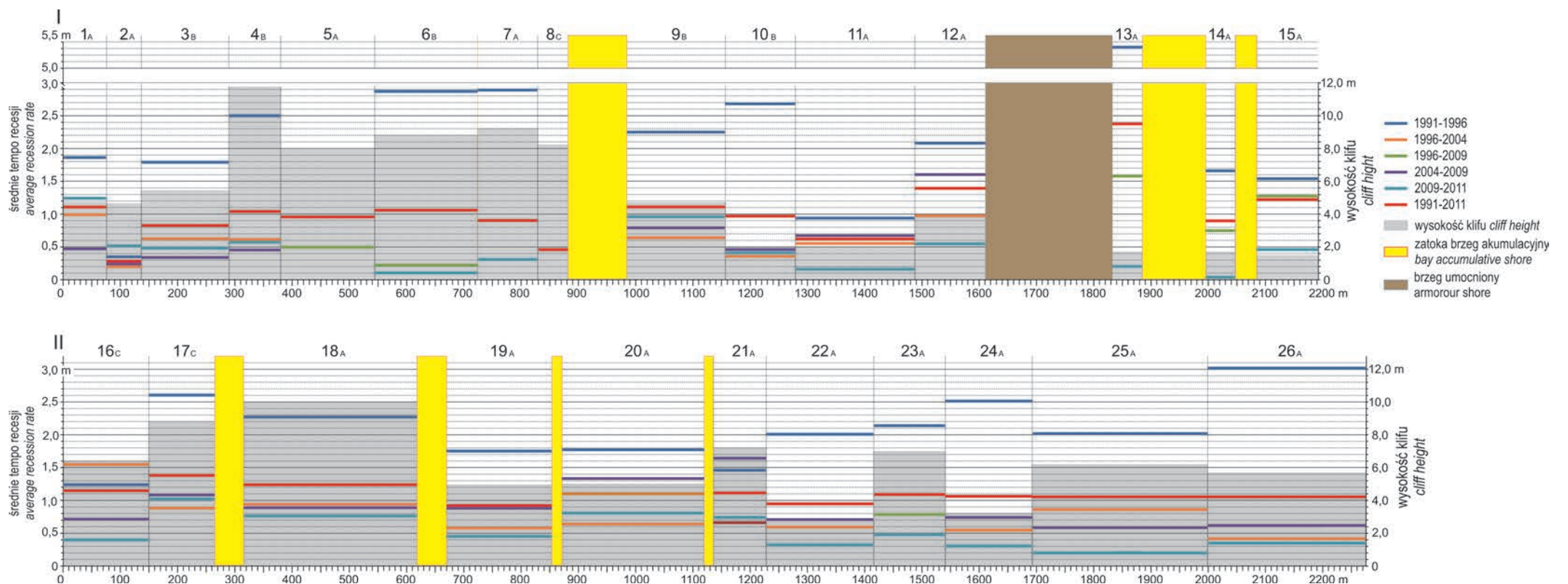
Pozostałą część stanowi brzeg akumulacyjny, na który składają się 3 odcinki o długości 47-107 m ulokowane w obrębie niewielkich zatok oraz 219 m długości fragment abrazyjny z pozostałościami zabudowy w Popowie o nieokreślonym tempie cofania się klifu.



Ryc. 25. Lokalizacja odcinków badawczych brzegu wraz z wybranymi przekrojami geologiczno-hipsometrycznymi, A – odcinek Siedlątków – Popów, B – Brodnia – Kolonia Zagórki. Profile hipsometryczne wykonane na podstawie danych ALS: 1 – 2009 r., 2 – 2011 r., 3 – zasięg i numer odcinka brzegu;  $\Pi$  – pył, Pm – piaski mułkowate, Pd – piaski drobnoziarniste, Ps – piaski średnioziarniste, Pr – piaski gruboziarniste, Pg – piaski gliniaste, Gp – glina piaszczysta,  $G\pi$  – glina pylasta, I – ił,  $I\pi$  – ił pylasty  $\check{Z}$  – żwir, K – kamienie

Fig. 25. Location of the shore research sections with selected geologic-hypsometrical cross-sections, A – section Siedlątków – Popów, B – section Brodnia – Kolonia Zagórki. Hypsometric profiles base on the ALS data: 1 – 2009 year, 2 – 2011 year, 3 – range and number of the shore section,  $\Pi$  – silt, Pm – loamy sands, Pd – fine sands, Ps – medium sands, Pr – coarse sands, Pg – slightly clayey sands, Gp – sandy clay,  $G\pi$  – silty clay, I – clay,  $I\pi$  – clayey silt,  $\check{Z}$  – gravel, K – boulders





Ryc. 26. Średnie tempo recesji klifu w obszarze: A – Siedlątków–Popów i B – Brodnia–Kolonia Zagórki, dla odcinków 1-26, w analizowanych podokresach. Typy brzegu: A – abrazyjny obrywowy, B – abrazyjny osypiskowy, C – abrazyjny osuwiskowy

Fig. 26. Average rate of cliff recession in the area: A - Siedlątków-Popów and B - Brodnia-Kolonia Zagórki, for the sections 1-26, in the analysed sub-periods. Shore types: A - abrasive with consolidated sediments fall, B - abrasive with unconsolidated sediments fall, C - abrasive with landslides.

Tabela 6. Recesja liniowa i kubatura wyniesionego materiału dla odcinków w latach 1991-2011

Obszar	Nr odcinka	Recesja liniowa brzegu [m]		Średnia roczna recesja liniowa brzegu w latach [m]					Długość odcinka [m]	Kubatura wyniesionego materiału dla odcinka [m <sup>3</sup> /mb]	Kubatura wyniesionego materiału z 1 mb brzegu [m <sup>3</sup> /mb]	Wysokość klifu [m]
		1991-2011	1991-2011	1991-1996	1996-2004	2004-2009	2009-2011	1991-2011				
SIEDLĄTKÓW - POPÓW A	1	22,1	1,9	1,0	0,5	1,2	1,1	75,5	3858,2	51,1	4,7	
	2	5,7	0,4	0,2	0,3	0,5	0,3	61,4	951,0	15,5	4,6	
	3	16,6	1,8	0,6	0,3	0,5	0,8	152,2	6984,2	45,9	5,4	
	4	20,8	2,5	0,6	0,5	0,6	1,0	90,8	10702,1	117,9	11,8	
	5	19,1					1,0	164,1	12052,8	73,5	7,9	
	6	21,3	2,9		0,5	0,1	1,1	180,1	17044,9	94,6	8,9	
	7	13,1	2,9	0,2	0,2	0,3	0,9	104,1	8304,8	79,7	9,2	
	8	9,2					0,5	54,0	1824,1	33,3	8,2	
	9	22,3	2,3	0,6	0,8	1,0	1,1	169,8	8877,1	53,3	4,7	
	10	19,5	2,7	0,4	0,5	0,4	1,0	122,9	2057,9	16,7	1,8	
	11	12,8	0,9	0,6	0,7	0,2	0,6	208,3	2348,8	11,3	1,8	
	12	27,8	2,1	1,0	1,6	0,5	1,4	124,3	6707,4	54,0	3,9	
	13	47,6	5,3	1,6	1,6	0,2	2,4	56,6	1859,1	32,8	1,7	
	14	18,1	1,7	0,8	0,8	0,0	0,9	52,4	569,0	10,9	1,7	
	15	25,1	1,5	1,3	1,3	0,5	1,3	107,7	2025,8	18,8	1,5	
Dla obszaru A:												
BRODNIA - KOLONIA ZAGÓRKI B	16	26,1	1,4	1,8	0,8	0,4	1,3	1724,2	86167,2	50,0	6,4	
	17	31,8	3,1	1,0	1,2	1,2	1,6	151,6	13004,1	85,8	8,8	
	18	28,4	2,7	1,1	1,0	0,9	1,4	113,6	15364,1	135,2	9,9	
	19	20,1	2,0	0,6	1,0	0,5	1,0	295,2	40993,2	138,9	4,9	
	20	25,2	2,1	0,7	1,5	0,9	1,3	182,4	9477,9	51,9	5,0	
	21	25,5	1,7	0,7	1,9	0,8	1,3	261,9	17058,5	65,1	7,2	
	22	21,4	2,3	0,7	0,7	0,7	1,1	55,8	5022,2	89,9	2,7	
	23	25,0	2,5		0,9	0,5	1,3	188,3	4945,4	26,3	2,7	
	24	24,2	3,0	0,6	0,8	0,3	1,2	124,1	11592,2	93,4	7,0	
	25	24,0	2,4	1,0	0,8	0,2	1,2	119,7	4810,2	40,2	3,2	
	26	24,0	3,6	0,4	0,7	0,4	1,2	201,6	14699,4	72,9	6,1	
Dla obszaru B:												
Razem												
								1926,2	153438,5	79,7	5,7	61
								3650,4	239605,7	65,6		

W obrębie brzegu abrazyjnego wyróżniono 15 odcinków o charakterze abrazyjnym z podtypami osypiskowym, obrywowym i osuwiskowym (ryc. 25). Odcinki te najczęściej bezpośrednio przylegają do siebie. Ich długość wynosi od 52 do 208 m. Średnia wysokość klifu dla poszczególnych odcinków waha się od 1,8 do 11,8 m (ryc. 26; tab. 6). W latach 1991-2011 korona klifu Zbiornika Jeziorsko w poszczególnych odcinkach cofnęła się od 5,7 do 47,6 m, a średnie roczne tempo przemieszczania w tym okresie oscyloowało od 0,3 do 2,4 m, odpowiednio odcinek 2 i 13. W latach 2011-2015, uśrednione dla wyznaczonych odcinków przemieszczenia klifu osiągnęły zaledwie kilka centymetrów. Są to wartości poniżej dokładności stosowanej metody, dlatego też nie zostały umieszczone w formie tabelarycznej, a okres nie został wykorzystany do wyliczenia średniej z wielolecia. Należy jednak podkreślić, iż punktowo notowano przemieszczenia rzędu 1,5-2 m.

Zaprezentowane dane wskazują na zależność tempa przemieszczenia klifu od uwarunkowań lokalnych, w szczególności kształtu linii brzegowej, tj. jej wypukłości i ukierunkowania, litologii utworów i morfologii przekształcanego stoku. Niższe wartości przemieszczeń klifu zanotowano dla fragmentów brzegu umiejscowionych w obrębie wklęsłości linii brzegowej, odcinek 2 i 11 (ryc. 26; tab. 6). Wpływ wklęsłości linii brzegowej na tempo cofania się klifu w tych odcinkach jest szczególnie widoczny jeśli zanotowane tam wielkości przemieszczeń odniesiemy do odcinków przyległych o zbliżonej budowie, morfometrii i ekspozycji, jak ma to miejsce w przypadku odcinka 1 i 11. Przeciwnie, najwyższe wartości liniowego cofania się klifu na tym obszarze zanotowano dla odcinków wypukłych, odcinek 12 i 13. Wartość maksymalną dla Zbiornika Jeziorsko zanotowano dla wypukłego, niespełna 60-metrowej długości odcinka 13, będącego fragmentem zbocza wysoczyzny, umiejscowionego pomiędzy dolinką denudacyjną na południu, stanowiącą obecnie rozległą zatokę i wyraźnym obniżeniem terenu stanowiącym wklęsłość linii brzegowej na północy (ryc. 25). Ponadto, ten wypukły odcinek brzegu narażony jest na intensywne falowanie, z dominujących na zbiorniku kierunków wiatru zachodniego i południowo-zachodniego (ryc. 19). W obrębie 1,7-metrowej wysokości klifu występują tam silnie splekane gliny piaszczyste podścielone piaskami średnio- i drobnoziarnistymi. Utwory te są bardzo podatne na proces abrazji. Obecnie odsłaniają się w poziomie podstawy klifu (ryc. 24). Wyraźny wpływ na tempo cofania się klifu ma również sam przebieg linii brzegowej określający jego ekspozycję na falowanie wiatrowe. Tempo cofania klifu w obrębie odcinka 13 o przebiegu północny zachód południowy wschód, jest dwukrotnie większe (2,38 m/r) od tempa cofania odcinka 14 o przebiegu północny wschód południowy zachód (0,9 m/r), mimo bardzo podobnej budowy geologicznej i morfometrii terenu, (ryc. 25, 26; tab. 6).

Za wyjątkiem odcinka 2, reprezentującego wklęsły fragment brzegu, we wszystkich pozostałych odcinkach najwyższe tempo cofania się klifu cechuje pierwszy rozpatrywany okres, tj. w latach 1991-1996, przypadający na początkowe lata eksploatacji zbiornika. Był to okres wysokich stanów i dużych rocznych amplitud poziomu wody w zbiorniku. Średnie tempo cofania klifu w poszczególnych odcinkach oscyloowało wtedy od 0,35 do 5,3 m/rok, i stanowiło od 120 do 320% średniej z wielolecia. W okresach późniejszych obserwuje się wyraźne zmniejszenie tempa recesji klifu, jednak wielkość i przebieg odnotowanych zmian jest zróżnicowany. Wzdłuż brzegu abrazyjno-obrywowego brak wyraźnych reguł, okresy wzrostu i spadku intensywności cofania się klifu na danych odcinkach się przeplatają. Natomiast wzdłuż brzegu osypiskowego na wszystkich tego typu

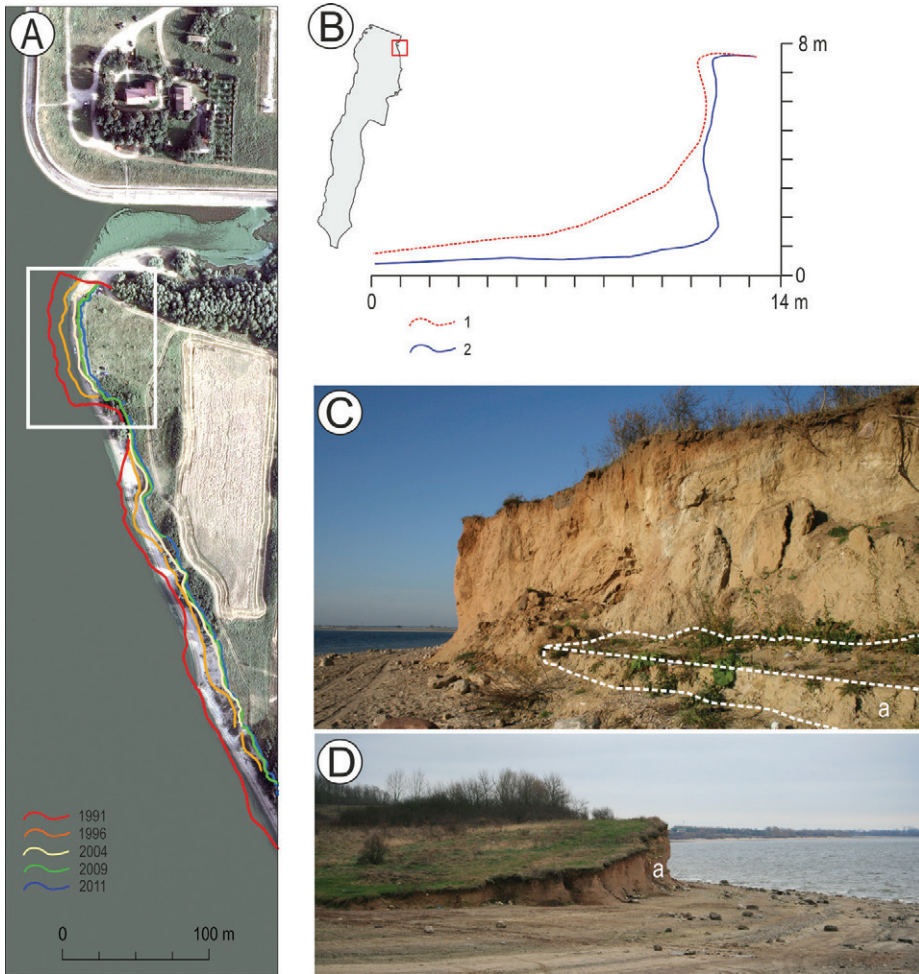
fragmentach brzegu, bez względu na wysokość klifu, po powolnym spadku tempa cofania się klifu obserwowanym do 2009 r., w latach 2009-2011, stwierdzono ponowny, wyraźny jego wzrost osiągający na niektórych odcinkach wartości zbliżone bądź większe niż notowane w latach 1996-2004. Wzrost tempa recesji klifu w obrębie brzegu abrazyjnego osypiskowego nastąpił w okresie wyraźnie wyższych stanów wody na zbiorniku, notowanych w 2010 r. (ryc. 15).

Wyraźnie odmienny przebieg zmienności tempa cofania się klifu cechuje odcinek 2, abrazyjno-osypiskowy. Maksymalne tempo jego cofania wynoszące 0,52 m/rok odnotowano w ostatnim okresie, lata 2009-2011, a nie jak w przypadku wszystkich pozostałych odcinków w okresie pierwszym, lata 1991-1996. Ten wyraźnie wklęsły odcinek brzegu, ulokowany jest w obrębie starego wyrobiska. Przez wiele lat, podobnie jak odcinek 11, pozostawał poza wpływem intensywnego falowania wiatrowego. Dopiero w efekcie niszczenia przyległych, wypukłych fragmentów brzegu i następującego w jego efekcie procesu wyrównywania linii brzegowej, odcinek ten znalazł się w strefie intensywniejszego działania fal (ryc. 25, 26).

Kubatura materiału wyniesionego z brzegu abrazyjnego o długości 1,7 km w obszarze A, Siedlątków-Popów, do 2011 r. została oszacowana na 86,17 tys. m<sup>3</sup>. Średnia wartość dla jednego metra bieżącego brzegu oscyluje od zaledwie 10,9 do 117,9 m<sup>3</sup>. Najwyższe wartości, od 73,5 do 117,9 m<sup>3</sup>, zanotowano dla ponad 0,5 km długości fragmentu brzegu abrazyjnego osypiskowego i abrazyjnego obrywowego obejmującego odcinki 4, 5, 6 i 7, z klifem o wysokości średniej od 7,9 do 11,8 m. Strefa brzegowa rozwija się tutaj w obrębie żwirów i piasków łatwo podlegających rozmywaniu i ruchom masowym. Wartości najmniejsze, poniżej 20 m<sup>3</sup>/1 mb brzegu, odnoszą się do fragmentów brzegu z niskim, nieprzekraczającym 2 m wysokości klifem rozwijającym się w spoistych glinach pylastych, odcinek 10, 11, 14 i 15, oraz odcinka 2 z wyższym, 4,6-metrowej wysokości klifem, zlokalizowanym w obrębie wklęsłości linii brzegowej (ryc. 26; tab. 6).

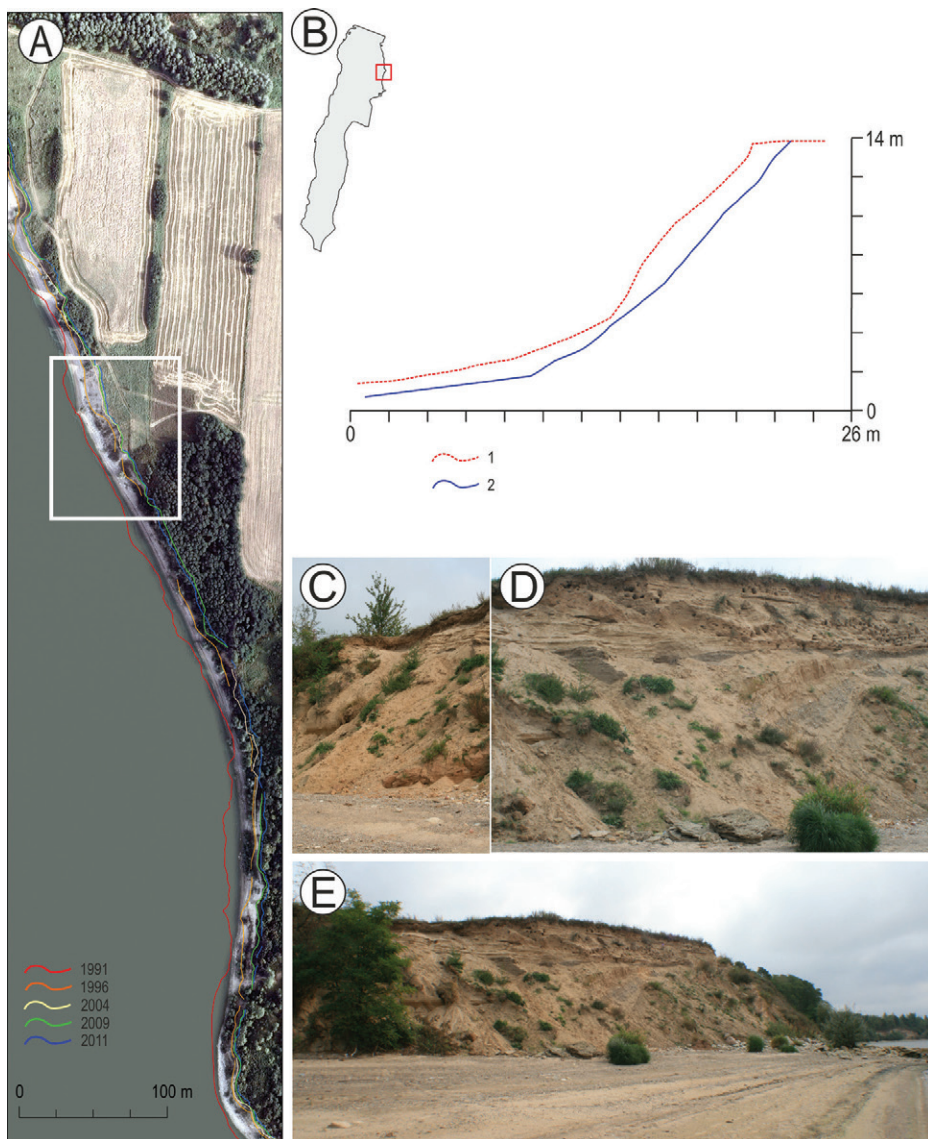
#### *ODCINEK BRODNIA-KOLONIA ZAGÓRKI (OBSZAR B)*

Odcinek Brodnia-Kolonia Zagórki obejmuje fragment prawego brzegu zbiornika o długości 2276 m, w tym 1926 m brzegu o charakterze abrazyjnym, położonego w środkowej części zbiornika, o przebiegu północ-południe. Jest to brzeg wysoki z aktywnym klifem o wysokości od 1 m do 14,5 m, średnio 6,98 m. Brzeg rozwija się w obrębie stromych i wysokich zboczy doliny rzeki Warty, którym towarzyszy rozległa płycizna, będąca zalany fragmentem dawnej równiny zalewowej. W obrębie klifu w północnej części obszaru występują zaburzone gliny piaszczyste, gliny pylaste i piaski mułkowate, podścielone ilami i mułkami ilastymi. Te ostatnie utwory odsłaniają się w dolnej części klifu. Rozwijający się w tym obszarze brzeg ma charakter abrazyjny osuwiskowy (ryc. 29). Dodatkowym czynnikiem wpływającym na kształtowanie się tutaj brzegu jest przebiegające w odległości ok. 70 m od podstawy klifu stare, zatopione koryto rzeki Warty. Forma ta obecnie odsłania się przy najniższym stanie wody w zbiorniku, stanowi drogę uprzywilejowanego przepływu wód. W kierunku południowym w obrębie zbocza wzrasta udział bardziej skonsolidowanych glin pylastych. Stąd też brzeg przyjmuje tam charakter abrazyjny obrywowy (ryc. 26, 30).



Ryc. 27. Brzeg abrazyjny obrywowy, Siedlątków, odcinek 1. A – położenie korony klifu w roku 1991, 1996, 2004, 2009, 2011, na podkładzie zdjęcia lotniczego z 2009 r.; B – przekrój poprzeczny brzegu w: 1 – 2014, 2 – 2015 r. na podstawie LR TLS; C – odspojone i przemieszczone bloki skalne oraz rozwijający się u podstawy klifu w materiale in situ stopień abrazyjny (a); D – nisza abrazyjna rozwijająca się u podstawy klifu (a), na platformie widoczne residuum głazowo-kamieniste

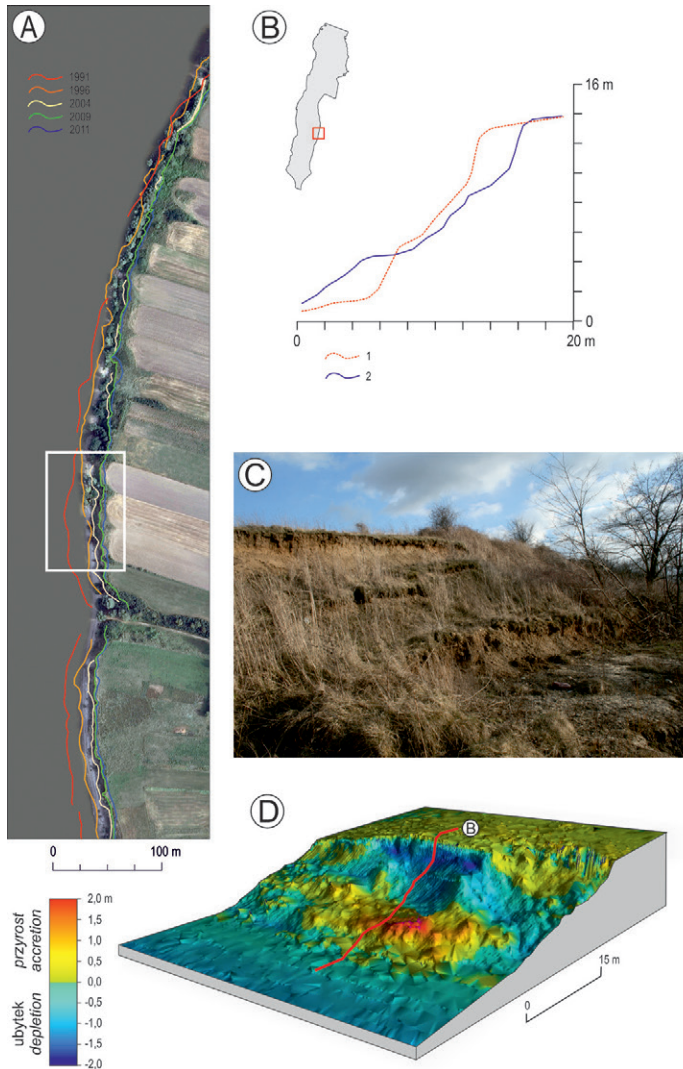
Fig. 27. Abrasive shore with consolidated sediments fall, Siedlątków, section 1. A – location of the cliff edge in 1991, 1996, 2004, 2009, 2011, on the basis of the aerial photograph from 2009; B – cross-section of the shore in 1 – 2014, 2 – 2015 based on LR TLS; C – disjunct and dislocated till blocks and the abrasive platform developing in the colluvium at the cliff foot (a); D – abrasive niche developing at the cliff foot (a), cobble-rock residuum visible on the platform



Ryc. 28. Brzeg abrazyjny osypiskowy, Siedlątków, odcinek 4.

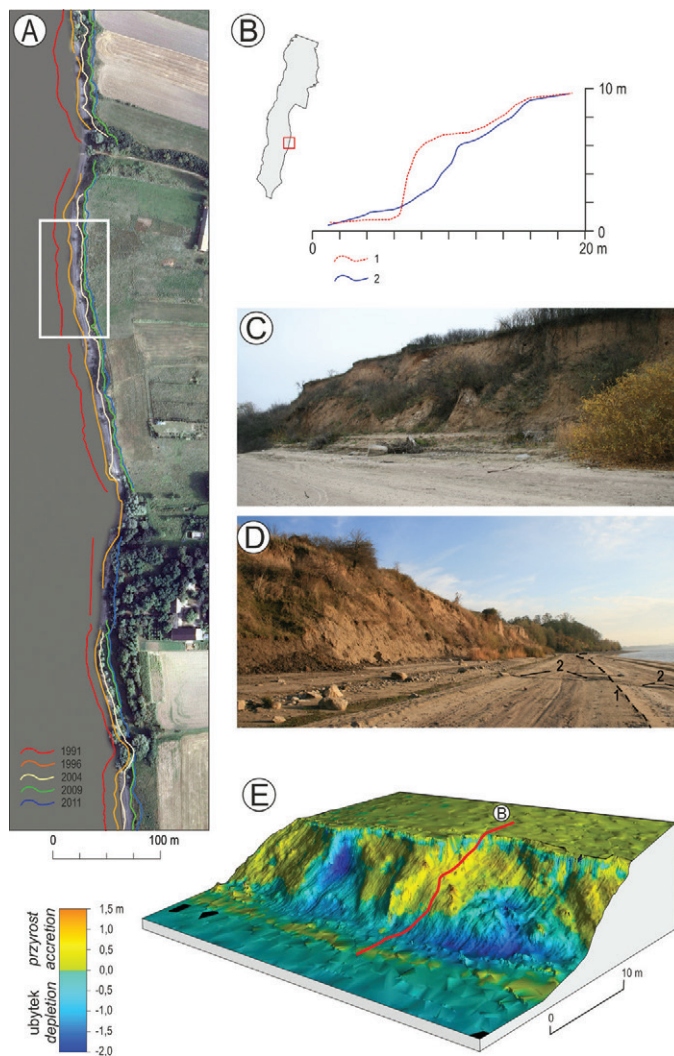
A – położenie korony klifu w roku: 1991, 1996, 2004, 2009, 2011, na podstawie zdjęcia lotniczego z 2009 r.; B – przekrój poprzeczny brzegu na podstawie LR TLS w: 1 – 2014 r., 2 – 2015 r.; C, D, E – stożek usypiskowy ukształtowany w obrębie klifu.

Fig. 28. Abrasive shore with unconsolidated sediments fall, Siedlątków, section 4. A – location of the cliff edge in the years 1991, 1996, 2004, 2009, 2011, based on the aerial photograph from 2009; B – cross-section of the shore based on LR TLS in: 1 – 2014, 2 – 2015; C, D, E – a talus cone developed within the cliff



Ryc. 29. Brzeg abrazyjny osuwiskowy, Brodnia, odcinek 17. A – położenie korony klifu w roku: 1991, 1996, 2004, 2009, 2011, na podkładzie zdjęcia lotniczego z 2009 r.; B – przekrój poprzeczny brzegu na podstawie ALS w: 1 – 2009 i 2 – 2011 r.; C – skarpa główna osuwiska i dwie skarpy wtórne; D – różnicowy model terenu wykonany na podstawie dwukrotnej serii danych LR TLS pozyskanych w 2014 r i 2015 r.

Fig. 29. Abrasive shore with landslides, Brodnia, section 17. A – location of the cliff edge in 1991, 1996, 2004, 2009, 2011, based on the aerial photograph from 2009; B – cross-section of the shore based on the ALS in: 1 – 2009 and 2 – 2011; C – the main landslide slope and two secondary escarpments; D – differential digital terrain model based on two LR TLS data series acquired in 2014 and 2015



Ryc. 30. Brzeg abrazyjny obrywowy, Brodnia, odcinek 18. A – położenie korony klifu w roku: 1991, 1996, 2004, 2009, 2011, na podkładzie zdjęcia lotniczego z 2009 r.; B – przekrój poprzeczny brzegu na podstawie ALS w: 1 – 2009 r., 2 – 2011 r.; C – koluwia zalegające u podstawy klifu; D – platforma przybrzeżna odsłonięta przy niskim stanie wody w zbiorniku z: 1 – wykształconą mikroterasą zakończoną 15 cm stopniem, 2 – rozcięciami erozyjnymi 10-15 cm głębokości; E – różnicowy model terenu wykonany na podstawie dwukrotnej serii danych LR TLS w 2014 r. i 2015 r.

Fig. 30. Abrasive shore with consolidated sediment fall, Brodnia, section 18 A - location of the cliff edge in 1991, 1996, 2004, 2009, 2011, based on the aerial photograph from 2009; B - cross-section of the shore based on the ALS in: 1 - 2009, 2 - 2011; C - colluvia at the cliff foot; D - shore berm exposed at low water level with: 1 - a micro terrace terminated with 15 cm step, 2 - erosional 10-15-cm deep rills; E - differential terrain model based on two LR TLS data series of 2014 and 2015. micro terraces ended of 15 cm high step, 2 - rills 10-15 cm depth; E - differential digital terrain model from LR TLS date from 2014 and 2015



Na analizowanym obszarze wyodrębniono 11 odcinków abrazyjnych o długości od 56 do 304 m i klify o wysokości od 3,20 do 9,94 m (ryc. 25; tab. 6). Pozostałą część stanowi brzeg akumulacyjny, na który składa się 6 odcinków o długości od 20 do 54 m. Są one z reguły umiejscowione na przedłużeniach niewielkich zatok bądź obniżen rozcinających zbocz doliny rzeki Warty.

W całym okresie funkcjonowania zbiornika krawędź klifu w poszczególnych odcinkach cofnęła się średnio od 20,08 do 31,76 m, odpowiednio odcinek 19 i 17. Średnie tempo cofania klifu było wyrównane i oscyloowało w granicach od 1,03 do 1,59 m/rok (tab. 6). Największe tempo cofania się klifu zanotowano w pierwszym analizowanym okresie, tj. w latach 1991-1996, z wyjątkiem odcinka 16 abrazyjnego osuwiskowego. Średnie wartości dla tego okresu oscyloowały w przedziale 1,41-3,06 m/rok i stanowiły 107-297% średniej z wielolecia 1991-2011. W okresach późniejszych tempo cofania się klifu spadło, przy czym wielkość spadku i jego przebieg było zróżnicowane. Na fragmencie brzegu abrazyjnego, około kilometrowej długości, obejmującego odcinki od 18 do 22, po wyraźnym spadku tempa recesji klifu w latach 1996-2004, zaznaczył się ponowny jego wzrost, a notowane wartości tempa przemieszczeń nawet dwukrotnie przekroczyły wartości notowane w okresie poprzedzającym. W przypadku odcinków 20 i 21 wysokie tempo recesji klifu, przekraczające wartości notowane w latach 1996-2004, wystąpiły również dla okresu późniejszego w latach 2009-2011.

Dla odcinka 16, abrazyjnego osuwiskowego, z licznymi wysiękami wód gruntowych występujących w dolnej partii klifu, maksymalne tempo recesji klifu wystąpiło w okresie drugim, w latach 1996-2004. W ostatnim czasie na odcinku tym obserwuje się stagnację korony klifu.

Kubatura materiału wyniesionego z fragmentu brzegu o długości 2 km na odcinku Brodnia-Kolonia Zagórki, w całym okresie funkcjonowania zbiornika, została oszacowana na 153,44 tys.m<sup>3</sup>. Średnia wartość dla jednego metra bieżącego brzegu oscyluje w szerokim zakresie. Wartość najniższą 26,3 m<sup>3</sup> zanotowano dla odcinka 22 z klifem o wysokości 2,7 m, najniższym na badanym odcinku brzegu, oraz jedną z najmniejszych wartości liniowej recesji korony klifu wynoszącą 21,4 m. Natomiast wartości najwyższe wynoszące 135,2 i 138,9 m<sup>3</sup> materiału wyniesionego z 1 mb stwierdzono dla odcinków odpowiednio 17 i 18 z klifem o wysokości 8,8 i 9,9 m, najwyższym na badanym obszarze oraz największą recesją liniową klifu wynoszącą odpowiednio 31,8 i 28,4 m. Brzeg rozwija się tutaj w obrębie glin piaszczystych i piasków gliniastych, lokalnie podścielonych mułkami ilastymi odslaniającymi się w dolnej części klifu, stwarzającymi warunki dla rozwoju osuwisk.

## 5.2. PROCESY GEOMORFOLOGICZNE UCZESTNICZĄCE W DEGRADACJI KLIFU

Cofanie się klifu zachodzi w efekcie współdziałania falowania wiatrowego oraz procesów geodynamicznych zachodzących w obrębie ściany klifu. Aktywizacja procesów zachodzących w obrębie klifu inicjowana jest falowaniem wiatrowym, któremu w czasie trwania wysokiego poziomu wody w zbiorniku podlega podstawa klifu wraz z górną częścią platformy przybrzeżnej. Podstawa klifu jest podcinana w efekcie hydrodynamicznego oddziaływania fal oraz abrazyjnej działalności wody i okruchów skalnych, głównie ziaren piasku i żwiru. Podcinanie podstawy klifu

obniża jego stabilność i przyczynia się do rozwoju w obrębie przekształcanego stoku ruchów masowych (Spanilá, Simeonova 1993; Edil 2010). Rodzaj ruchów masowych zależy od litologii utworów, głównie ich spistości, a także geometrii zbocza oraz pokrywającej go roślinności (Zaleszkiewicz, Koszka-Maróń 2005; Mickelson i in. 2004; Davidson-Arnott 2016). Do najważniejszych procesów zachodzących w strefie brzegowej Zbiornika Jeziorsko należy osypywanie, obrywanie i zsuwanie materiału. W okresie wczesnowiosennym, u podstawy klifu rozwijającego się w utworach spoiстых, zalega materiał zgromadzony w wyniku złuszczenia i odpadania materiału. Punktowo obserwuje się przejawy erozji liniowej.

Przebieg procesu kształtowania się brzegu abrazyjnego rozwijającego się przy współdziałaniu różnych procesów geodynamicznych oraz reakcji korony klifu na zmieniające się stany wody w zbiorniku dokumentują przykładowe przekroje poprzeczne oraz analiza różnicowa wysokorozdzielczych modeli terenu wykonanych na podstawie danych pozyskanych z ALS i TLS w latach 2011, 2014-2015. Należy podkreślić iż w czerwcu 2013 r., w zbiorniku wystąpił wysoki, wynoszący 121,01 m n.p.m. poziom wody. Natomiast od 2014 r. osiąmane na zbiorniku stany wody były o ok. 0,5 m niższe (ryc. 15) i na wielu fragmentach klif pozostał poza bezpośrednim oddziaływaniem falowania.

### 5.2.1. OBRYWANIE MATERIAŁU

Powszechnie obserwowanym procesem geodynamicznym biorącym udział w degradacji klifu na Zbiorniku Jeziorsko jest obrywanie materiału (ryc. 27, 30). Brzeg rozwijający się przy wyraźnej dominacji tego procesu to brzeg abrazyjny obrywowy. W ogólnej długości monitorowanych fragmentów prawego brzegu abrazyjnego jego udział wynosi 82,2%. Klif ten najczęściej rozwija się w zwięzłych glinach pylastych, z licznymi szczelinami i pęknięciami, lokalnie przewarstwionych piaskami gruboziarnistymi i żwirami o miąższości do 1,5 m. Ściany klifu są prawie pionowe, nachylenie często dochodzi do 80-90°, najczęściej zupełnie pozbawione roślinności. Wzdłuż fragmentów brzegu z niskim klifem, do 1-2 m wysokości, obrywy obejmują klif na całej wysokości (ryc. 24). W obrębie klifów wyższych obrywy najczęściej rozwijają się w górnej i środkowej części klifu, w efekcie strukturalnego oddzielania się bloków skalnych, bądź w następstwie podciosów abrazyjnych wykształconych w poziomie podstawy klifu (ryc. 27). Mniej klasyczną formę przyjmuje brzeg obrywowy rozwijający się w mniej spoiстых glinach piaszczystych w Brodni, odcinek 18 (ryc. 30). Oderwane bloki gliny ulegają tu powolnemu grawitacyjnemu przemieszczaniu.

Materiał skalny będący efektem obrywów zalega u podstawy klifu. W okresach wysokiego poziomu wody w zbiorniku w wyniku działalności falowania wiatrowego koluwia podlegają sukcesywnemu usuwaniu i wynoszeniu w głąb zbiornika. W ich obrębie rozwijają się stopnie abrazyjne. Długość okresu zalegania koluwiów u podstawy klifu wynosi od kilku miesięcy do kilku lat i zależy od poziomu wody w zbiorniku, intensywności falowania oraz kubatury zalegającego materiału. Po całkowitym usunięciu koluwiów, w okresie wysokiego poziomu wody w zbiorniku u podstawy klifu rozwijają się nisze abrazyjne. Proces ten zobrazowano na przykładzie fragmentu brzegu abrazyjnego obrywowego w Siedlątkowie, gdzie w okresie 2011-2015 stwierdzono całkowite usunięcie zwałowiska obrywowego o miąższości 2,4 m oraz rozwój niszy abrazyjnej o wysokości

1,2 m i głębokości 0,5 m (ryc. 27). Korona klifu w tym okresie przemieściła się o 0,6 m (0,15 m/rok) i wraz ze ścianą klifu pozostawała wysunięta w stosunku do niszy. Podciosy i nisze abrazyjne prowadzą do obniżenia stabilności ściany klifu i rozwoju kolejnych obrywów, często przyjmujących formę rozległych nisz obrywowych, do 10-12 m szerokości.

Miejsce świeżego obrywu od góry często znaczą okapy darniowe lub wystające poza ścianę klifu korzenie drzew i krzewów rosnących w bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi klifu. W skrajnych przypadkach obrywy obejmują całe karpy drzew rosnących w sąsiedztwie krawędzi klifu (ryc. 31).



Ryc. 31. Powalone drzewo rosnące w bezpośrednim sąsiedztwie korony klifu, Popów, 2009 r. Wysokość klifu 4,5 m

Fig. 31. Fallen tree growing in the immediate vicinity of the cliff edge, Popów, 2009. The height of the cliff is 4.5 m

Cofanie się klifu obrywowego następuje punktowo i nieregularnie. W efekcie jednorazowego obrywu, na odcinku do kilkunastu metrów długości korona klifu przemieszcza się nie rzadko o kilka metrów, podczas gdy na bezpośrednio sąsiadującym fragmencie zmienia swoje położenie zaledwie o kilka centymetrów przez okres kilkuletni. Zalegające u podstawy klifu koluwia pełnią rolę naturalnego umocnienia brzegu, zarówno wzdłuż zwałowiska obrywowego jak i w strefie bezpośrednio sąsiadującej, wpływając na spadek tempa cofania się korony klifu. Szczególnie wzdłuż klifów wysokich, gdzie kubatura zalegających u podstawy klifu koluwiów jest znaczna, pojedyncze bloki skalne nie zmieniają swojego położenia w kilkuletnich okresach (ryc. 32). Tempo recesji korony klifu obrywowego cechuje okresowa zmienność, która nie ma bezpośredniego związku z występującym w zbiorniku poziomem wody (ryc. 15, 26).



Ryc. 32. Blok gliny, Brodnia, grudzień 2014 r. 1 – zarys w 2011 r., 2 – zarys w 2015 r.

Fig. 32. Till block, Brodnia, December 2014. 1 – outline in 2011, 2 – outline in 2015

### 5.2.2. OSYPYWANIE MATERIAŁU

W utworach niespoistych, piaskach i żwirach fluwiogłacialnych, brzeg rozwija się przy dominacji osypywania. Tego typu brzeg stanowi 9,5% długości monitorowanego prawego brzegu abrazyjnego. W utworach szczególnie podatnych na ten proces na odcinku 4, utworzył się stożek usypiskowy, który swym wierzchołkiem osiąga koronę klifu, bądź znajduje się zaledwie 1-2 m poniżej. W latach 2011-2015, cofanie się stożka usypiskowego oraz klifu zachodziło na tych odcinkach równocześnie i obejmowało całą wysokość ściany. Lokalnie stwierdzone przemieszczenia wynosiły do 1,0 m w obrębie stożka i 0,4 m w obrębie ściany klifu (ryc. 28). Materiał ze stożków usypiskowych, wynoszony w okresach wysokiego poziomu wody w zbiorniku, na bieżąco uzupełniany jest materiałem odpadającym ze ściany klifu. Powoduje to jednoczesne, bądź następujące z niewielkim opóźnieniem, cofanie się korony klifu, mimo znacznej wysokości ściany klifu, osiągającej do 12 m. Parametry stożków usypiskowych (wysokość, nachylenie) w badanym okresie nie zmieniły się. Na powierzchni stożków brak zwartej roślinności (ryc. 28), występują jedynie pojedyncze kępy oderwanych okapów darniowych. Profil podłużny stożków jest prosty, niezmienny w całym analizowanym okresie. W górnej części platformy przybrzeżnej występują liczne głazy o średnicy do 0,6 m.

W obrębie brzegu abrazyjnego osypiskowego, w sytuacji gdy utwory niespoiste pokryte są zalegającymi na powierzchni terenu niewielkiej miąższości utworami spoistymi, zwykle do 1 m (odcinki 9 i 10), w stropowej części klifu punktowo rozwijają się obejmujące tę warstwę utworów obrywy. W latach 2011-2015 nastąpiło obniżenie powierzchni i zmniejszenie zasięgu rozwiniętego u podstawy klifu

stożka usypiskowego, przy jednoczesnej stagnacji korony klifu bądź jej poziomym przemieszczeniu do 0,5 m. Klif w przekroju poprzecznym miał kształt wklęsły. Kąt nachylenia stożków wzrósł. Powierzchnia stożków pozbawiona była roślinności. Większość z tych przekształceń nastąpiła w latach 2011-2014, obejmujących wystąpienie na zbiorniku bardzo wysokiego poziomu wody w 2013 r, wynoszącego 121,01 m n.p.m. O ile w latach 2011-2014 powierzchnia stożka usypiskowego obniżyła się o 1,8-2,2 m, średnio 0,6-0,75 m/rok, o tyle w latach 2014-2015 zmiany te nie przekraczały 0,3 m, tj. 0,15 m/rok.

### 5.2.3. RUCHY OSUWISKOWE

Kolejnym procesem geomorfologicznym zachodzącym w obrębie ścian klifu na Zbiorniku Jeziersko jest osuwanie materiału (ryc. 29). Brzeg abrazyjny, w obrębie którego możemy wyróżnić formy osuwiskowe z niszą osuwiskową, określane jest jako brzeg abrazyjno-osuwiskowy. Formy takie widoczne są w obrębie odcinka 8 na obszarze A i odcinków 16, 17 na obszarze B. Na tym ostatnim obszarze wyraźne przejawy osuwania materiału obserwowane są również w obrębie odcinka 18 (ryc. 26). Jednak w tym ostatnim przypadku brak wyraźnych form osuwiskowych ze skarpami głównymi i jęczorami osuwiskowymi. Ruchy



Ryc. 33. Warstwa mułkowo-ilasta, odsłaniająca się punktowo u podstawy klifu, Brodnia, marzec 2009 r.

Fig. 33. Silty-loam layer visible at the cliff foot, Brodnia, March 2009

osuwiskowe obejmują klif na całej jego wysokości, wynoszącej odpowiednio średnio 8,2; 6,4; 8,8 i 9,9 m. Osuwaniu materiału w tych obszarach sprzyja złożona budowa geologiczna. Przemienne zalegające tu warstwy gliny piaszczystej i piasków gliniastych, o zróżnicowanej spoiwości, podścielone są trudno przepuszczalnymi mułkami ilastymi i ilami, lokalnie odstaniającymi się u podnóża klifu (ryc. 33).

Lokalnie, na odcinku 16 i 17, osuwiskom towarzyszą wysięki wód gruntowych w dolnej i środkowej części klifu. W obrębie skarpy głównej widoczne są liczne obrywy, często obejmujące kilkumetrowe bloki skalne. Ruch osuwiskowy ma charakter incydentalny. Po jednorazowym osunięciu materiału następuje długotrwała, nawet kilkuletnia stagnacja poszczególnych form. W latach 2011-2015 w poszczególnych przekrojach brzegu osuwiskowego w Brodni na obszarze B, stwierdzono cofnięcie klifu do 2 m, podczas gdy na sąsiadujących fragmentach nie odnotowano przemieszczeń. Poniżej skarpy głównej osuwisk widoczne są dwie, rzadziej trzy skarpy wtórne (ryc. 29). Koluwia osuwiskowe zachowane są w formie szczątkowej. Schodząc bezpośrednio do zbiornika ulegają rozmywaniu. Na linii maksymalnego zasięgu falowania wiatrowego w obrębie koluwiów rozwijają się podciosy abrazyjne.

#### 5.2.4. WPŁYW PROCESÓW MROZOWYCH NA TEMPO RECESJI KLIFU

U podstawy klifu rozwijającego się w utworach spoiwych, glinach pylastych i piaszczystych, w okresie wczesnowiosennym obserwuje się kilkunastocentymetrowej miąższości stożki usypiskowe tworzone przez kilkumilimetrowej miąższości łuski z materiału budującego klif (ryc. 34, 35).



Ryc. 34. Stożki usypiskowe, tworzone przez kilkumilimetrowej miąższości łuski z materiału budującego klif, rozcięte żłobinami z erozji liniowej powstałymi w efekcie spływu powierzchniowego po intensywnych wiosennych opadach deszczu, Popów, marzec 2009 r.

Fig. 34. Talus cones of a few mm-thick flakes of the cliff material, cut by linear erosion grooves resulting from surface runoff after intense spring rainfall, Popów, March 2009

Łuski są efektem procesu wietrzenia mechanicznego spowodowanego dużymi wahaniami temperatur powierzchniowych w ścianie klifu. Prowadzą one do zamarzania i rozmarzania gruntu, głównie w okresie późnojesiennym i wczesnowiosennym, kiedy to wielokrotnie powtarza się przechodzenie temperatury przez  $0^{\circ}\text{C}$ , tzw. proces multigelacji. Szacowanie wpływu tego procesu na recesję klifu ze względu na niewielkie przekształcenia i sezonowy charakter, jest bardzo utrudnione a uzyskiwane wyniki, ze względu na najczęściej stosowane w badaniach pomiary wykonywane z wykorzystaniem kołków erozyjnych mają charakter punktowy. Szeroki przegląd metod badawczych stosowanych do oceny erozji mrozowej klifów zaprezentowali w swoich pracach K. Augustowski i J. Kukulak (2017a, b).

Na Zbiorniku Jeziorsko próbę oceny wpływu wietrzenia mrozowego na cofanie się klifu podjęto w oparciu o dwukrotne skanowanie TLS. Wykonano je z dokładnością  $0,1\text{ cm}$  w sezonie jesienno-zimowym 2014-2015, na 124-metrowej długości odcinka brzegu z klifem o średniej wysokości  $3,9\text{ m}$  w Popowie, odcinek 12. W okresie tym klif pozostawał poza bezpośrednim zasięgiem falowania wiatrowego (ryc. 35).

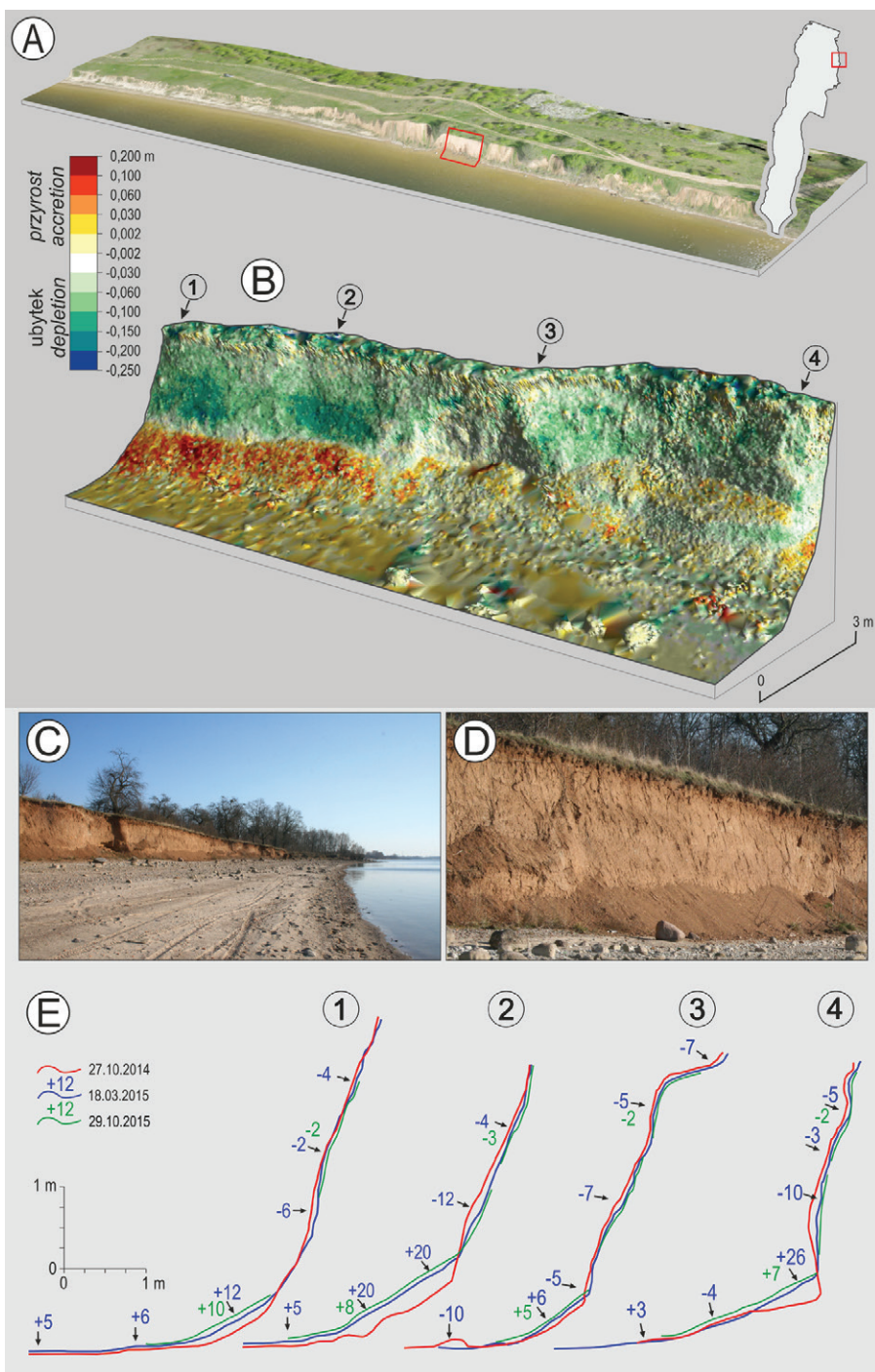
Poprzedzający pomiary rok 2014 pod względem opadów był rokiem normalnym, bądź umiarkowanie suchym odpowiednio dla posterunku Uniejów i Warta. Średnia z rocznych suma opadów dla tych dwóch, najbliższych położonych posterunków opadowych wyniosła  $503\text{ mm}$  i była o  $43\text{ mm}$  niższa od średniej z wielolecia 1951-2015. W okresie prowadzonych pomiarów, miesiące listopad 2014 r. i luty 2015 r., były umiarkowanie suche, pozostałe miesiące były normalne. Był to jednak rok wyraźnie cieplejszy. Średnia roczna temperatura powietrza dla stacji Łódź wyniosła  $9,8^{\circ}\text{C}$  w stosunku do średniej z wielolecia wynoszącej  $8^{\circ}\text{C}$  (ryc. 8). Można zatem postawić tezę iż na tle wielolecia 1951-2015 nie był to rok bardziej sprzyjający wietrzeniu mechanicznemu i powstawaniu zwietrzliny, a uzyskane wyniki można uznać za reprezentatywne dla dłuższego okresu.

W okresie rozdzielającym skanowania TLS, temperatury ujemne na powierzchni ściany aktywnego, pozbawionego roślinności klifu o ekspozycji zachodniej występowały od 26.12.2014 do 12.03.2015. W okresie tym zanotowano 122 przejścia temperatury przez  $0^{\circ}\text{C}$ , do 10 przejść w ciągu 1 doby (ryc. 36).

---

Ryc. 35. Przekształcenia brzegu w efekcie procesów mrozowych, Popów. A – ortofotomapa wykonana na podstawie zdjęć z UAV z marca 2015; B – różnicowy model terenu wykonany na podstawie dwukrotnej serii danych TLS z października 2014 r. i marca 2015 r., 1-4 – lokalizacja przekrojów poprzecznych; C – fragment monitorowanego klifu z częścią platformy przybrzeżnej osuszonej przy niskim stanie wody w zbiorniku; D – zwietrzelina skalna zakumulowana u podstawy klifu, sezon zimowy 2014/2015; E – przekroje poprzeczne wykonana na podstawie danych TLS, z wielkością przekształceń w cm; strzałki – wielkości zmian w centymetrach w poszczególnych punktach profilu

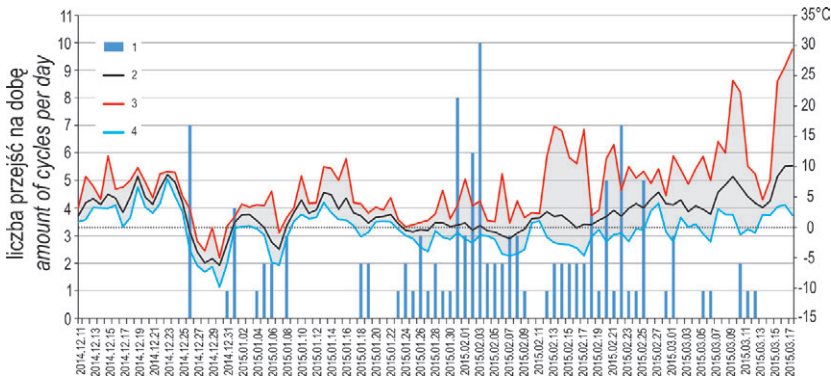
Fig. 35. Shore transformation as a result of frost processes, Popów. A – orthophotomap based on the UAV photographs taken in March 2015; B – differential digital terrain model based on two TLS data series obtained in October 2014 and March 2015, 1-4 – location of cross-sections; C – fragment of the monitored cliff with a berm platform drained at low water; D – rock waste accumulated at the cliff foot in the winter season 2014/2015; E – cross-sections based on the TLS data, along with the size of transformation in cm; arrows indicate the size of changes in cm at individual points of the profile.





W badanym okresie stwierdzono wyraźne zluszczenie materiału ze ściany klifu i przyrastanie stożków usypiskowych u jego podstawy. W efekcie zamaskowany został stopień abrazyjny istniejący u podstawy klifu na początku października 2014 r. Ściana klifu w okresie październik 2014 – marzec 2015 punktowo cofnęła się o 10 cm, podczas gdy położenie korony klifu w tym okresie nie zmieniło się. Akumulacja na powierzchni stożka u podstawy klifu wyniosła 25-30 cm. W obrębie badanego klifu w okresie tym nie stwierdzono większych obrywów skalnych.

W sezonie letnim marzec–październik 2015, na zbiorniku występował niski poziom wody, osiągający jedynie podstawę stożka usypiskowego, w obrębie którego rozwinął się podcios abrazyjny o wysokości 30 cm. Górna część stożka w tym okresie została nadbudowana minimalnie, zmiany nie przekraczają 10 cm. Cofanie się ściany klifu nie przekroczyło 2-3 cm. Tylko punktowo, w miejscach obrywów przyjmujących kolisty kształt, nastąpił ubytek materiału o miąższości do 25 cm. Korona klifu pozostała stabilna.



Ryc. 36. Temperatura gruntu na aktywnej ścianie klifu w sezonie zimowo-wiosennym 2014/2015, Zbiornik Jeziorsko, Popów. 1 – liczba przejść temperatury przez punkt zamarzania ( $0^{\circ}\text{C}$ ) w ciągu jednej doby; temperatura dobowa: 2 – średnia; 3 – maksymalna i 4 – minimalna

Fig. 36. Ground temperature on the active cliff face in the winter–spring season of 2014/2015, Jeziorsko Reservoir, Popów. 1 – number of freeze–thaw cycles a day; daily temperature: 2 – medium, 3 – maximum and 4 – minimum

### 5.2.5. EROZJA LINIJNA

W obrębie akumulacyjnej części platformy przybrzeżnej, rzadziej aktywnej ściany klifu i zalegających u jego podnóża koluwiów sporadycznie obserwuje się rozcięcia erozyjne o cechach żłobin erozyjnych. Formy te powstają na skutek erozji liniowej wód opadowych, bądź roztopowych. W obrębie platformy przybrzeżnej formy te mają charakter sezonowy. Rozwijają się w okresie jesienno-zimowym, podczas obniżonego poziomu wody w zbiorniku i okresowego osuszenia platformy. Parametry tych form uwarunkowane są miąższością utworów zakumulowanych na powierzchni platformy przybrzeżnej i szerokością strefy okresowo osuszonej. Formy te bowiem często rozcinają całą warstwę materiału żwirowo-piaszczystego zdeponowanego na powierzchni platformy przybrzeżnej osiągając bardziej odporny na erozję materiał *in situ*. Rozcięcia erozyjne osiągają do 0,2 m szerokości i do 0,3 m głębokości. Długość tych form jest bardzo zróżnicowana i waha się od zaledwie 1-2 m w przypadku rozcinania pojedynczych, izolowanych, wałów wzdłużbrzegowych do 10-15 m w obszarach występowania rozległych, pokrywających znaczną część platformy przybrzeżnej stożków koluwalnych. Największe rozmiary formy tego typu osiągają w Brodni, w obrębie platformy przybrzeżnej rozwijającej się wzdłuż aktywnego klifu o wys. 14 m (ryc. 30). W obszarze tym w marcu 2008 r. obserwowano występowanie tego typu form co 0,6-0,3 m, średnio na 1 metrze bieżącym brzegu występowało 1,7 formy. Zdecydowanie słabiej w terenie zaznaczają się natomiast rozcięcia linijne rozwijające się w obrębie ścian klifów, mimo ich całorocznej ekspozycji na erozję liniową, co ma zapewne związek z ich ciągłym cofaniem, uwarunkowanym litologią utworów budujących klif. Jedynie na odcinkach brzegu rozwijającego się w utworach spoistych, cechujących się nawet kilkuletnią stagnacją korony klifu, w jej obrębie zaznaczają się kilkucentymetrowe rozcięcia (ryc. 30, 34). Materiał transportowany rozcięciami deponowany jest w formie stożków napływowych na powierzchni platformy przybrzeżnej, bądź bezpośrednio wprowadzany do zbiornika. Przeprowadzone na Zbiorniku Jeziersko obserwacje wskazują na marginalną rolę erozji liniowej w procesie kształtowania brzegu zbiornika w stosunku do innych procesów geomorfologicznych.

### 5.2.6. WIETRZENIE BIOLOGICZNE

Degradacja klifu zachodzi również przy udziale wietrzenia biologicznego, w szczególności mechanicznego rozsadzania gruntu w wyniku działalności korzeni drzew i krzewów. Efekty tego procesu są widoczne głównie w obrębie brzegu rozwijającego się w gruntach spoistych, zwięzłych glinach pylistych i piaszczystych.



## 6. FORMY AKUMULACYJNE POWSTAŁE NA SKUTEK PROCESÓW BRZEGOWYCH

Gromadzenie osadów zachodzące w obrębie platformy przybrzeżnej jest efektem spadku energii transportujących je prądów. Osady te w początkowym okresie funkcjonowania zbiornika nadbudowują platformę przybrzeżną w poziomie, poszerzając płyciznę w kierunku akwenu, a później również w pionie, co prowadzi do powstawania form akumulacyjnych.

Identyfikacja form akumulacyjnych na Zbiorniku Jeziorsko jest możliwa jedynie w okresach niskiego poziomu wody w zbiorniku i była prowadzona w oparciu o obserwacje terenowe i pomiary geodezyjne, a od 2014 r. również przy wykorzystaniu wysokorozdzielczych modeli terenu pozyskanych z danych TLS (HRDTM, *High Resolution Digital Terrain Model*). Formy akumulacyjne są powszechnie obserwowane na Zbiorniku Jeziorsko i były identyfikowane od początku prowadzonych badań, czyli od roku 1999.

W obrębie strefy brzegowej Zbiornika Jeziorsko, wg klasyfikacji morfogenetycznej zaproponowanej przez V.M. Širokov i in. (1992), występują formy określane jako: 1) przystające, głównie wały wzdłużbrzegowe, rzadziej odsypy oraz 2) swobodne, reprezentowane przez kosy. Są to najczęściej formy proste, słabo rozwinięte, niezamknięte, o długości od kilku do kilkuset metrów.

Aktywne formy akumulacyjne występują wzdłuż brzegu akumulacyjnego i abrazyjnego, na całej okresowo odsłanianej powierzchni platformy przybrzeżnej o zróżnicowanym nachyleniu. Umieszczenie form na platformie przybrzeżnej, sposób ich wykształcenia i dynamika wzdłuż poszczególnych typów brzegu jest jednak zróżnicowana. Najpełniej rozwinięte formy akumulacyjne występują wzdłuż brzegu akumulacyjnego, gdzie często pokrywają całą osuszaną część platformy przybrzeżnej, ściśle przylegając do siebie.

Najczęściej występującą formą akumulacyjną na Zbiorniku Jeziorsko jest plaża składająca się z kilku wałów plażowych określanych przez E.G. Otvosa (2000) mianem *beach ridge plane*. Liczba i rozmiary wałów plażowych zależą od dostępności materiału, nachylenia platformy przybrzeżnej, tempa zmian poziomu wody w zbiorniku oraz sytuacji hydrodynamicznej na zbiorniku wyrażonej głównie wysokością fal oraz siłą, kierunkiem i czasem trwania wiatru. Przy dostatku materiału zarówno zgromadzonego na powierzchni platformy, jak i transportowanego w jej obrębie na linii zasięgu fal powstają kolejne generacje izolowanych, stosunkowo wąskich, niewysokich wałów wzdłużbrzegowych (*berm*, Hesp i in. 2005; Pierce 2004; Kurowski 2002a, b). Wały te wraz z obniżaniem poziomu wody w zbiorniku kolejno ulegają osuszeniu, stając się typowymi wałami plażowymi sukcesywnie poszerzając i rozbudowując istniejącą plażę. Wraz z obniżaniem poziomu wody w zbiorniku strefa zmywu, będąca strefą aktywnego kształtowania wału brzegowego ulega sukcesywnemu przemieszczaniu ku zewnętrznej części platformy przybrzeżnej.



Ryc. 37. Wał akumulacyjny rozwijający się na linii maksymalnego zasięgu fal, utrwalony krzewami i drzewami, Tądów Dolny, listopad 2015 r.

Accumulation bar developing along the maximum wave range, fixed by shrubs and trees, Tądów Dolny, November 2015



Ryc. 38. Nieaktywny wał akumulacyjny porośnięty roślinnością krzaczastą, wysokość wału 0,5 m, Miłkowice, grudzień 2015 r.

Fig. 38. Inactive accumulation bar of 0.5 m high, overgrown with shrubby vegetation, Miłkowice, December 2015

Wały plażowe obserwowane na Zbiorniku Jeziorsko są mobilne, sporadycznie utrwalone roślinnością. Ulegają przekształcaniu w kolejnych cyklach pracy zbiornika. Za wyjątkiem wału rozwijającego się na linii maksymalnego zasięgu fal, trwałość tych form wynosi od kilku dni, tygodni do 1 roku, tj. czasu pomiędzy dwoma następującymi po sobie wysokimi stanami wody w zbiorniku. Tylko w sporadycznych przypadkach, gdy w następujących po sobie cyklach pracy zbiornika osiągnięte stany wody były niższe niż w cyklu poprzedzającym, istnieje możliwość ich dłuższego zachowania i utrwalenia roślinnością. Sytuacja taka zaistniała na zbiorniku po roku 2014, od kiedy to maksymalny poziom wody w zbiorniku był o 0,9 m niższy niż w roku 2013. W efekcie, w 2015 r. w górnej, odlądowej części platformy przybrzeżnej punktowo obserwowano szczątkowo zachowany wał plażowy utrwalony pojedynczymi kępami darni. Natomiast na odcinkach zachowujących swój akumulacyjny charakter przez okres kilku-kilkunastu lat, wał brzegowy rozwijający się na linii maksymalnego zasięgu fal, często utrwalony krzewami i drzewami, sukcesywnie powiększany, zachowuje się znacznie dłużej (ryc. 37). Ponadto, na Zbiorniku Jeziorsko na biogenicznych odcinkach brzegu zachowały się nieliczne, obecnie nieaktywne fragmenty wału plażowego utrwalone roślinnością krzaczastą i darnią, rozwinięte w górnej części platformy przybrzeżnej, świadczące o akumulacyjnym charakterze brzegu w przeszłości. Przykładem tego typu formy jest wał o wysokości 0,5 m i szerokości 1-2 m, zachowany w 2015 r. w Miłkowicach wzdłuż biogenicznego od 2009 r., a w 1999 r. akumulacyjnego odcinka brzegu (ryc. 38).

Sposób rozwinięcia plaży na Zbiorniku Jeziorsko jest bardzo zróżnicowany. Wzdłuż brzegu wschodniego, na krótkich odcinkach brzegu akumulacyjnego rozwiniętego w obrębie niewielkich zatok ulokowanych w obniżeniach denudacyjnych, rozdzielających długie odcinki abrazyjne, z platformą przybrzeżną o znacznym nachyleniu – 2-4°, jak choćby w Popowie czy Siedlątkowie, w morfologii plaży wyraźnie zaznacza się jeden, wyraźny wał plażowy. Początkowo, w 1999 r. miał on wysokość od kilku centymetrów do 0,8 m i szerokość od 2 do 5-8 m. Formy te rozwinęły się w strefie wysokich stanów wody, 120-121 m n.p.m. W kolejnych latach rozmiary wałów powiększyły się, wzrosła zarówno ich wysokość jak i szerokość, powszechnie osiągając odpowiednio 1 i 5 m. Na przedpolu największego wału rozwinęły się ciągi kolejnych wałów plażowych, zdecydowanie mniejszych, o wysokości do 30 cm i szerokości 1-1,5 m. Formy te, rozwijają się na całej okresowo osuszanej części platformy przybrzeżnej często tworząc sekwencje składające się z kilku, maksymalnie 10-12 równoległych, przylegających do siebie form.

Wzdłuż brzegu zachodniego, na długich kilkusetmetrowych odcinkach brzegu akumulacyjnego zdecydowanie łagodniejszego, gdzie nachylenie platformy przybrzeżnej mieści się w zakresie 1°00'-1°10', plaża początkowo, w 1999 r., miała postać 2 lub 3 wałów rozwijających się w górnej części platformy przybrzeżnej, o wysokości zaledwie 4-11 cm i szerokości 1,7-4 m (ryc. 39).



Ryc. 39. Sekwencja wałów plażowych, zachodni brzeg zbiornika, Jeziorsko, A – wrzesień 1999 r. (fot. M. Banach), B - grudzień 2015 r.

Fig. 39. Beach bars sequence (*pocket beach*), west reservoir shore, Jeziorsko, A – September 1999. B – December 2015

Formy te pierwotnie występowały w znacznych, nierzadko 20-30-metrowych odstępach, w obrębie których na powierzchni platformy odsłaniał się materiał *in situ*, lokalnie pokryty gruboziarnistym żwirowym residuum (ryc. 40). Obecnie plaża na tego typu odcinkach brzegu często ma charakter ciągły. Powierzchnia platformy na okresowo osuszanej części, nierzadko przekraczającej 100 m

długości, pokryta jest utworami piaszczysto-żwirowymi o miąższości 10-20 cm, lokalnie 60 cm. Jej powierzchnia jest nieregularnie pofałdowana, a tworzące ją wały plażowe o nadal niewielkiej wysokości, zwykle do 10-20 cm, często bezpośrednio przylegają do siebie. Ciągi wałów plażowych, tworzące sekwencję 10-12 wałów (*pocket beach*) występują tutaj na całej okresowo odsłanianej części platformy przybrzeżnej (ryc. 39).



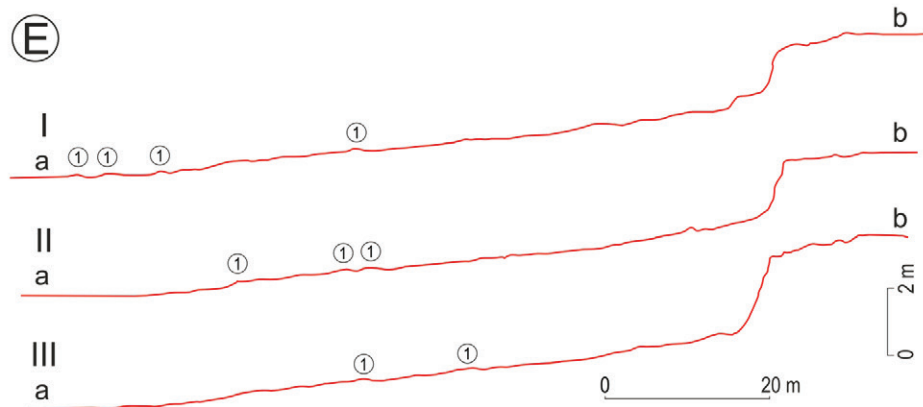
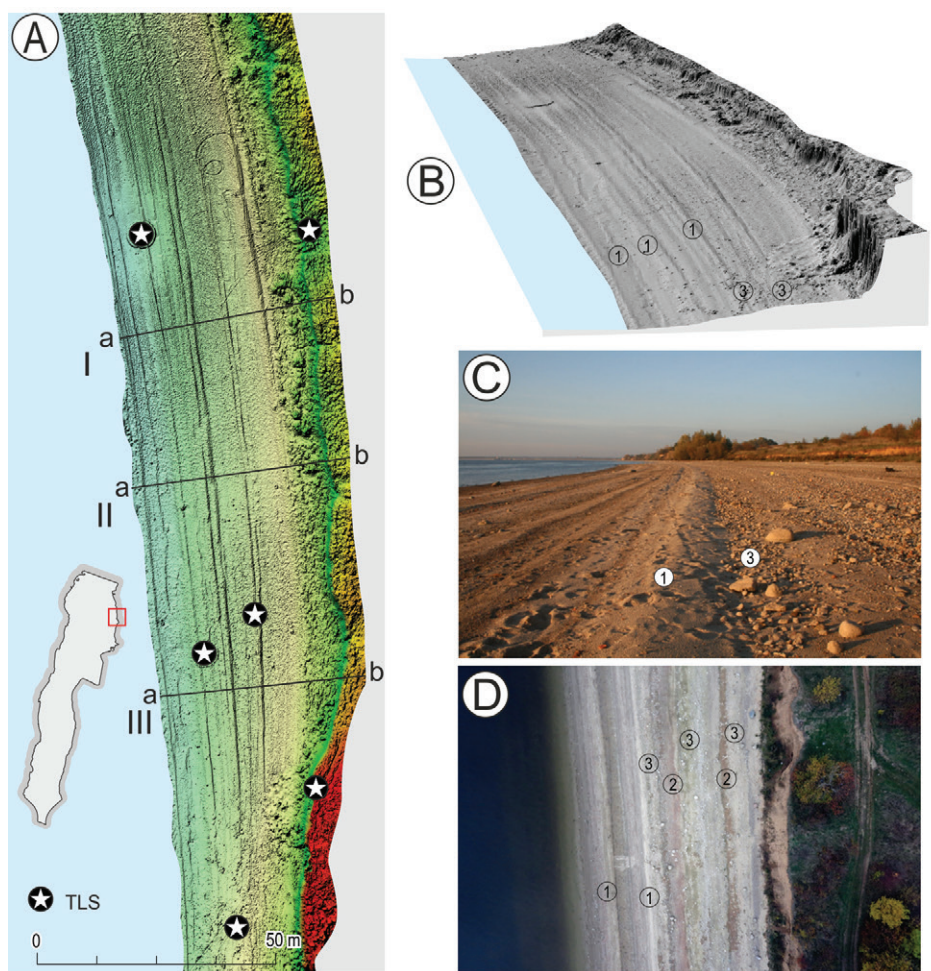
Ryc. 40. Wał plażowy na linii maksymalnego zasięgu wody w zbiorniku, Jeziorsko, wrzesień 1999 r., (fot. M. Banach)

Fig. 40. Beach bar along the maximum water level, Jeziorsko, September 1999, (photo: M. Banach)

Wyraźnie odmienną formę plaży obserwujemy wzdłuż abrazyjnych odcinków brzegu. Na odcinkach brzegu niskiego, o nachyleniu 2-4°, rozwijającego się w materiale spoistym, najczęściej glinach pylastych. W obrębie platformy przybrzeżnej zaznacza się wyraźny deficyt osadów (ryc. 41). Większość platformy pokrywa jedynie żwirowo-głazowe residuum, a wały plażowe rozwijają się w środkowej i dolnej części platformy przybrzeżnej. Wały te, zbudowane są z materiału gruboziarnistego, żwirów i piasków grubo- i średnioziarnistych. Osiągają one nieznaczne wysokości, 10-15 cm i szerokość do 1,5 m. Najczęściej rozwija się od 2 do 3 ciągów wałów plażowych, do których włączony jest materiał piaszczysto-żwirowy, zakumulowany na powierzchni platformy przybrzeżnej. Formy te tylko sporadycznie przylegają do siebie. Są to formy sezonowe, które w okresie wysokiego poziomu wody w zbiorniku są rozmywane i odtwarzane w kolejnym cyklu obniżania wody w zbiorniku.

Na odcinku niskiego brzegu abrazyjnego w Popowie, w 2015 r. najwyżej położone wały brzegowe nie odtworzyły się. Na powierzchni platformy zachowały się jedynie pojedyncze głazy, o średnicy kilku centymetrów. Jest to najprawdopodobniej wynik utrzymywania na zbiorniku od 2014 r. niższego o 0,5 m poziomu wody. W efekcie doszło do zmniejszenia ilości materiału dostarczonego do platformy przybrzeżnej z abradowanego klifu, którego podstawa w tych warunkach





pozostała poza zasięgiem falowania wiatrowego. Górna część platformy przybrzeżnej została porośnięta roślinnością. Na bezpośrednio przyległym fragmencie brzegu z wysokim klifem, podstawa którego kształtuje się na rzędnej o 1 m niższej, podlegała w tym okresie abrazyjnej działalności fal, jednak siła oddziaływania falowania wiatrowego w tych warunkach jest zdecydowanie mniejsza. W efekcie materiał wyniesiony z obszaru platformy przybrzeżnej nie został uzupełniony „świeżym” materiałem pochodzącym z abradowanego klifu. W górnej i środkowej części platformy przybrzeżnej nastąpiło wyraźne zmniejszenie ilości utworów piaszczysto-żwirowych. Na znacznej części platformy przybrzeżnej zachowało się tylko gładowe residuum. Jednak jego ilość, jak i granulometria nie pozwoliła na odtworzenie wcześniej rozwijających się na tym obszarze wałów wzdłużbrzegowych.

W obrębie brzegu abrazyjnego, rozwijającego się w utworach spoistych, wraz ze wzrostem nachylenia platformy przybrzeżnej liczba wałów plażowych spada, najczęściej rozwijają się 1-2 ciągi tych form w skrajnie zewnętrznej, odbiornikowej części platformy.

Wzdłuż odcinków abrazyjnych o największym nachyleniu platformy przybrzeżnej, przekraczającym  $6^{\circ}$ - $8^{\circ}$ , z dużą ilością zakumulowanych na powierzchni platformy przybrzeżnej utworów żwirowo-piaszczystych brak wałów plażowych. Plaża przyjmuje formę terasy (półki) czy zespołu kilku teras, o szerokości do 2-3 m każda, prawie horyzontalnych, łagodnie opadających w kierunku zbiornika. Formy te zakończone są wyraźnym stopniem, który osiąga do 30 centymetrów wysokości (ryc. 42).

W okresach piętrzenia zbiornika, zarówno na jego przypłyicznymi jak i przygłębiowych fragmentach, zachodzi przemodelowanie istniejącej plaży. Postępujące wraz ze wzrastającym poziomem wody w zbiorniku przemieszczanie strefy zmywu i napływu ku wewnętrznej części platformy, w połączeniu z intensywnym falowaniem, powoduje niszczenie, czy wręcz całkowitą degradację istniejącej plaży bez względu na jej dotychczasową formę, czy to klasycznego wału czy półki.



Ryc. 41. Wały akumulacyjne na powierzchni platformy przybrzeżnej, Popów, 2015 r. A – cyfrowy model terenu z danych TLS z 2015 r., z zaznaczonymi stanowiskami skanera i lokalizacją przekrojów poprzecznych (I-III); B – lokalizacja wałów akumulacyjnych na platformie przybrzeżnej; C – pojedynczy wał akumulacyjny; D – elementy wyróżniane w obrębie platformy przybrzeżnej na tle zdjęcia z UAV; E – przekroje poprzeczne przez platformę przybrzeżną; 1 – wały plażowe, 2 – strefy braku osadów zakumulowanych na platformie, na powierzchni materiału macierzystego, 3 – residuum żwirowo-kamieniste

Fig. 41. Accumulation beach ridges on the surface of the shore platform, Popów, 2015. A – digital terrain model from the TLS data acquired in 2015, with the scanner positions and cross-sections course (I-III); B – location of accumulation ridges on the shore platform; C – single accumulator ridge; D – elements distinguished within the shore platform against the UAV photo; E – cross-sections across the shore platform; 1 – beach ridges, 2 – zone devoid of sediments accumulated on the platform, on the surface of the parent material, 3 – gravel-stony residuum



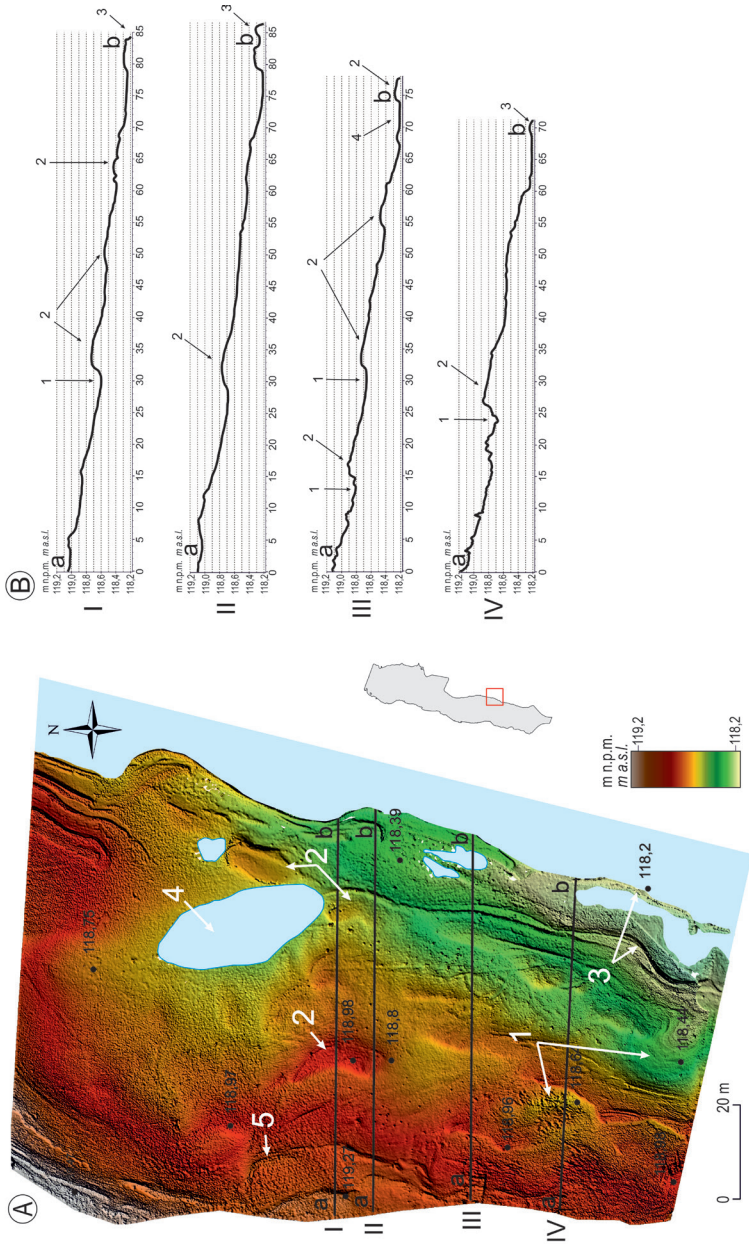
Ryc. 42. Sezonowa terasa zakończona stopniem abrazyjnym o wysokości 0,3 m, wykształcona w fazie obniżania poziomu wody w zbiorniku. Poniżej stopnia zaznacza się wyraźne zgrubienie materiału, drobniejsze frakcje zostały wyniesione w kierunku zewnętrznej części platformy przybrzeżnej; Siedlątków 2008 r.

Fig. 42. Seasonal terrace ended with an abrasive step of 0.3 m height, developed in the phase of lowering the water level in the reservoir. Below the step, a clear thickening of the material is visible, finer fractions have been lifted towards the outer part of the coastal platform; Siedlątków 2008

Na dystalnym stoku wałów plażowych często można obserwować niewielkich rozmiarów, wydłużone płaskie obniżenia, określane za E.G. Otvošem (2000) *swale*, niejednokrotnie mające formę wypełnionej wodą okresowej laguny plażowej. Mają one do 50 metrów długości i 5-15 metrów szerokości. Laguna wypełniona jest wodą, która dotarła tu w okresie jej tworzenia i zachowuje się zaledwie przez kilka tygodni, po czym zupełnie zanika, sporadycznie przyjmuje postać podmokłego obniżenia (ryc. 43).

Poza opisanymi, typowymi mineralnymi wałami brzegowymi, przekształcającymi się w klasyczną plażę, na brzegu Zbiornika Jeziorsko można obserwować także wały mineralno-organiczne. Te powszechnie występujące formy powstają na linii maksymalnego zasięgu fal. Tworzy je mieszanina fragmentów roślin, głównie liści i drobnych gałęzi oraz osadów mineralnych, od piasków drobnoziarnistych do żwirów i głazów o średnicy do 4-5 cm (ryc. 44). Formy te powstają zarówno wzdłuż abrazyjnych odcinków brzegu, u podnóża klifów, jak i wzdłuż akumulacyjnych jego fragmentów. Mają one postać wydłużonych, prostoliniowych, rzadko sierpowo wygiętych kilkumetrowej długości wałów, tworzących ciągi o długości do kilkuset metrów. Osiągają one najczęściej 0,5-1,5 m szerokości i 0,2 m wysokości. Ich trwałość jest zróżnicowana, jednak najczęściej wynosi około 1 roku, czyli okresu rozdzielającego kolejne dwa wysokie stany wody na zbiorniku. W okresie jesiennym, kiedy to poziom wody w zbiorniku jest obniżany, formy te przerastane są przez roślinność, co sprawia, iż stają się trudne do rozpoznania w terenie.

Sporadycznie na Zbiorniku Jeziorsko obserwujemy pozostałe formy akumulacyjne, takie jak: cyple akumulacyjne, odsypy i kosy.



Ryc. 43. Kompleks form akumulacyjnych, Miłkowice. A - wysokorozdzielczy cyfrowy model terenu wykonany na podstawie danych TLS pozyskanych 27.10.2014 r., wraz z lokalizacją przekrojów poprzecznych (I-IV); B x- I-IV przekroje poprzeczne; 1 – obniżenie, okresowo wypłnione wodą, 2 – kosa, 3 – wał brzegowy, 4 – laguna, 5 – odsyp piaszczysty

Fig. 43. Complex of accumulation forms, Miłkowice. A – high-resolution digital terrain model based on the TLS data acquired on 27/10/2014, including the location of cross-sections; 1 – swale, 2 – spit, 3 – shore ridge, 4 – lagoon, 5 – lateral sand bar



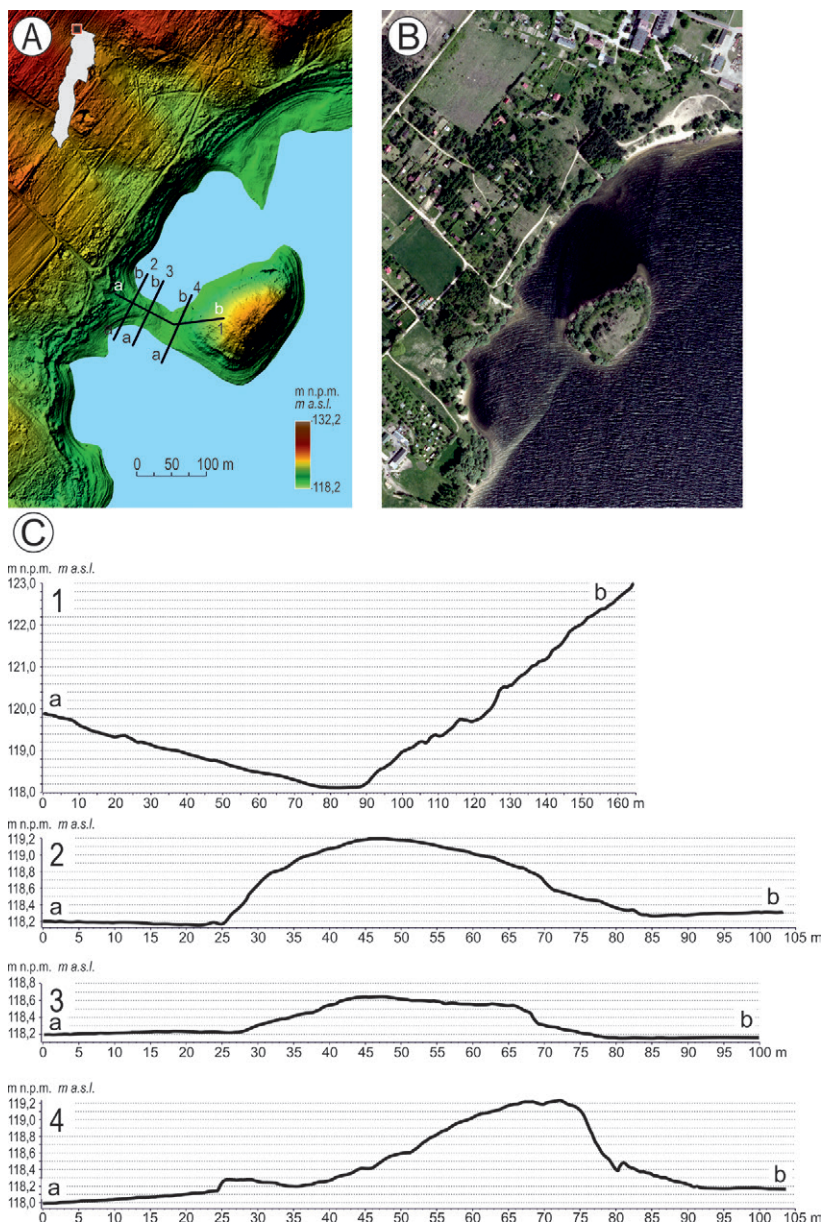
Ryc. 44. Sezonowy wał mineralno-organiczny, formujący się na linii maksymalnego zasięgu wody, Popów, kwiecień 2016 r.

Fig. 44. Seasonal mineral-organic ridge forming along the line of the maximum water range, Popów, April 2016

Cykle akumulacyjne to formy sezonowe, częściowo utrwalone kępami trzciny pospolitej, w kształcie trójkąta zbliżonego do równobocznego, o podstawie związanej z lądem. Rozmiary tego rodzaju form nie są zbyt okazałe. Zarówno ich szerokość, jak i długość wynosi do 5 m. Powstają one wzdłuż przypływnych, prostoliniowych lub wklęsłych odcinków brzegu, często o abrazyjnej przeszłości, w dolnej, rzadziej środkowej części platformy przybrzeżnej. Charakterystycznym elementem brzegu, w obrębie którego występują cykle akumulacyjne jest też duża ilość materiału zgromadzonego na powierzchni platformy przybrzeżnej, głównie piasków średnio i drobnoziarnistych. Miąższość tworzących je osadów wynosi od 0,2 do 0,6 m i wzrasta w kierunku zbiornika. Powierzchnia form łagodnie opada w kierunku zbiornika.

Zdecydowanie większe rozmiary osiągają odsypy piaszczyste. Formy, w rzucie pionowym, podobnie jak cykle nawiązujące do trójkąta wierzchołkiem skierowanym w kierunku zbiornika, osiągają 20-60 m długości i 10-30 m szerokości. Powstają one na istniejących wyniesieniach pierwotnego podłoża, często utrwalonych pozostałościami zalanej drogi, bądź fundamentu budynków. Miąższość budujących je utworów, od żwirów do piasków drobnoziarnistych, wzrasta w kierunku akwenu wraz z nachyleniem pierwotnego podłoża, i wynosi od kilku centymetrów w części odlądowej do 1 m w części końcowej, odzbiornikowej. Powierzchnia formy jest prawie płaska. Formy te, nie są utrwalone roślinnością. Ich lokalizacja w kolejnych cyklach pracy zbiornika jest stała.

Ostatnią grupę form stanowią kosy. Są to najczęściej formy jednoramienne, sporadycznie przyjmujące formę mierzei zamykających mikro zatoki, odcinających kilkumetrowej długości lagunę. Ich rozmiary są bardzo zróżnicowane, od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów szerokości, przy długości dochodzącej do ponad 100 m.



Ryc. 45. Kosy stowarzyszone z wyspą w Skęczewie. A – DTM wykonany z danych ALS z 2009 r. z lokalizacją przekrojów poprzecznych, B – zdjęcie lotnicze z 2015 r. Fragment brzegu zbiornika na północny-zachód od wyspy, poza zasięgiem falowania wiatrowego z dominujących kierunków wiatru; C – 1-4 przekroje poprzeczne według danych ALS z 2009 r.

Spits associated with the island in Skęczew. A - DTM based on the ALS data from 2009 with the location of cross-sections, B - aerial photograph from 2015. The fragment of the reservoir's edge to the north-west of the island is beyond the reach of wind waves from the dominant wind directions; C - 1-4 cross-sections based on the ALS data from 2009

Bardzo często różnorodne formy akumulacyjne współwystępują na danym odcinku brzegu Zbiornika Jeziorsko tworząc kompleksy stowarzyszonych ze sobą form akumulacyjnych. Jednym z ich najlepszych przykładów jest zespół form akumulacyjnych w Miłowicach, gdzie na obszarze 15 000 m<sup>2</sup> występują bezpośrednio przylegające do siebie wały brzegowe i kosy, o wysokości do 0,2 m i szerokości do 5 m (ryc. 43).

Formy akumulacyjne występujące na Zbiorniku Jeziorsko w okresie prowadzonych badań powiększyły swoje rozmiary. Wzrosła również miąższość akumulowanych w ich obrębie utworów. Najbardziej spektakularny rozwój form akumulacyjnych zaobserwowano w Skęczniewie, w północnej części zbiornika. Pomiedzy 2008 a 2015 rokiem nastąpił wyraźny przyrost wielkości form akumulacyjnych, stowarzyszonych z występującą tu wyspą (ryc. 45, 46, 47). Dwie rozległe kosy, które obserwowano w 2008 roku, o długościach odpowiednio 66 i 23 m, szerokości 25-30 m i wysokości względnej 0,8 m w stosunku do przyległego dna zbiornika, przrastając w przeciwnych w stosunku do siebie kierunkach, w 2015 r. stanowiły już jedną 100-metrowej długości formę akumulacyjną, tzw. tombolo, łączącą wyspę z brzegiem zbiornika (ryc. 46). Forma ta odsłania się przy poziomie wody w zbiorniku niższym niż 118,6 m n.p.m. Wyraźnie powiększyły się również rozmiary dwóch kolejnych kos, których nasady znajdują się w północnej części wspomnianej wyspy. Ich wysokość względna i zarazem miąższość zakumulowanych utworów piaszczystych wynosi 0,8-1,6 m.



Ryc. 46. Tombolo łączące wyspę z brzegiem zbiornika, Skęczniewo, grudzień 2015 r.  
Fig. 46. Tombolo connecting the island with the reservoir shore, Skęczniewo, December 2015



Ryc. 47. Kosa rozwinięta w północno-zachodniej części wyspy w Skęczniewie, grudzień 2015 r.

Fig. 47. Spit developed in the north-western part of the island in Skęczniew, December 2015





## 7. PLATFORMA PRZYBRZEŻNA

### 7.1. MORFOLOGIA I DYNAMIKA PLATFORMY PRZYBRZEŻNEJ.

Platforma przybrzeżna, nazywana również płyczną przybrzeżną, to płytką strefa ciągnąca się wzdłuż brzegów wód stojących (Finarov 1986; Stephenson, Kirk 2005; Stephenson 2008; Dasgupta 2010;). Powstaje pod wpływem falowania wiatrowego i wywołanej nim abrazyj, cofania się klifów oraz segregacji, transportu i akumulacji osadów. Od lądu oddzielona jest klifem bądź wyznaczającą maksymalny zasięg fal formą akumulacyjną, a od odkrytego akwenu wyraźnym załomem, skłonem. Podstawowymi parametrami opisującymi morfologię platformy przybrzeżnej jest jej nachylenie oraz szerokość. Parametry te zmieniają się w zależności od parametrów zbiornika oraz okresu jego funkcjonowania. Początkowo wąskie i strome platformy w miarę upływu czasu poszerzają się, a ich nachylenie się zmniejsza. Istotnych informacji na temat stopnia rozwinięcia platformy przybrzeżnej dostarcza również rozkład i zmienność osadów występujących na jej powierzchni (Davidson-Arnott 2016; Habidov i in. 1999).

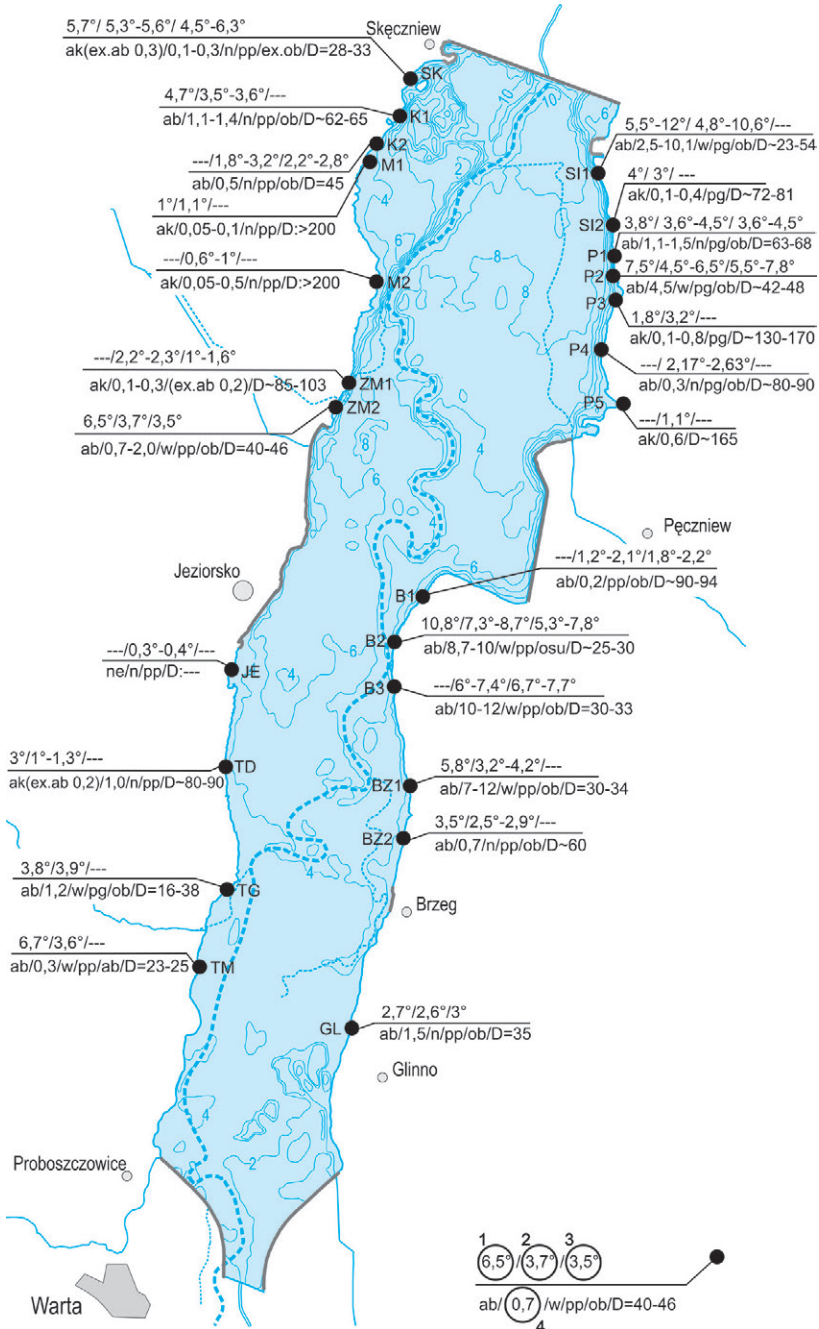
Na sztucznych zbiornikach wodnych wyróżnia się trzy typy platform przybrzeżnych: akumulacyjne, abrazyjne i mieszane abrazyjno-akumulacyjne (Banach 1994; Ovčinnikov i in. 1999; Ovčinnikov 2003). Platforma abrazyjna w obrębie brzegów rozwijających się w skałach nieskonsolidowanych występuje tylko w początkowym okresie eksploatacji zbiornika.

Parametry platformy przybrzeżnej występującej na Zbiorniku Jeziorsko, dla charakterystycznych typów brzegu, w trzech okresach pomiarowych: 1999, 2009 i 2015 r., wraz z lokalizacją, zilustrowano na ryc. 48. Ze względu na parametry jak również charakter osadów występujących na powierzchni platformy przybrzeżnej na Zbiorniku Jeziorsko wyróżniono dwa jej typy, a mianowicie platformę przybrzeżną akumulacyjną i platformę przybrzeżną abrazyjno-akumulacyjną.

Nachylenie platformy przybrzeżnej na Zbiorniku Jeziorsko w wieloleciu 1999-2015 mieściło się w zakresie od 1° do 12° a szerokość jej nadwodnej części od 20 do ponad 200 m<sup>1</sup>. Bardziej stroma i węższa jest platforma abrazyjno-akumulacyjna, natomiast łagodniejsza i szersza jest platforma akumulacyjna. Wyraźnie większe nachylenie cechuje górną, wewnętrzną część platformy niż jej część zewnętrzną, odzbiornikową. Szczególnie łagodna jest jej część położona w strefie niskich stanów wody w zakresie 117-116 m n.p.m., która ma charakter akumulacyjny.

---

<sup>1</sup> Szerokość platformy podano dla poziomu wody w zbiorniku = 116,3 m n.p.m. W przypadku platform szerszych, nie odsłaniających się w całości przy tym poziomie wody w zbiorniku parametr ten opisuje tylko jej nadwodną część. W przypadku wykonywania pomiaru przy poziomie wody w zbiorniku wyższym niż 116,3 m n.p.m. szerokość platformy do tej rzędnej obliczono matematycznie.



SK – Skęczniew, K1–2 – Kościanki, M1–2 – Miłkowice, ZM1–2 – Zaspy Miłkowickie, JE – Jeziorsko, TD – Tądów Dolny, TG– Tądów Górny, TM– Tomisławice, GL– Glinno, BZ1–2 – Brzeg, B1–3 – Brodnia, P1–5 – Popów, SI 1–2 – Siedlątków

Na Zbiorniku Jeziorsko w całym badanym okresie dominował abrazyjno-akumulacyjny typ platformy przybrzeżnej. Występuje on wzdłuż brzegu abrazyjnego na całej jego długości. Jej nachylenie w tym okresie wynosiło od niespełna 2° do 12°, a szerokość od 30 do 100 m. Jej parametry są bardzo zróżnicowane w zależności od budowy geologicznej oraz pierwotnej morfologii przekształcanego stoku.

### 7.1.1. PLATFORMA ABRAZYJNO-AKUMULACYJNA

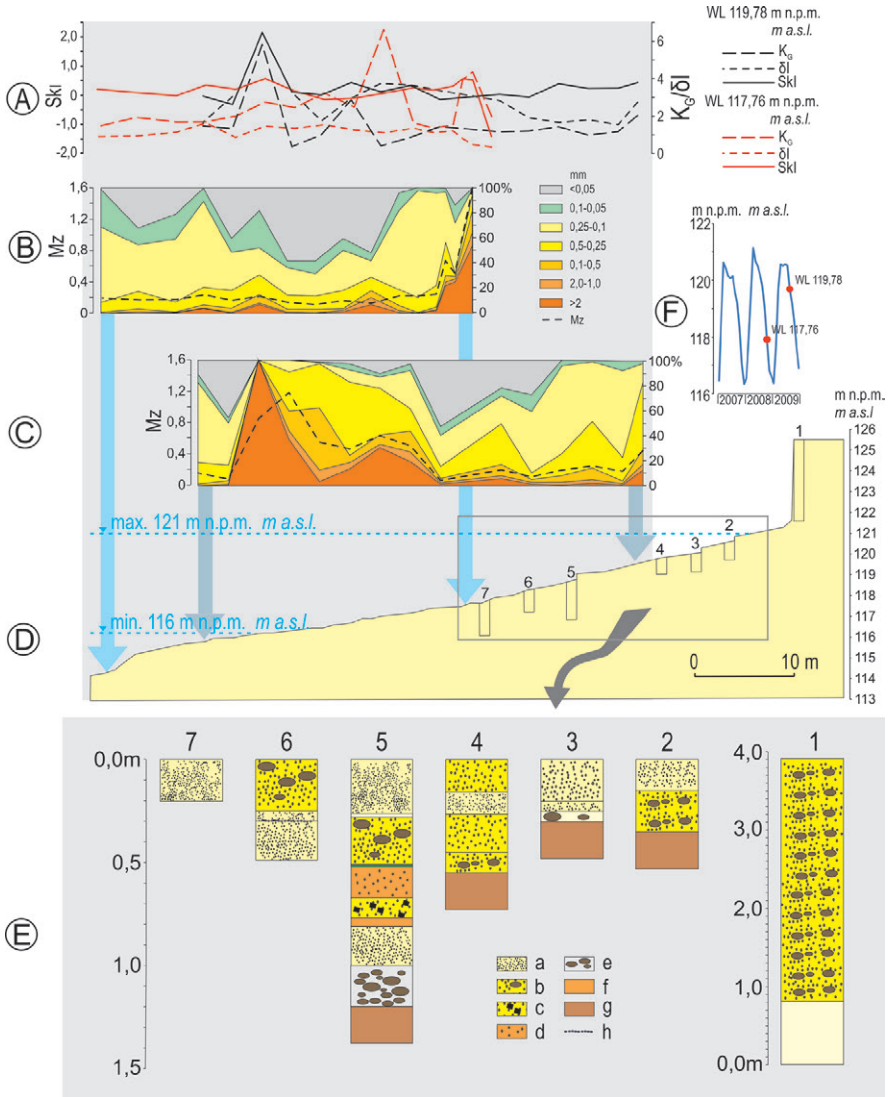
Najbardziej stroma i najwęższa platforma przybrzeżna występuje wzdłuż prawego brzegu zbiornika. Towarzyszy ona fragmentom brzegu wysokiego, rozwijającego się w obrębie mało spoistych glin piaszczystych i piasków gliniastych podścielonych mułkami ilastymi, na odcinku Brzeg-Kolonia Zagórki. Platforma osiąga tutaj od 25 do 34 m szerokości, przy nachyleniu 6-10,8° (ryc. 48). Wysokość występującego tutaj klifu dochodzi do 14,5 m, przy nachyleniu do 70°. Jego cofanie zachodzi przy udziale osuwania i obrywania materiału. Równie wąska i stroma platforma przybrzeżna występuje w północnej, przyzaporowej części zbiornika w Siedlątkowie i Popowie. Jej parametry wynoszą odpowiednio od 23 do 54 m i od 5,5 do 12°. Platforma ta rozwija się wzdłuż wysokiego przygłębiowego brzegu abrazyjno-obrywowego. Wysokość abradowanego klifu, rozwijającego się tutaj w spoistych glinach zwałowych, w części północnej lokalnie podścielonych piaskami i żwirami wodnolodowcowymi, waha się od 2,5 do ponad 10 m.

Górną część platformy przybrzeżnej, rozwijającej się wzdłuż wysokich klifów, podlegających intensywnym ruchom masowym często pokrywają koluwia, ulegające rozmywaniu w okresie wysokiego poziomu wody w zbiorniku. Okresowo, w miejscach wystąpienia rozległych, nowych obrywów, koluwia pokrywają platformę przybrzeżną na całej jej odsłanianej części. Sytuację taką stwierdzono m.in. w Brodni w 2008 i 2015 r., oraz Siedlątkowie w 2009 r. (ryc. 49). Na odcinkach brzegu rozwijającego się w utworach bardziej spoistych – m.in. w Siedlątkowie



Ryc. 48. Parametry platformy przybrzeżnej na Zbiorniku Jeziorsko w latach 1999–2015. Nachylenie platformy przybrzeżnej w roku: 1 – 1999, 2 – 2009, 3 – 2015; typ brzegu: ab – abrazyjny, ak – akumulacyjny, ne – neutralny, ex – występujący w przeszłości, 4 – wysokość klifu bądź wału akumulacyjnego, n – brzeg niski, w – brzeg wysoki, pp – przyplyciznowy, pg – przygłębiowy, os – abrazyjny ospiskowy, ob. – abrazyjny obrywowy, osu – abrazyjny osuwiskowy; D – szerokość platformy przybrzeżnej na podstawie pomiarów terenowych (=) lokalnie uzupełnionych obliczeniami (~). Izobaty dla poziomu wody 122 m n.p.m. na podstawie: *Zbiornik wodny Jeziorsko...*, 2008, zmienione

Fig. 48. Parameters of the shore platform on the Jeziorsko Reservoir in 1999, 2009 and 2015. Shore platform gradient in: 1 – 1999, 2 – 2009 and 3 – 2015; shore type: ab – abrasive, ak – accumulative, ne – neutral, ex – occurring in the past, 4 – cliff or beach ridge height, n – low shore, w – high shore, pp – shallow shore, pg – deep shore, os – abrasive with unconsolidated sediments falls, ob – abrasive with consolidated sediments falls, osu – abrasive shore with landslide, D – shore platform width base on measurements (=) locally supplemented with mathematical calculations (~). 2 Isobaths for water level 122 m a.s.l. based on: *Zbiornik wodny Jeziorsko...*, 2008, changed



Ryc. 49. Osady na platformie przybrzeżnej, Siedlątków. A – wskaźniki uziarnienia wg R.L. Folk’a i W.C. Warda (1957): K<sub>q</sub> – kurtoza, δI – wysortowanie, SkI – skośność, Mz – średnia średnica; B – rozkład osadów na zanurzonej części platformy przybrzeżnej przy niskim poziomie wody w zbiorniku; C – rozkład osadów na zanurzonej części platformy przybrzeżnej przy wysokim poziomie wody w zbiorniku; D – morfologia platformy przybrzeżnej, październik 2008 r.; E – litologia osadów występujących na osuszonej części platformy przybrzeżnej: a – piasek średnioziarnisty, b – żwir z kamieniami o średnicy do 40 mm, c – żwir z fragmentami drewna, d – utwory zwirowo-gliniaste, e – piasek mułkowy z kamieniami o średnicy do 200 mm, f – deluwia gliniaste, g – glina pyłasta zwięzła, h – poziom wody podziemnej; F – poziom wody w zbiorniku w czasie poboru prób osadów

i Popowie (ryc. 48, przekroje SI1, P2), koluwia występują głównie w bezpośrednim sąsiedztwie klifu. Najczęściej zalegają tam sezonowo, w okresie pomiędzy następującymi po sobie wysokimi, osiągającymi podstawę klifu, poziomami wody w zbiorniku. Po ich usunięciu na powierzchni górnej części platformy przybrzeżnej odsłaniany jest materiał macierzysty (ryc. 50).

Również w środkowej części platformy często odsłaniany jest materiał *in situ* (ryc. 51), na którym zalega jedynie żwirowo-głazowe residuum z pojedynczymi głazami o średnicy do 1 m. Punktowo, w miejscach ich większych nagromadzeń, głazy tworzą zwartą warstwę stanowiącą naturalne umocnienie brzegu (ryc. 52). Dopiero w dolnej, akumulacyjnej części platformy przybrzeżnej, występuje seria żwirów i piasków gruboziarnistych, których miąższość wzrasta w kierunku zewnętrznej części platformy osiągając zwykle miąższość 20-30 cm, lokalnie 1,2 m.

W morfologii okresowo osuszanej części platformy przybrzeżnej zaznaczają się stopnie teras (tzw. mikroteras). Ich liczba dochodzi do 2-3 a wysokość waha się od kilku do blisko 30 cm. W zależności od lokalizacji na powierzchni platformy stopnie te powstają w materiale *in situ*, koluwiach podklifowych, bądź osadach piaszczysto-żwirowych akumulowanych na powierzchni platformy przybrzeżnej. Stopnie rozwinięte w materiale macierzystym są formami quasi-stałymi, modyfikowanymi w okresach wysokiego poziomu wody w zbiorniku, natomiast pozostałe formy mają charakter sezonowy i ulegają przemodelowaniu bądź rozmyciu w kolejnej fazie wysokiego poziomu wody w zbiorniku. Analizowane formy tworzą się w okresach wzrostu intensywności falowania. Formy powstające w okresie obniżania poziomu wody w zbiorniku zachowują się w morfologii platformy przybrzeżnej, natomiast formy rozwijające się w fazie spiętrzania zbiornika w krótkim czasie ulegają całkowitemu rozmyciu.

Podobne formy są powszechnie spotykane na innych zbiornikach wodnych cechujących się dużymi wahaniami stanów wody (Lawson 1985; Ovčinnikov i in. 1999, Ovčinnikov i in. 2002; Grobelska 2006; Wiejaczka 2011; Verbickaja, Jamskih 2015). Wysokość tych form, ich ilość i rozmieszczenie jest bardzo zróżnicowana, zależy od ich lokalizacji, litologii rozmywanych skał, miąższości utworów zakumulowanych na powierzchni platformy przybrzeżnej, szybkości obniżania poziomu wody i warunków hydrodynamicznych w zbiorniku. W skrajnych przypadkach wysokość tych form może nawet wynosić kilka metrów. Jak podaje G. Ovčinnikov i in. (2002) na Zbiorniku Irkuckim w latach 1978-81, w fazie obniżania poziomu wody w zbiorniku, wysokość tego typu form dochodziła do 0,7 m. Na Zbiorniku Brackim, formy te, w latach 1990-93, osiągnęły 3 m wysokości (Ovčinnikov i in. 1999).



Fig. 49. Sediments on the shore platform, Siedlątków. A – R.L. Folk and W.C. Ward (1957) coefficients: Kg – kurtosis,  $\delta 1$  – standard deviation, Sk1 – skewness, Mz – mean size; B – distribution of sediments on the submerged part of the shore platform at the low water level; C – distribution of sediments on the submerged part of the shore platform at the high water level; D – shore platform morphology, October 2008; E – lithology of sediments on the drained part of the shore platform; a – medium grained sand, b – gravel with boulders up to 40 mm diameter, c – gravel with wood fragments, d – clay and gravel sediments, e – loamy sand with cobbles up to 200 mm diameter, f – deluvial loam, g – silty clay, h – ground water level; F – water level during sediments sampling



Ryc. 50. Abrazyjno-akumulacyjna platforma przybrzeżna z klifem o wysokości 4,5 m, rozwijającym się w spoistych glinach pylastych, Popów, wrzesień 2008

Fig. 50. Abrasive-accumulative shore platform with a 4.5-m-high cliff located in the cohesive clayey till, Popów, September 2008



Ryc. 51. Głazowo-kamieniste residuum pokrywające materiał macierzysty w środkowej części platformy przybrzeżnej, Popów, październik 2008. Nachylenie platformy przybrzeżnej 3°, wysokość klifu 1,2 m

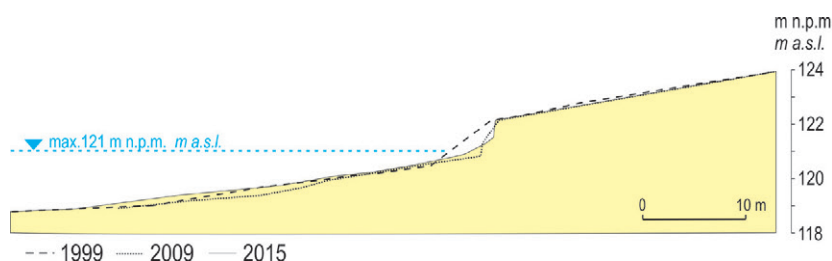
Fig. 51. Boulder and stony residuum in the middle part of the shore platform on the in situ material, Popów, October 2008. Platform slope 3°, cliff height of 4.2 m



Fig. 52. Nagromadzenia głazowo – kamieniste w górnej części platformy przybrzeżnej, w miejscu ich wychodni, Siedlątków, listopad 2009 r.

Fig. 52. Boulders and stones accumulated in the upper part of the shore platform at their outcrops, Siedlątków, November 2009

Zdecydowanie szersza i łagodniejsza platforma przybrzeżna towarzyszy pozostałym fragmentom brzegu abrazyjnego, z niskim klifem, nie przekraczającym 2,5 m wysokości. Platforma przybrzeżna osiąga w tych miejscach 16-94 m szerokości i nachylenie w zakresie 1,2-6,7°. Najwęższa platforma występuje w górnej części zbiornika, wzdłuż brzegu przypłyiczynowego gdzie osiąga zaledwie 16-35 m szerokości przy nachyleniu do 4° (ryc. 48, przekrój GL, TG, TM, ryc. 53).



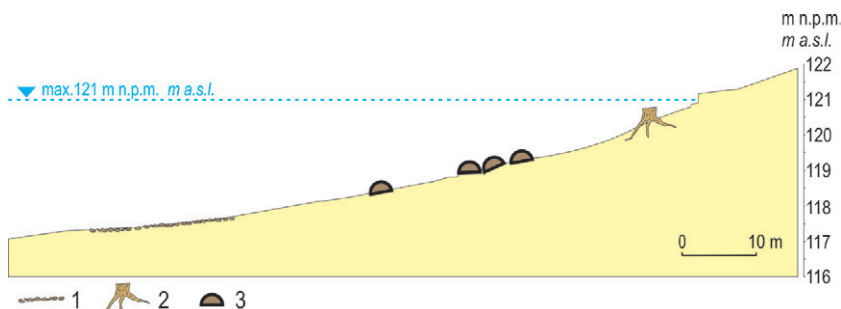
Ryc. 53. Morfometria platformy przybrzeżnej w roku 1999, 2009 i 2015, Glinno. Lokalizacja na ryc. 48, przekrój GL

Fig. 53. Morphometry of the shore platform in 1999, 2009 and 2015, Glinno. Location of the cross-section in fig. 48, GL

Przy niskim poziomie wody w zbiorniku jest ona odsłaniana na całej swej szerokości. Forma ta rozwija się w obrębie dawnej równiny zalewowej rzeki Warty. Platforma bardzo słabo zaznacza się w morfologii terenu. Przyczyną słabego rozwinięcia platformy w tym obszarze jest prawdopodobnie niska energia docierającego tutaj falowania wiatrowego. Szersza, nieco bardziej nachylona platforma



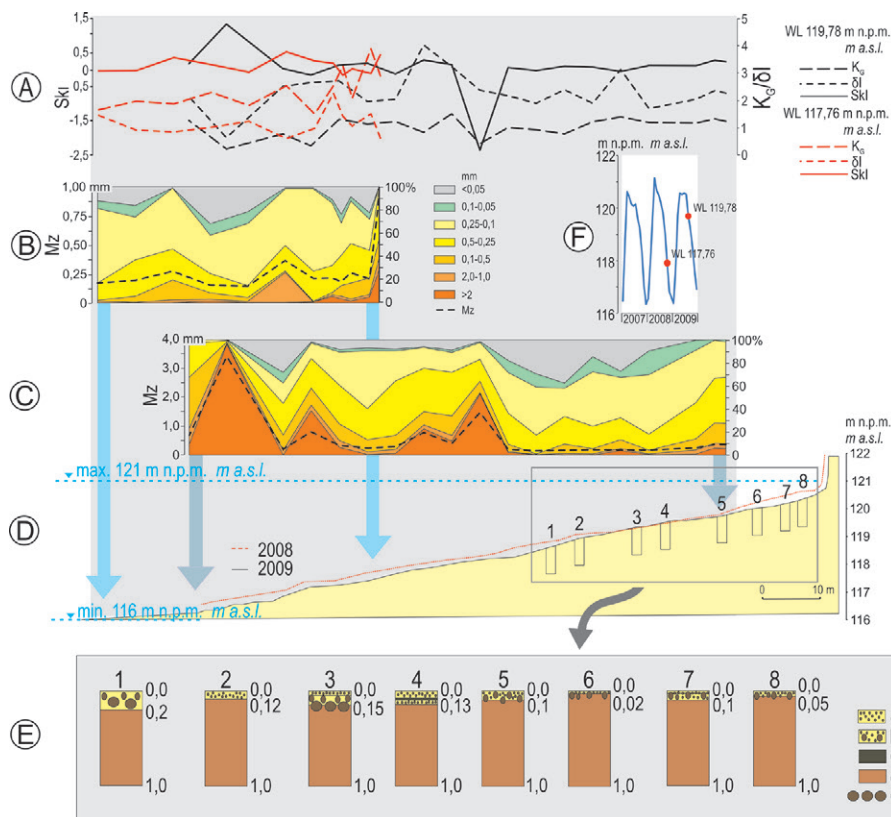
rozwinęła się wzdłuż stoku przygłębiowego rozwijającego się w spoistych glinach piaszczystych, o nachyleniu 5-7° w Popowie, na prawym brzegu zbiornika (ryc. 48, przekrój P1). Platforma osiąga tam do 68 m szerokości, przy nachyleniu do 4,5°. W podobnych utworach rozwinęła się najszerza i najładniejsza platforma, która występuje wzdłuż połączonych stoków przypłychnowych w Popowie i Brodni o nachyleniu nie przekraczającym 3,9° (ryc. 48, przekroje P4, B1, ryc. 54).



Ryc. 54. Morfometria platformy przybrzeżnej, Brodnia, 2008 r. Lokalizacja na ryc. 48, przekrój B1. 1 – żwirowo-kamieniste residuum, 2 – karpa korzeniowa drzewa, 3 – wał  
Fig. 54. Morphometry of the shore platform, Brodnia. Location of the cross-section in fig. 48, B1. 1 – gravel-stony residuum, 2 – tree snag, 3 – ridge

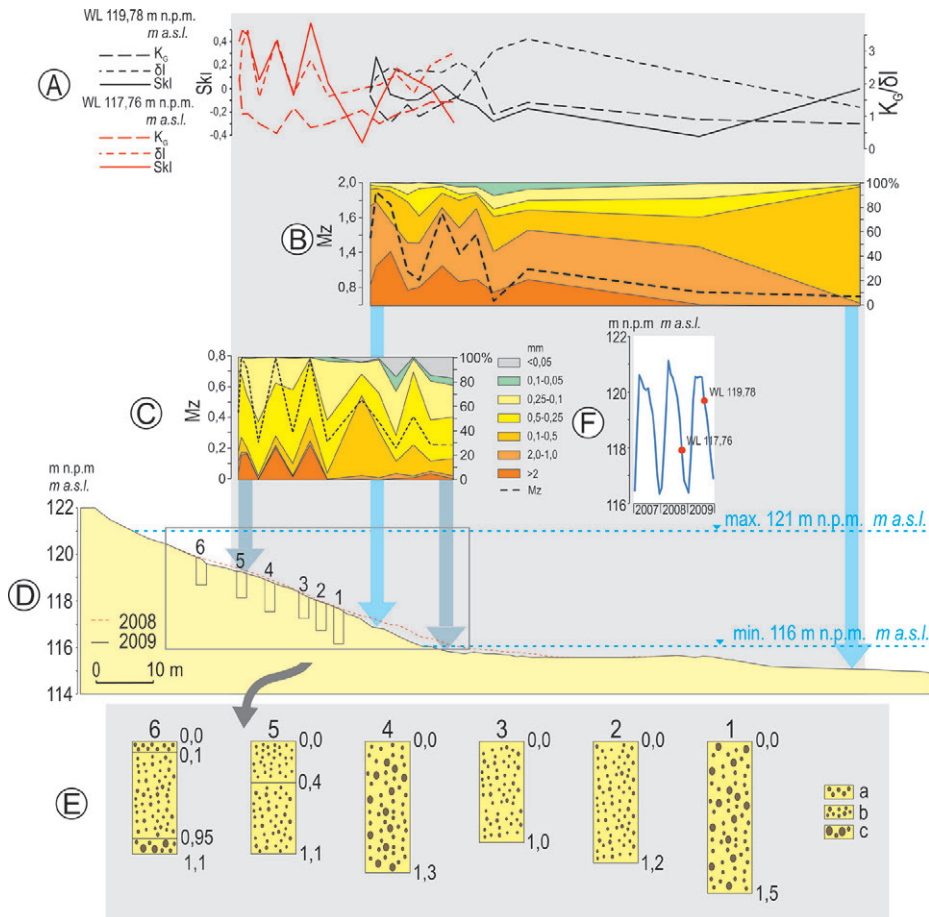
Platforma na tych odcinkach osiąga 80-90 m szerokości, przy nachyleniu zaledwie 1,8-2,6°. Na przeważającej części odsłaniającej się platformy przybrzeżnej nie stwierdzono utworów zakumulowanych na jej powierzchni. Tylko w wąskich strefach występuje żwirowe residuum o miąższości 2-5 cm. Lokalnie utwory te tworzą od 1 do 3 ciągów wałów plażowych o wysokości do 20 cm wysokości i szerokości do 2,0 m (ryc. 54). Są to formy izolowane, występujące w kilkumetrowych odstępach. W dolnej, akumulacyjnej części platformy przybrzeżnej obserwuje się nagromadzenia utworów drobniejszych, żwirowo-piaszczystych, o miąższości do 20 cm. Ponadto, w morfologii platformy przybrzeżnej, w jej skrajnie górnej części, przyklifowej, lokalnie występuje stopień o wysokości do 30 cm. Forma ta rozwija się w materiale *in situ* i jest formą quasi-stałą, modyfikowaną w okresach wysokiego poziomu wody w zbiorniku. Od 2014 r., tj. po obniżeniu o 0,5 m normalnego poziomu wody osiąganego w zbiorniku, obserwuje się przejawy stagnacji ściany klifu oraz stabilizację górnej podklifowej części platformy przybrzeżnej, gdzie już wkroczyła roślinność. Jej zasięg wyznacza stopień abrazyjny rozwijający się na linii maksymalnego zasięgu falowania wiatrowego.

Osady występujące na powierzchni platformy przybrzeżnej Zbiornika Jeziorsko, rozwijającej się wzdłuż brzegu abrazyjnego, ściśle zależą od litologii utworów występujących w obrębie przekształcanego fragmentu brzegu (ryc. 49, 55, 56). We wszystkich badanych przekrojach poprzecznych, w rozmieszczeniu utworów na platformie przybrzeżnej w okresie jej zalania, zaznacza się występowanie 2-3 stref podwyższonego udziału materiału drobniejszego, który przechodzi w twory grubsze. Strefy te nie zaznaczają się w morfologii platformy przybrzeżnej. Ich położenie, ilość, jak i proporcje pomiędzy frakcjami osadów w poszczególnych przekrojach i seriach pomiarowych, wykonywanych przy odmiennych stanach wody w zbiorniku, zmieniają się. Obserwowane strefy są odpowiednikami zanurzonych wałów wzdłużbrzegowych. Dobrze wykształcone



Ryc. 55. Osady na platformie przybrzeżnej, Popów. A – wskaźniki uziarnienia wg R.L. Folk i W.C. Warda (1957): K<sub>g</sub> – kurtoza, δ<sub>l</sub> – wysortowanie, Sk<sub>l</sub> – skośność, M<sub>z</sub> – średnia średnica; B – rozkład osadów na zanurzonej części platformy przybrzeżnej przy niskim poziomie wody w zbiorniku; C – rozkład osadów na zanurzonej części platformy przybrzeżnej przy wysokim poziomie wody w zbiorniku; D – morfologia platformy przybrzeżnej; E – litologia osadów występujących na osuszonej części platformy przybrzeżnej: a – piasek średnioziarnisty, b – piasek gruboziarnisty ze żwirzem, c – mułek organiczny zapiaszczony, d – glina pylasta zwięzła, e – żwir z kamieniami o średnicy do 50 mm; F – poziom wody w zbiorniku w czasie poboru prób osadów.

Fig. 55. Sediments on the shore platform, Popów. A – R.L. Folk and W.C. Ward (1957) coefficients: K<sub>g</sub> – curtosis, δ<sub>l</sub> – standard deviation, Sk<sub>l</sub> – skewnees, M<sub>z</sub> – mean size; B – distribution of sediments on the submerged part of the shore platform at the low water level; C – distribution of sediments on the submerged part of the shore platform at the high water level; D – shore platform morphology; E – lithology of sediments on the drained part of the shore platform: a – medium grained sand, b – coarse-grained sand with gravel, c – sandy organic silt, d – silty loam, e – gravel and cobbles up to 50 mm in diameter F – water level during sediments sampling



Ryc. 56. Osady na platformie przybrzeżnej, Miłkowie. A – wskaźniki uziarnienia wg R.L. Folka i W.C. Warda (1957): K<sub>g</sub> – kurtoza, δ<sub>1</sub> – wysortowanie, Sk<sub>1</sub> – skośność, Mz – średnia średnica; B – rozkład osadów na zanurzonej części platformy przybrzeżnej przy niskim poziomie wody w zbiorniku; C – rozkład osadów na zanurzonej części platformy przybrzeżnej przy wysokim poziomie wody w zbiorniku; D – morfologia platformy przybrzeżnej; E – litologia osadów występujących na osuszonej części platformy przybrzeżnej: a – piasek średnio- i gruboziarnisty, b – piasek mułkowy, c – piasek gruboziarnisty ze żwirem

Fig. 56. Sediments on the shore platform, Miłkowie. A – R.L. Folk and W.C. Ward (1957) coefficients: K<sub>g</sub> – kurtosis, δ<sub>1</sub> – standard deviation, Sk<sub>1</sub> – skewness, Mz – mean size; B – distribution of sediments on the submerged part of the shore platform at the low water level; C – distribution of sediments on the submerged part of the shore platform at the high water level; D – shore platform morphology; E – lithology of sediments on the drained part of the shore platform: a – medium- and coarse-grained sand, b – silty sand, c – coarse-grained sand with gravel

tego typu formy identyfikowane były na Zbiorniku Nowosybirskim (Habidov i in., 1999). Zdecydowanie mniejsze formy tego typu obserwowala autorka na Zbiorniku Pakoskim (Grobelska 2006).

### 7.1.2. PLATFORMA AKUMULACYJNA

Odmienną morfologię posiada platforma wzdłuż akumulacyjnych odcinków brzegu. Platforma wzdłuż prawego wysokiego brzegu zbiornika, gdzie proces akumulacji zachodzi punktowo, na krótkich odcinkach w obrębie zatok i większych undulacji linii brzegowej jest szersza, 72-170 m, i bardziej połoga, 2-4°, od platformy towarzyszącej sąsiednim abrazyjnym fragmentom tego brzegu. Jeszcze bardziej połoga (nachylenie 0,6-3°) i szersza (powyżej 200 m), jest platforma lewobrzeżna towarzysząca fragmentom brzegu niskiego, przyplączynowego (ryc. 48). Powierzchnia platformy pokryta jest cienką warstwą utworów piaszczysto-żwirowych, 10-30 cm, lokalnie 0,5 m miąższości. Osady te pokrywają platformę przybrzeżną na całej jej szerokości, bądź tylko częściowo. Lokalnie tworzą ciągi wałów akumulacyjnych o kilkucentymetrowej wysokości. Najwyżej położony ciąg tworzy się przy najwyższych stanach wody i ma postać nieregularnego, inicjalnego wału plażowego. Wał ten jest wskaźnikiem akumulacyjnego typu brzegu. Jednocześnie pozwala on na wyznaczenie „górnego” zasięgu platformy. Poniżej tej linii w morfologii platformy, zwłaszcza w przypadku szczególnie rozległych, kilkusetmetrowych odsłoniętych powierzchni, brak zarówno form jak i wyraźnych nagromadzeń osadów. Ich ponowne większe nagromadzenie, głównie utworów piaszczysto-żwirowych, występuje w strefie niskich stanów wody. Przyczyną tego zjawiska jest bardzo mały stopień pierwotnego nachylenia przekształcanego brzegu, a tym samym mała energia potoku przyboju. Lokalnie, na powierzchni platformy przybrzeżnej rozwijają się kompleksy form akumulacyjnych o niewielkich rozmiarach, najczęściej wałów plażowych, rzadziej kos czy odsypów, które szerzej omówione zostały w rozdziale 6.

Ciekawym przykładem platformy przybrzeżnej wzdłuż brzegu akumulacyjnego, nie mieszczącym się w wyżej zaprezentowanej charakterystyce, jest platforma występująca w dolnej, przyzaporowej części zbiornika, na jego lewym, niskim, łagodnie nachylonym, przyplączynowym brzegu w Skęczniewie (ryc. 48, przekrój SK). Podczas pierwszego kartowania strefy brzegowej zbiornika w 1999 r. ten fragment brzegu miał charakter abrazyjny. Zasięg platformy od strony lądu obecnie wyznacza nieaktywny klif o wysokości 1 m. Na jego przedpolu rozwinął się zwarty pas trzciny pospolitej (*Phragmites australis*). Platforma przybrzeżna jest tutaj wąska i stroma, osiąga zaledwie 28-33 m szerokości i nachylenie 4,5-6,5°. Są to parametry cechujące platformę przybrzeżną rozwijającą się wzdłuż brzegu abrazyjnego, a nie akumulacyjnego. Wygaszenie abrazyjnego odcinka brzegu było najprawdopodobniej wynikiem rozwoju dużych form akumulacyjnych stowarzyszonych z wyspą w Skęczniewie, znajdującą się w jej bezpośrednim sąsiedztwie (ryc. 45). Doprowadziło to do przegrodzenia przesmyku między wyspą, a brzegiem zbiornika od strony południowej i redukcji energii potoku przyboju. Z kierunku północnego falowanie jest wyraźnie zredukowane bliskim sąsiedztwem zapory czołowej zbiornika oraz przyczółkiem portu w Skęczniewie.

## 7.2. SEZONOWE I DŁUGOOKRESOWE ZMIANY MORFOLOGII PLATFORMY PRZYBRZEŻNEJ ABRAZYJNO-AKUMULACYJNEJ

Największe zmiany w morfologii platformy przybrzeżnej rozwijającej się w typie abrazyjno-akumulacyjnym zachodzą w jej części górnej, około 10-metrowej szerokości, oraz w części akumulacyjnej, zewnętrznej. W strefach tych zachodzi zarówno ubytek, jak i przyrost materiału. Przy wysokim poziomie wody, osiagającym podstawę klifu, bezpośrednio na kontakcie z klifem następuje wynoszenie materiału zalegającego tu *in situ* oraz zgromadzonych koluwiów. Prowadzi to do obniżania podstawy klifu, a w konsekwencji jego cofania i poszerzania platformy przybrzeżnej w kierunku lądu. Pionowa zmienność platformy przybrzeżnej w tej strefie jest bardzo zróżnicowana. Jeśli wynoszeniu podlegają zalegające *in situ* utwory spoiste, glina ilasta i mułkowata, zmiany te w ciągu jednego cyklu eksploatacyjnego nie przekraczają 0,1 m, w wieloleciu 1999-2015 wynosiły do 0,4 m (ryc. 49). Wynoszony materiał, głównie jego grubsza frakcja, jest częściowo akumulowany w bezpośrednim sąsiedztwie linii wody. Przyrost materiału na tym obszarze platformy przybrzeżnej, w jednym cyklu eksploatacyjnym zbiornika, wynosił 0,1-0,25 m (ryc. 49, 55). W przypadku zalegania u podstawy klifu koluwiów miąższość utworów usuniętych w jednym sezonowe nierzadko przekracza 1 m.

W części akumulacyjnej platformy przybrzeżnej, 20-30 m szerokości, rozciągającej się w strefie niskich stanów wody i dalej w części trwale zanurzonej, wynoszeniu ulegają osady zakumulowane na powierzchni platformy. Zmiany pionowe w ciągu jednego cyklu eksploatacyjnego dochodzą w tej strefie do 0,2 m (ryc. 49, 55, 56).

Środkowa część platformy przybrzeżnej, pełniąca funkcję tranzytową, gdzie notowany jest brak zakumulowanych utworów, bądź występuje tylko żwirowo-głazowe residuum, nie podlega istotniejszym zmianom. Wielkość zachodzących na tym obszarze zmian pionowych w morfologii nie przekracza dokładności stosowanych metod pomiarowych.

W szesnastoletnim okresie prowadzonych badań, lata 1999-2015, nie stwierdzono zasadniczych zmian w nachyleniu platformy przybrzeżnej, poza fragmentami brzegu lewego, który przeszedł transformację z brzegu abrazyjnego w akumulacyjny. Na fragmentach tych stwierdzono wyraźnie złagodzenie platformy przybrzeżnej, odpowiednio z 3 do 1,0-1,3° w Tądownie Dolnym i z 2,3-2,2 do 1,6-1,0° w Zaspach Miłkowickich (ryc. 48, przekroje TD, ZM1).

W świetle przeprowadzonych analiz czynnikami determinującymi rozwój platformy przybrzeżnej na obecnym etapie kształtowania się brzegu Zbiornika Jeziorsko są pierwotna morfologia przekształcanego stoku, głównie jego wysokość i nachylenie oraz budowa geologiczna brzegu macierzystego, warunkujące ilość i granulometrię dostarczanego w procesie abrazyji materiału.

Parametry abrazyjno-akumulacyjnej platformy przybrzeżnej Zbiornika Jeziorsko, tj. znaczne nachylenie i niewielka szerokość jak również niewielka miąższość i brak ciągłości występujących na jej powierzchni osadów wskazują na jej początkowy etap rozwoju. Zachodzące w jej obrębie zmiany pionowe, zarówno sezonowe jak i wieloletnie, wskazują na trwający jej rozwój. Jednak brak wyraźnego spadku nachylenia platformy przybrzeżnej w kilkunastoletnim okresie porównawczym sugeruje niewielkie tempo zachodzących zmian w ujęciu długookresowym. Można na tej podstawie wysunąć wniosek, iż abrazyjne fragmenty brzegu zbiornika, w szczególności przygłębione, wysokie, gdzie nachylenie platformy przybrzeżnej dochodzi do 8-10° długo jeszcze nie zmieniają swojego charakteru.

## 8. KIERUNKI I UWARUNKOWANIA EWOLUCJI BRZEGU ZBIORNIKA JEZIORSKO

Strefę brzegową zbiornika wodnego tworzą trzy stowarzyszone ze sobą strefy morfodynamiczne tworzące spójny system: 1) zbliżona do pionowej, ściana aktywnego klifu powyżej zasięgu falowania wiatrowego (*cliff face*), podlegająca procesom erozyjno-denudacyjnym, powodującym jej cofanie, 2) będąca strefą przejściową podstawa klifu (*cliff toe*), której górną granicę wyznacza wysokość zasięgu falowania wiatrowego, dolną natomiast kontakt z platformą przybrzeżną oraz 3) prawie horyzontalna platforma przybrzeżna (*shore platform*) kształtowana głównie przez hydrauliczną i abrazyjną działalność falowania. Granice pomiędzy tymi strefami są nieostre (Davidson-Arnott 2010, 2016). Zachodzące w tych strefach procesy brzegowe i stokowe pozostają ze sobą we wzajemnych interakcjach, których wypadkową jest charakter brzegu oraz tempo zachodzących w jego obrębie przekształceń (Davidson-Arnott 2010; Brown i in. 2005).

Utworzenie zbiornika wodnego skutkujące trwałym podniesieniem bazy erozyjno-denudacyjnej, wymusza rozwój nowej strefy brzegowej na wyższych rzędnych (Baxter 1977; Lawson 1985). Czynnikiem inicjującym rozwój strefy brzegowej zbiornika jest falowanie wiatrowe, które uruchamia cofanie klifu, a następnie sortowanie, transport i akumulację uruchamianych osadów w obrębie, kształtującej się u podnóża klifu, platformy przybrzeżnej zwanej również płyczną przybrzeżną. Cofający się klif stanowi główne źródło materiału dostarczanego w obręb kształtującej się platformy przybrzeżnej oraz rozwijających się na jej powierzchni form akumulacyjnych.

Przestrzenna i czasowa zmienność zachodzących w obrębie strefy brzegowej przekształceń warunkowana jest cechami środowiska przyrodniczego oraz czynnikami uruchamiającymi zachodzące w jej obrębie procesy. Najważniejsze z nich to budowa geologiczna, morfologia brzegów, zmienność stanów wody w zbiorniku oraz warunki klimatyczne. Ich wypadkową jest charakter przekształcanego brzegu, jego cofanie się, stagnacja, bądź przyrastanie (Reid i in. 1988; Habidov i in. 1999; Banach, Spanilá 2000; Spanilá i in. 2006; Nazarov 2008). Cechy środowiska przyrodniczego uważa się za czynniki pasywne, natomiast panujące w zbiorniku warunki hydrodynamiczne za czynniki aktywne (Reid 1992; Levkevič 2017). Ich znaczenie w procesie przekształcania brzegu jest zmienne. V.E. Levkevič (2017) stwierdza, iż wraz z dojrzałością strefy brzegowej zbiornika wzrasta rola czynników pasywnych.

## 8.1. TRANSFORMACJA BRZEGU W RELACJI DO DŁUGOŚCI OKRESU FUNKCJONOWANIA ZBIORNIKA WODNEGO

Strefa brzegowa sztucznego zbiornika wodnego przechodzi różne etapy rozwoju, od bardzo intensywnego kształtowania się w początkowym okresie jego eksploatacji, do stabilizacji, czy dynamicznej równowagi, kiedy tempo zachodzących procesów geomorfologicznych stabilizuje się (Vogt 1978; Lawson 1985; Finarov 1986; Reid 1992). W początkowym okresie funkcjonowania zbiornika najszybciej uwidaczniają się efekty abrazyjnego przekształcania brzegów przygłębiowych, rozwijających się w obrębie stromych stoków, zbudowanych ze skał mało odpornych na rozmywanie. Brzegi te, nie mające wykształconego przybrzeża, stanowiącego ich naturalną ochronę, narażone są na intensywne falowanie wiatrowe. Ich degradacja rozpoczyna się błyskawicznie, niemalże równocześnie z utworzeniem zbiornika wodnego i ustaleniem się zwierciadła wód na określonym nowym poziomie (Širokov i in. 1992; Banach 1994; Banach, Spanilá 2000; Nazarov 2006a; Vilmundardóttir i in. 2010).

Na Zbiorniku Jeziorsko wyraźne przejawy procesu abrazji obserwowane są wzdłuż jego prawego brzegu już na najwcześniejszych zdjęciach lotniczych, z sierpnia 1991 r., wykonanych zaledwie 10 dni po pierwszym napełnieniu zbiornika do zakładanego NPP, tj. osiągnięcia rzędnej poziomu wody w zbiorniku 120,0 m n.p.m. Na zdjęciach tych można zidentyfikować i określić położenie korony klifu rozwijającego się na linii wody. Należy jednak podkreślić, iż osiągnięcie na zbiorniku NPP poprzedził długi, trzyletni okres jego wstępnego napełniania, przypadający na lata 1988-1990. Poziom wody w zbiorniku w kolejnych latach osiągał odpowiednio 117,87 m n.p.m., 117,00 m n.p.m. i 118,55 m n.p.m. (maksymalnie średnie miesięczne stany wody), i był równy bądź wyższy od położenia podstawy zbocza doliny rzeki Warty, które występowało na rzędnej 117-118 m n.p.m. Zatem już w trzyletniej fazie wstępnego napełniania podstawa zbocza podlegała niszczeniu przez falowanie, stąd też okres ten należy uznać za czas aktywnego kształtowania brzegu Zbiornika Jeziorsko. Na morfortwórczą rolę, trwającego niekiedy kilka lat, okresu wstępnego napełniania w kształtowaniu brzegu zbiornika zwracano uwagę już wielokrotnie, włączając go do tzw. fazy początkowego przekształcania brzegu (Pečerkin i in. 1980; Nazarov 2006a, b). Tempo zachodzących w tym okresie przekształceń, mierzone wielkością liniowego przemieszczenia klifu, jest znaczne. Niekiedy, jak podaje G. Ovčinnikov i in. (1999) w przypadku Zbiornika Brackiego, na okres wstępnego napełniania, lata 1967-1968, przypadało największe tempo cofania klifu na tym zbiorniku w całym okresie jego funkcjonowania, lokalnie nawet czterokrotnie większe od notowanego w pierwszych latach normalnej eksploatacji zbiornika.

Wraz z wydłużaniem okresu eksploatacji zbiornika w wyniku wynoszenia materiału z obszaru płycizny przybrzeżnej i jej pogłębiania, przejawy procesu abrazji uwidaczniają się także na fragmentach brzegu mniej predysponowanych, czyli rozwijających się w obrębie stoków o mniejszym nachyleniu, umiejscowionych w obrębie dużych zatok czy we wgłębieniach linii brzegowej (Ovčinnikov i in. 2002). Sukcesywnie, na zbiorniku spada udział brzegów nieprzekształconych, neutralnych, które na nowych zbiornikach nizinnych, wg. D.P. Finarova (1986) stanowią często do 50% długości linii brzegowej. Najpóźniej, dopiero po kilku latach funkcjonowania zbiorników, przejawy procesu abrazji uwidaczniają się na najłagodniejszych stokach, o nachyleniu do 2-3°, często chronionych

zwartą darnią, (Banach, Spanilá 2000; Ovčinnikov 2003). Opóźnienie to M. Banach (1994) wyjaśnia koniecznością usunięcia większej objętości materiału macierzystego, niezbędnego do rozpoczęcia procesu abrazji brzegu przez potok przyboju z przybrzeża brzegów niskich i płaskich w stosunku do brzegów wysokich i stromych. G. Ovčinnikov i in. (2002) na podstawie badań empirycznych prowadzonych na Zbiorniku Irkuckim stwierdził, iż do rozmycia stoku o nachyleniu nie przekraczającym  $2^\circ$ , kształtującego się w obrębie drobnoziarnistych piasków gliniastych i glinach piaszczystych, niezbędna jest energia falowania 7,5 razy większa niż w przypadku stoku o nachyleniu  $4^\circ$ , odpowiednio 1,5 mln Tm (tonometrów) i 200 tys Tm. Jednocześnie fale docierające do brzegów przyplączynowych ulegają załamaniu w znacznie większej odległości od brzegu, niż wzdłuż brzegów stromych, przygłębiowych, docierając do niego z wyraźnie mniejszą energią (Hampton i in. 2004). W przypadku Zbiornika Włocławskiego, który jest zbiornikiem o małych wahanach poziomu wody, a więc długotrwałym oddziaływaniu falowania wiatrowego w stosunkowo wąskiej strefie, M. Banach (1994) stwierdził 4-6-letnie przesunięcie momentu rozpoczęcia przekształcania tego typu fragmentów brzegu w stosunku do brzegów wysokich, przygłębiowych. Powyższą zależność potwierdza również zestawienie wielkości poziomego przemieszczenia klifu w ujęciu dekadowym na Zbiorniku Nowosybirskim (Savkin i in. 2014; Fedorova 2016). Tam też największe tempo cofania się brzegu lewego, łagodnego, niskiego obserwowano w drugiej dekadzie jego ekplatacji i wynosiło ono do 50 m w okresie 10 lat. Wcześniej, w fazie spiętrzania zbiornika i pierwszej dekadzie jego eksploatacji wynosiło ono odpowiednio od 3 do 5 m i do 20 m. Natomiast w obrębie brzegu prawego, wysokiego, przygłębiowego maksymalne wielkości przemieszczenia klifu zarejestrowano wcześniej, w okresie spiętrzania zbiornika i pierwszych dziesięciu latach jego eksploatacji. Wynosiły one odpowiednio od 35 do 93 m i od 91 do 130 m. Powyższą zależność stwierdza również N.A. Šumova (2017) analizując 60-letnią zmienność dynamiki cofania się brzegu na Zbiorniku Cymlańskim na Donie.

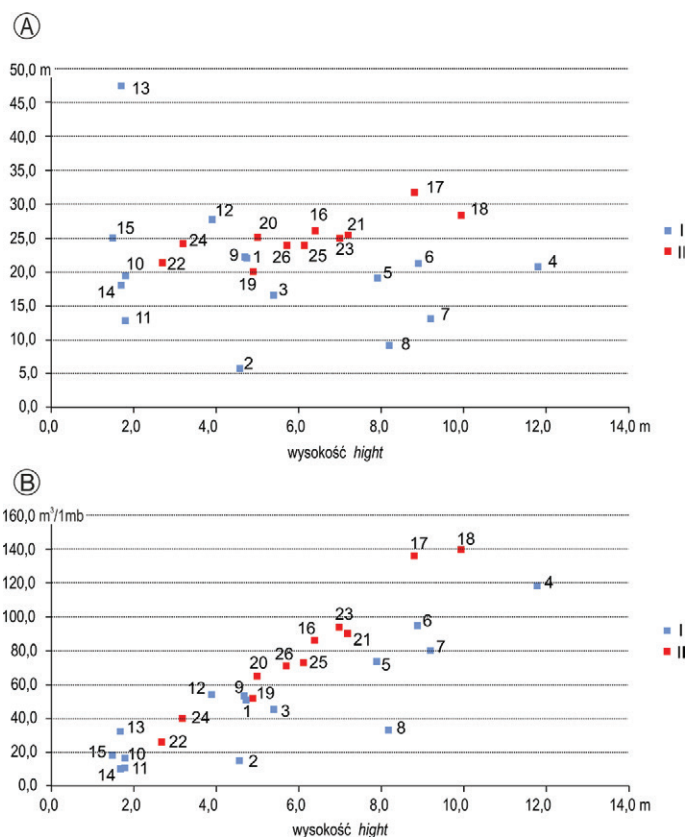
Z drugiej strony najłagodniejsze, izolowane fragmenty brzegu neutralnego na zbiornikach wodnych zachowują się w swej pierwotnej, nieprzekształconej formie przez okresy kilkunastoletnie, a na zbiornikach o dużych, kilkumetrowych nieregularnych wahanach poziomu wody, w których częstotliwość oddziaływania falowania wiatrowego na poszczególne części brzegu jest mała i krótkotrwała, nawet kilkudziesięcioletnie. Przykładowo, na Zbiorniku Rybińskim najłagodniejsze, pojedyncze fragmenty brzegu ze spadkami  $1-2^\circ$  zachowały swój neutralny charakter przez 30 lat (Finarov 1986). Podobnie na Zbiornikach Irkuckim i Brackim, gdzie dopiero po 40 latach eksploatacji proces abrazji objął brzegi o nachyleniu nie przekraczającym  $2^\circ$  (Ovčinnikov 1996; Ovčinnikov i in. 1999; Wika i in. 2000; Ovčinnikov i in. 2002; Ovčinnikov 2003). W efekcie nawet po kilkudziesięcioletnim okresie eksploatacji, na dużych zbiornikach obserwujemy ciągle postępujący wzrost długości brzegu abrazyjnego (Ovčinnikov 2003; Nazarov 2006b; Savkin i in. 2014).

Również na Zbiorniku Jeziorsko udział brzegu neutralnego zmniejsza się wraz z wiekiem zbiornika (tab. 2). Najwyższy był on zapewne w pierwszych kilku latach jego funkcjonowania, w okresie poprzedzającym pierwsze badania wykonane na zbiorniku. Jednak jeszcze po ośmiu latach od napełnienia zbiornika do NPP, w 1999 r., brzeg neutralny stanowił blisko 40% całkowitej długości brzegu naturalnego zbiornika. W obrębie brzegu lewego, zdecydowanie łagodniejszego i prawego, wyższego, bardziej stromego ten typ brzegu występował



odpowiednio na 65 i 19% ich długości (8,9 i 3,1 km). Brzeg ten w późniejszym okresie tylko na niewielkich fragmentach uległ abrazyjnemu przekształceniu. Do 2009 r. abrazja objęła 9% (0,8 km) neutralnego brzegu lewego. W okresie późniejszym nie stwierdzono dalszego przyrostu długości tego typu brzegu. W obrębie brzegu prawego przekształcenia takie nie wystąpiły. Abrazyjnemu przekształcaniu brzegu neutralnego na Zbiorniku Jeziorsko nie sprzyjają towarzyszące mu rozległe, łagodnie nachylone płycizny przybrzeżne sprzyjające rozwojowi roślinności, której intensywna ekspansja nastąpiła pomiędzy 1999 a 2009 r. W okresie tym lewy brzeg neutralny w 66% przekształcił się w brzeg biogeniczny. Obecnie dłuższe fragmenty brzegu neutralnego, który nie przeszedł dynamicznych przekształceń oraz nie został porośnięty roślinnością, znajdują się jedynie w obrębie brzegu prawego w górnej części zbiornika. Brzeg rozwija się tutaj w spoistych glinach pylastych i piaszczystych, w obrębie połogich stoków o nachyleniu nie przekraczającym kilku stopni, którym towarzyszy rozległa płycizna przybrzeżna. Tylko sporadycznie, przy najwyższych stanach wody w zbiorniku ten odcinek brzegu znajduje się pod wpływem słabego falowania wiatrowego (ryc. 19). Drugi tego typu fragment brzegu prawego umiejscowiony jest w centralnej części rozległej zatoki na południe od Popowa, w obrębie połogiego stoku o nachyleniu nie przekraczającym 2°. Również ten fragment brzegu znajduje się poza wpływem intensywnego falowania wiatrowego. Autorka, prowadząc badania na Zbiorniku Pakoskim, cechującym się również kilkumetrowymi, zachodzącymi w cyklu rocznym wahaniami poziomu wody, identyfikowała tego typu fragmenty brzegu jeszcze po 30 latach jego eksploatacji. Obejmowały one blisko 20% całkowitej długości brzegu naturalnego zbiornika, koncentrując się wzdłuż brzegu zachodniego, w środkowej i południowej części akwenu, oraz dawnej równiny zalewowej Noteci, gdzie linii wody towarzyszą rozległe, bardzo często zatorfione płycizny przybrzeżne (Grobelska 2006).

Rozwój brzegów sztucznych zbiorników wodnych jest procesem długotrwałym. Rozpoczyna się od bardzo wysokiego tempa przekształcania brzegów przypadającego na okres wstępnego napełniania i pierwsze lata eksploatacji zbiornika, po czym następuje jego wyraźny spadek. Jego dalszy przebieg w czasie cechuje okresowa zmienność o różnej amplitudzie, warunkowana morfometrią zbiorników i cechami fizycznogeograficznymi przekształcanych stoków oraz występującymi w zbiorniku wahaniami poziomu wody (Pečerkin i in. 1980; Banach 1994, 2006, 2007; Ovčinnikov i in. 1999; Banach, Spanilá 2000; Penner, Boals 2000; Nazarov 2006b). Okresowa zmienność tempa przekształcania brzegu opisywana jest jako jej pulsacja (Nazarov 2006a; Savkin i in. 2014). Z upływem czasu procesy brzegowe i geodynamiczne na stokach ulegają wyraźnemu zahamowaniu, a strefa brzegowa zbiornika wodnego stabilizuje się (Pečerkin i in. 1980; Banach 1994, 2006; Levkevič, Lopuch 2003; Egorov, Gleizer 2012a; Levkevič 2016, 2017). Wraz ze wzrostem wielkości zbiornika oraz występujących na zbiornikach wahań poziomu wody czas potrzebny na osiągnięcie tej stabilizacji wydłuża się (Banach 2007). V.E. Levkevič i P.S. Lopuch (2003) podają, iż na małej i średniej wielkości zbiornikach wodnych o wahaniami nie przekraczających 0,5 m/r aktywne kształtowanie brzegów wygasa już po 5-10 latach eksploatacji, a na zbiornikach o wahaniami rzędu 1,0-1,5 m/r po 15-25 latach. Również na Zbiorniku Włocławskim, należącym do akwenów średniej wielkości, cechującym się zmiennością poziomu wody rzędu 1,0 m/r, M. Banach (1994, 2004) wykazał, iż stabilizacja brzegu wysokiego, przygłębiowego i niskiego, przyplączynowego nastąpiła odpowiednio po 12 i 20 latach eksploatacji zbiornika.



Ryc. 57. Wielkości liniowego przemieszczenia klifu (A) i kubatura wyniesionego materiału (B) w odcinkach w relacji do wysokości klifu, w latach 1991-2011, na podstawie tab. 4, Zbiornik Jeziorsko. Objaśnienia: I – obszar Siedlątków-Popów, II – obszar Brodnia-Kolonia Zagórki, 1-26 – numeracja odcinków brzegu abrazyjnego, lokalizacja ryc. 25

Fig. 57. Values of the linear displacement of the cliff (A) and the volume of the removed material (B) in the sections in relation to the height of the cliff, in 1991-2011, based on tab. 4, Jeziorsko Reservoir. I – study area Siedlątków-Popów, II – study area Brodnia-Kolonia Zagórki, 1-26 – numbers of the abrasive shore sections, location in fig. 25

Jednak na zbiornikach cechujących się kilkumetrowymi wahaniami poziomu wody przejawy intensywnego przekształcania brzegów, obserwowane są jeszcze po kilkudziesięciu latach ich eksploatacji (Spanilá, Simeonova 1993; Spanilá 1998; Banach, Spanilá 2000; Penner, Boals 2000; Allan i in. 2002; Ovčinnikov 2003; Nazarov 2006a, 2008; Filippov, Solodovnikov 2010; Filippov 2012; Savkin i in. 2014, Brylev, Ovčarova 2016; Kaczmarek i in. 2016; Šumova 2017).

Również na Zbiorniku Jeziorsko pierwsze lata jego funkcjonowania cechowało największe tempo cofania się klifu, które w latach 1991-1996 na poszczególnych odcinkach brzegu było dwu-, trzykrotnie wyższe niż w okresach późniejszych (ryc. 26, tab. 6). Po tym okresie tempo cofania się klifu na Zbiorniku Jeziorsko wyraźnie obniżyło się, jednak rozwój jego strefy brzegowej ze zmienną, choć wyraźnie mniejszą intensywnością postępuje do chwili obecnej. Także pierwsze lata eksploatacji Zbiornika Jeziorsko cechuje najszybsze przyrastanie długości brzegu abrazyjnego. Jego maksymalny udział, zarówno w obrębie brzegu prawego jak i lewego, w całym okresie prowadzonych badań na zbiorniku, odnotowano podczas pierwszego kartowania brzegu zbiornika wykonanego w 1999 r., tj. po 8 latach jego funkcjonowania. Brzeg abrazyjny stanowił wówczas ponad 50% całkowitej długości brzegu naturalnego. Stosunek brzegu abrazyjnego do akumulacyjnego wynosił 5:1. Maksymalne rozprzestrzenienie brzegu abrazyjnego podawane jest jako jedna z cech charakteryzujących wstępne, tzw. młodociane stadium intensywnego rozwoju strefy brzegowej zbiornika (Habidov i in 1999; Ovčinnikov i in. 2002). Po 10 latach, w 2009 r., stwierdzono wyraźny spadek udziału tego typu brzegu, który na zbiorniku stanowił już tylko 26% ogólnej długości brzegów zbiornika i na tym poziomie utrzymuje się on również obecnie.

Kubatura materiału wyniesionego z abradowanego klifu na Zbiorniku Jeziorsko w długim okresie (lata 1991-2011) kontrolowana jest wysokością klifu, natomiast średnie tempo recesji klifów niskich i wysokich, rozwijających się w podobnych warunkach jest zbliżone (ryc. 26, 57). Cofanie się klifów niskich, do 1-2 m, cechuje sezonowa zmienność nawiązująca do stanów wody w zbiorniku. Proces następuje w okresach wysokich stanów wody w zbiorniku. W przypadku klifów wysokich zależność ta zanika, utrzymuje się tylko na fragmentach brzegu rozwijającego się w utworach niespoistych. Zależności takie stwierdzono również w rozwoju strefy brzegowej Lake Sakakawea (Reid i in. 1988; Reid 1992). Na dobrą korelację pomiędzy kubaturą wyniesionego materiału a wysokością klifu zwraca również uwagę M. Banach (1994) na Zbiorniku Włocławek. T. Sunamura (2015) podsumowując długoookresową zmienność w tempie cofania się klifów morskich stwierdza, iż przy zbliżonej litologii przekształcanego brzegu wysokość klifu prawdopodobnie nie ma wpływu na długoookresowe tempo jego cofania się.

## **8.2. ROZWÓJ STREFY BRZEGOWEJ W RELACJI DO WAHAŃ POZIOMU WODY W ZBIORNIKU**

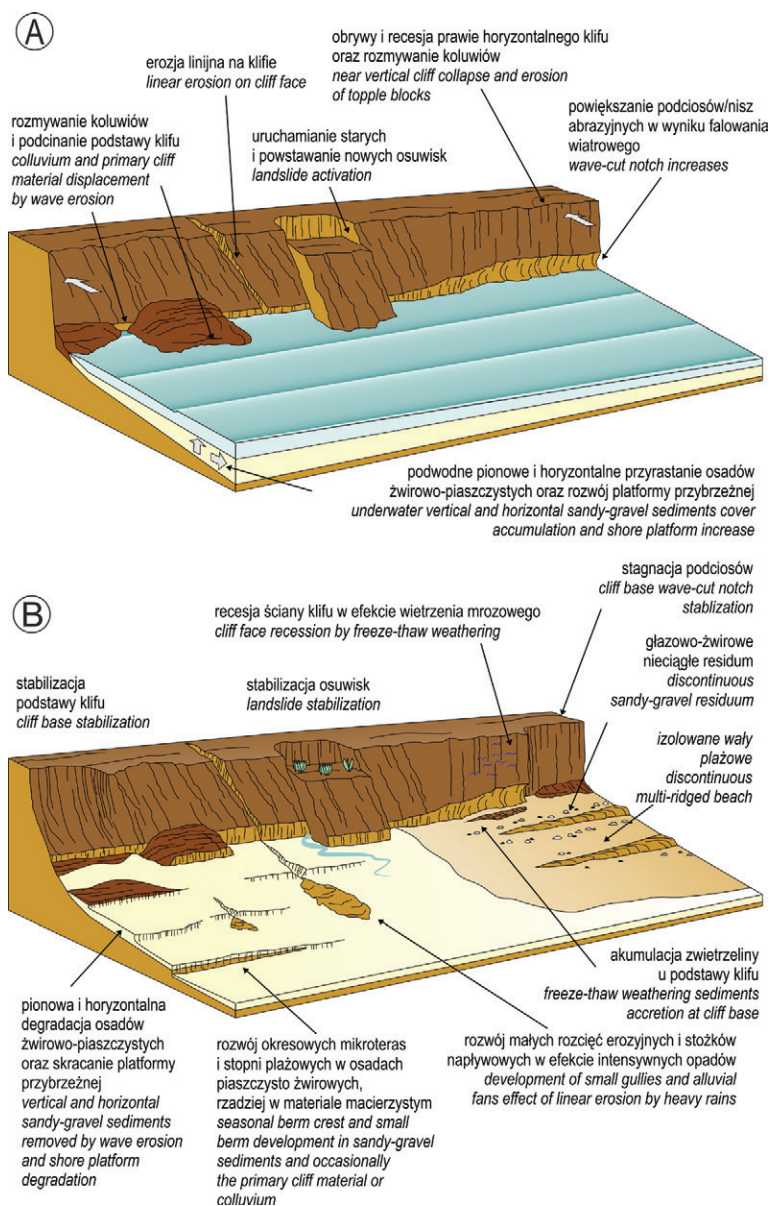
Jako główny czynnik kontrolujący tempo cofania się klifu uważane są zmiany poziomu wody w zbiorniku warunkujące częstotliwość i czas oddziaływania falowania wiatrowego na klif (Davidson-Arnott, Pollard 1980; Millsop 1985; Reid i in. 1988; Davidson-Arnott 1990; Jibson i in. 1994; Habidov i in. 1999; Kirk i in. 2000; Saint-Laurent i in. 2001; Fuller 2002; Ovčinnikov 2003; Hampton i in. 2004; Brown i in. 2005) oraz litologia utworów w obrębie klifu określająca ich

odporność na niszczenie i warunkująca rodzaj ruchów masowych, rozwijających się w ścianie klifu (Edil, Valejo 1980; Reid i in. 1988; Swenson i in. 2006; Edil 2010). Przebieg procesu abrazji brzegu i będącej ich wynikiem akumulacji osadów w obrębie płycizny przybrzeżnej pozostaje w ścisłym związku ze zmianami poziomu wody w zbiorniku (Davidson-Arnott 1990, 2010; Ovčinnikov i in. 2002; Swenson i in. 2006; Edil 2010). Przy wysokim poziomie wody w zbiorniku, następuje wynoszenie zalegających u jego podstawy koluwiów i niszczenie plaży, a w okresach sztormowych również częściowe usunięcie pozostałego z ich rozmycia gwałowego residuum, które w relacji do klifu pełni funkcję stabilizującą (Carter, Guy 1988; Davidson-Arnott i in. 1999; Brown i in. 2005). Wysokie stany wody umożliwiają docieranie fal bezpośrednio do podstawy klifu i wynoszenie z tego obszaru materiału *in situ*, powodując wzrost stromizny ściany klifu i w konsekwencji intensyfikację w jego obrębie ruchów masowych (Ovčinnikov i in. 2002; Edil 2010). Prowadzi to do cofania się korony klifu następującego równocześnie, bądź z opóźnieniem, w relacji do wysokiego poziomu wody w zbiorniku (Reid i in. 1988; Šumova 2017). E.A. Brown i in. (2005) na Jeziorze Michigan, cechującym się zmianami poziomu wody zachodzącymi w cyklach kilkudziesięcioletnich, wykazali bezpośrednią korelację wzrostu tempa cofania korony klifu, o wysokości do 11 m, rozwijającego się w utworach mało spoiwych z wysokimi poziomami wody. W przypadku wyższych klifów w okresach wysokiego poziomu wody w zbiorniku następuje tylko cofanie podstawy klifu, podczas gdy korona klifu cofa się z wyraźnym opóźnieniem. Na zbiornikach o nieregularnych wahaaniach poziomu wody, jak np. na Zbiorniku Brackim (Ovčinnikov 2003), czy Blöndulón (Vilmundardóttir i in. 2010), gdzie przez kilka lat poziom wody zmienia się w granicach wysokich, średnich bądź niskich stanów wody, przez okresy kilkuletnie podstawa klifu może pozostawać poza zasięgiem falowania wiatrowego, skutkując wyraźnym zahamowaniem tempa cofania się klifu, bądź jego stagnacją. Na Zbiorniku Jeziorsko wynoszenie koluwiów, zalegających u podstawy klifu, zachodzi corocznie w okresie wiosenno-letnim, kiedy to w zbiorniku utrzymywany jest wysoki poziom wody, jednak zależnie od kubatury zalegających u podstawy klifu koluwiów oraz ich odporności na rozmywanie czas ich zalegania jest zróżnicowany, może wynosić nawet kilka lat. Jest to zapewne jedna z głównych przyczyn obserwowanej na Zbiorniku Jeziorsko dużej nieregularności cofania się klifu, szczególnie wyższego, które najczęściej następuje punktowo. Zalegające u podstawy koluwia pełni funkcję ochronną dla znajdującego się na ich zapleczu klifu. Tylko wzdłuż brzegu rozwijającego się w utworach niespoistych, bez względu na jego wysokość, okres wysokich stanów wody na Zbiorniku Jeziorsko bezpośrednio nawiązuje do okresów cofania się klifu.

Na Zbiorniku Jeziorsko zaledwie po 9 latach jego eksploatacji w morfologii strefy brzegowej wyraźnie zaznaczyła się platforma przybrzeżna. Jej parametry, zarówno szerokość jak i nachylenie w późniejszym 16-letnim okresie (1999-2015), w szczególności wzdłuż brzegu abrazyjnego, zasadniczo nie zmieniły się (ryc. 48). Na poszczególnych fragmentach brzegu zakres notowanych wartości nachylenia platformy przybrzeżnej zmniejszył się jednak nadal cechuje ją duże nachylenie i mała szerokość. Na znacznej części okresowo odsłanianej platformy przybrzeżnej brak jest osadów, których występowanie wskazywałoby na jej stabilizację. Podobnie jak cofanie się klifu przyrost platformy przybrzeżnej na Zbiorniku Jeziorsko najszybciej postępował w pierwszych latach funkcjonowania zbiornika. Główną przyczyną rozwoju platformy przybrzeżnej jest cofanie się klifu. Powoduje to kształtowanie się (poszerzanie) platformy przybrzeżnej w kierunku

lądu. Materiał wynoszony z klifu, transportowany w kierunku zbiornika przez powrotny prąd przydenny, częściowo akumulowany jest na zewnętrznej części platformy przybrzeżnej, co z kolei powoduje jej poszerzenie w kierunku zbiornika oraz przyrastanie w pionie (Bruun 1962; Kachugin 1966, 1975; Kondratjev 1960, 1966; Newbury, McCullough 1984; Lawson 1985; Levkevič 2017). Udział materiału zakumulowanego na powierzchni platformy przybrzeżnej w stosunku do kubatury materiału wyniesionego z cofającego się klifu zależy od litologii utworów i morfologii przekształcanego zbocza, warunków hydrodynamicznych na zbiorniku oraz jego wieku (Ovčinnikov, Karnachova 1985; Levkevič 2017). G. Ovčinnikov i G.A. Karnachova (1985) ocenili, iż na Zbiorniku Brackim, w pierwszych latach jego eksploatacji (lata 1972-76), w obrębie platformy przybrzeżnej akumulowane było od 40 do 90% materiału wyabradowanego z brzegu, kształtującego się odpowiednio w utworach pylastych i piaszczystych. W dłuższym okresie, lata 1967-1996, udział ten nie przekraczał 40% (Ovčinnikov i in. 1999). Zmniejszanie się tempa przyrostu platformy przybrzeżnej wraz z wiekiem zbiornika jest również obserwowane na innych sztucznych zbiornikach wodnych (Ikonnikov 1972; Banach 1994; Vahitov 2005; Filippov 2012).

W czasie transportu materiału zachodzi jego segregacja, stąd też jego średnie uziarnienie maleje w kierunku zbiornika. Najgrubszy materiał akumulowany jest bezpośrednio na podstawy klifu. Na Zbiorniku Jeziorsko jest to najczęściej gładowo-zwirowe residuum, sporadycznie nagromadzenia gładów i kamieni. Transportowany materiał tylko częściowo akumulowany jest na powierzchni platformy przybrzeżnej, głównie jej odzbiornikowej (zewnętrznej), akumulacyjnej części oraz na jej skłonie, będącym przedłużeniem strefy akumulacji bezfalowej (ryc. 58). Transportowi jak również wynoszeniu poza obręb platformy przybrzeżnej najłatwiej podlegają piaski średnioziarniste i drobnoziarniste, o średnicy w zakresie 0,5 - 0,1 mm. Ich rozmywanie zachodzi już przy prędkości wody 0,18-0,23 m/s (Kačugin 1975 za Finarov 1986). Skutkuje to deficytem tych osadów w obrębie platformy przybrzeżnej, szczególnie powszechnym i długotrwałym na zbiornikach o dużych wahaniach stanów wody (Habidov i in. 1999; Filippov 2012; Fedorova, Homčanovskij 2013). Przyrastanie platformy przybrzeżnej w kierunku zbiornika jest wypadkową litologii rozmywanych utworów oraz morfometrii przekształcanego stoku i zachodzi relatywnie wolniej niż cofanie się klifu warunkujące rozwój platformy w kierunku lądu (Filippov 2012). Z czasem platforma przybrzeżna poszerza się, a jej nachylenie ulega zmniejszeniu. Również miąższość i zasięg występowania utworów na jej powierzchni wzrasta. Najdrobniejsza frakcja transportowana w formie zawiesiny, wynoszona jest poza platformę przybrzeżną w kierunku zbiornika (Lawson 1985; Finarov 1986; Gatto 1988). Poszerzenie platformy przybrzeżnej, prowadzi do przemieszczania w kierunku zbiornika strefy łamania fali co prowadzi do obniżenia energii falowania wiatrowego docierającego do klifu. Dynamika procesów brzegowych i subaeralnych na abradowanych klifach wraz z rozwojem platformy przybrzeżnej zmniejsza się, przy czym rola tych ostatnich relatywnie wzrasta. Platforma w założeniu osiąga tzw. stan dynamicznej równowagi. Jego osiągnięcie w warunkach naturalnych było dotychczas stwierdzane na zbiornikach o niewielkich wahaniach stanów wody (Širokov i in. 1992; Banach 1994; Levkevič 2017). W przypadku akwenów cechujących się dużymi wahaniem stanów wody, do jakich należy Zbiornik Jeziorsko, w okresie niskiego poziomu wody w zbiorniku, kiedy abraza klifu zamiera, nadal rozmywaniu podlega materiał odłożony na powierzchni platformy przybrzeżnej, a po jego usunięciu, bądź w sytuacji



Ryc. 58. Schemat rozwoju brzegu abrazyjnego dominujący na Zbiorniku Jeziorsko. Dominujące procesy i formy identyfikowane przy: A – wysokim i B – niskim poziomie wody w zbiorniku.

Fig. 58. General outline of the shore zone geomorphological processes and deposits when the water level in the reservoir is: A – high and B – low in Jeziorsko Reservoir

jego braku, również abradowana jest sama platforma. W związku z tym szerokość platformy, powiększona w okresie wysokiego stanu wody w zbiorniku, przy jego obniżaniu i kolejnym podnoszeniu zmniejsza się, a jej nachylenie ponownie wzrasta (ryc. 58), (Habidov i in. 1999; Vierbickaja, Jamskih 2015). Platforma przybrzeżna na swej przeważającej części poddawana jest falowaniu o zbliżonej intensywności. W wyniku niszczenia platformy przybrzeżnej strefa łamania fal przesuwana się w kierunku brzegu, przyczyniając się do wzrostu energii fal docierających do klifu (Kamphuis 1987; Habidov i in. 1999; Hampton i in. 2004; Vahitov 2005; Vierbitckaja, Jamskih 2015). Niszczenie platformy przybrzeżnej to proces relatywnie ciągły, w porównaniu do zachodzącego epizodycznie cofania się klifu (Davidson-Arnott 1986; Davidson-Arnott, Ollerhead 1995). W warunkach dużych wahań poziomu wody w zbiorniku rozwój platformy przybrzeżnej jest bardzo powolny (Finarov 1986; Filippov 2012).

Na Zbiorniku Jeziorsko zmiany płózenia rzędnej platformy przybrzeżnej w jednym cyklu eksploatacyjnym, w bezpośrednim sąsiedztwie klifu, gdzie platforma rozwija się w materiale macierzystym tylko lokalnie przykrytym utworami redeponowanymi, dochodziły do 0,1 m. W akumulacyjnej części platformy, niemal jednolicie pokrytej utworami żwirowo-piaszczystymi, tego typu zmiany wynosiły nawet 0,2-0,3 m. Wzdłuż brzegu abrazyjno-obrywowego, rozwijającego się w utworach spoistych, m.in. na abrazyjnym odcinku brzegu w Popowie (ryc. 25, odcinek 12; ryc. 55), gdzie miąższość utworów zakumulowanych na powierzchni platformy jest niewielka, zmiany te były najprawdopodobniej wynikiem zarówno częściowego wyniesienia utworów redeponowanych, jak i rozmycia materiału macierzystego. Na Zbiorniku Irkuckim A.V. Pinegin (1980) oszacował, iż 50% notowanej rocznej zmienności w położeniu platformy przybrzeżnej, wynoszącej 0,1-0,3 m, związana jest z rozmywaniem materiału macierzystego, w obrębie którego forma ta się kształtuje. Mała miąższość utworów piaszczysto-żwirowych, rzędu kilku centymetrów, zalegająca na powierzchni platformy przybrzeżnej, nie tylko nie zabezpiecza jej przed niszczeniem a wręcz przeciwnie, intensyfikuje proces jej abrazji, wywołanej m.in. przemieszczaniem tych utworów. Prowadzi to do wyraźnego wzrostu tempa abrazji platformy przybrzeżnej, co w efekcie zwiększa tempo cofania się klifu (Davidson-Arnott 2016). Dopiero większa miąższość utworów zakumulowanych na powierzchni platformy przybrzeżnej zaczyna pełnić funkcję ochronną i stabilizującą. V. E. Levkević (2017) obserwujący przejawy tego procesu na zbiornikach Białorusi proponuje określać je jako samoumocnienie się brzegu. Na dużych akwenach minimalna miąższość zakumulowanej warstwy osadów, która zaczyna pełnić funkcję stabilizującą, oceniana jest na 30-50 cm (Ovčinnikov, Karnauchova 1985; Davidson-Arnott, Ollerhead 1995; Davidson-Arnott, Longham 2000). Proces akumulacji osadów w warunkach zbiorników o dużych wahaniami stanów wody następuje bardzo wolno. Na funkcjonującym od lat sześćdziesiątych ubiegłego stulecia zbiorniku Lake Sharpe, Połudnowa Dakota, po trzydziestu latach jego funkcjonowania wyraźne zmniejszenie tempa cofania się klifu stwierdzono tylko punktowo, na odcinkach brzegu o znacznej miąższości zgromadzonych na platformie przybrzeżnej osadów piaszczysto-żwirowych (Harwood 1993). Wraz z rozwojem platformy przybrzeżnej oraz wzrostem miąższości i szerokości strefy występowania osadów akumulowanych w bezpośrednim sąsiedztwie klifu tempo jego recesji spada (Amin, Davidson-Arnott 1995; Lawrence, Davidson-Arnott 1997; Vilmundardóttir i in. 2010; Davidson-Arnott 2016).

Stabilizację górnej części platformy i klifu na Zbiorniku Jeziorsko obserwuje się również w miejscach występowania dużych nagromadzeń utworów gładzowo-kamienistych u podstawy klifu rozwijającego się w utworach fluwioglacjalnych. Sytuację taką obserwowano punktowo w okolicy Siedlątkowa. Na ochronną rolę nagromadzeń utworów gładzowo-kamienistych w stosunku do cofającego się klifu zwraca uwagę również J.R. Reid (1992) na podstawie swoich badań prowadzonych na zbiorniku Lake Sakakawea (USA) po 15 latach jego funkcjonowania w warunkach 3 m corocznych wahań poziomu wody.

Na Zbiorniku Jeziorsko, w związku z regularnymi wahaniami stanów wody, opisana zmienność czyli podcinanie klifu i rozwój platformy przybrzeżnej przy wysokim poziomie wody oraz względna stagnacja klifu i degradacja platformy przybrzeżnej przy niskim poziomie wody w zbiorniku, ma wyraźny cykl roczny, z niewielkimi odchyleniami w poszczególnych latach, wynikającymi z około metrowej różnicy w wysokości osiąganego poziomu wody na zbiorniku (ryc. 58). Kolejne cykle, w całym okresie funkcjonowania Zbiornika Jeziorsko mają zatem zbliżoną intensywność oddziaływania. Należy jednak mieć na uwadze, iż zdarzenia incydentalne związane z ponadprzeciętnie wysoką energią falowania, w szczególności następujące przy wysokim stanie wody w zbiorniku, mogą w istotny sposób wpływać na tempo i charakter zmian zachodzących w tym obszarze w długich okresach (Saint-Laurent i in. 2001; Vilmundardóttir i in. 2010).

Od 2014 r., kiedy to na zbiorniku trwale został obniżony normalny poziom piętrzenia o 0,5 m, w wyniku mniejszej energii falowania wiatrowego oddziałującego na klif, można oczekiwać okresowego zmniejszenia tempa recesji klifu.

Zmiana położenia klifu zachodzi przy współdziałaniu procesów brzegowych i geodynamicznych na przekształcanych stokach. Wzajemna relacja pomiędzy tymi procesami przekłada się na kształt klifu (Emery, Kuhn 1982). Dominujący prosty bądź wklęsły kształt przekroju porzecznego brzegu abrazyjnego obserwowany na Zbiorniku Jeziorsko, odpowiadający podtypowi „b” w klasyfikacji K.O. Emery’ego i G.G. Kuhn’a (1982) wskazuje, iż dominującą rolę w jego obecnym rozwoju odgrywają procesy brzegowe, a zachodzące w obrębie przekształcanych stoków ruchy masowe są tylko ich konsekwencją. I.E. Egorov i M.I. Egorova (2007) podobną sytuację, pomimo znacznie dłuższego już okresu eksploatacji, stwierdzają na utworzonym w latach 1962-64 Zbiorniku Wotkinskim na Kamie, funkcjonującym w warunkach czterometrowych nieregularnych wahań stanów wody. O dominującej roli procesów brzegowych nad geodynamicznymi w rozwoju strefy brzegowej Zbiornika Jeziorsko świadczy również mała miąższość, a na wielu odcinkach brzegu abrazyjnego również brak ciągłości utworów zakumulowanych na okresowo odsłanianej części platformy przybrzeżnej. Wraz ze wzrostem szerokości plaży i jej wysokości rola procesów brzegowych w rozwoju strefy brzegowej zmniejsza się na rzecz procesów subaeralnych (Johnstone i in. 2016). C.H. Carter i D.E.Jr. Guj (1988) na podstawie szczegółowych badań prowadzonych w latach 1975-1980 na wschodnim brzegu Jeziora Erie stwierdzili iż, występujący tam 7-metrowej wysokości klif rozwijający się w średnio spoistych utworach gliniastych, z towarzyszącą mu plażą o szerokości do 9 m, podlegał najbardziej intensywnej abrazji przy szerokości plaży wynoszącej 1-2 m. Wraz ze wzrostem szerokości plaży tempo abrazji klifu malało, plaża o szerokości większej niż 6 m pełniła funkcję ochronną w relacji do klifu.



### 8.3. ROLA PROCESÓW GEOMORFOLOGICZNYCH W DŁUGOOKRESOWEJ ZMIENNOŚCI TEMPА RECESJI KLIFU

Obserwowane na Zbiorniku Jeziorsko okresowe wzrosty i spadki tempa cofania się klifu rozwijającego się w gruntach spoistych, są wynikiem ruchów masowych, nieregularnie zachodzących w obrębie przekształcanych stoków, oraz czasu zalegania koluwiów u podstawy klifu. Duże obrywy stwarzają bowiem okresową barierę, chroniącą podstawę klifu przed abrazją (Reid 1992; Banach 1994). Małe obrywy są szybko wynoszone spod podstawy klifu, praktycznie bezpośrednio po zaistniałym zdarzeniu.

W długookresowej zmienności tempa cofania się klifu na Zbiorniku Jeziorsko brak natomiast bezpośredniego związku z incydentalnie występującymi, ponadprzeciętnie wysokimi stanami wody na zbiorniku. Na przykład wielolecie 2009-2011 nie cechowało się wzrostem tempa cofania się klifu, pomimo wystąpienia bardzo wysokiego stanu wody w zbiorniku w 2010 r.

Przy zbliżonej litologii oraz intensywności falowania wraz z wysokością klifu wzrasta kubatura materiału gromadzonego u podstawy klifu. Stąd też wydłuża się czas potrzebny na jego usunięcie. Na Zbiorniku Jeziorsko okres niezbędny na usunięcie koluwiów trwa od kilku tygodni do kilku lat. W latach 2011-2015 powszechnie obserwowana była wyraźna stagnacja górnej partii stożków koluwialnych i korony klifu, przy jednoczesnym abrazyjnym rozmywaniu ich podstawy. W tym okresie chroniona koluwiami podstawa klifu na danym odcinku, nie podlegała bezpośredniemu oddziaływaniu falowania wiatrowego. W efekcie cofanie się korony klifu cechuje bardzo duża zmienność w czasie. Okresy względnej stagnacji klifu, przeplatają się z występującymi punktowo i incydentalnie dużymi przemieszczeniami, powodującymi cofanie się korony klifu do 1,5 m. W tej sytuacji należy ze szczególnie dużą ostrożnością podchodzić do uzyskiwanych wartości uśrednionego tempa cofania się klifu. Im krótsza długość rozpatrywanego okresu i porównywanych fragmentów brzegu, tym większe są rozbieżności w wartościach tempa cofania się korony klifu, uzyskane wartości oddają bardziej chwilowy stan dynamiki brzegu na jego krótkim fragmencie niż rzeczywiste długookresowe tendencje w jego rozwoju. Problem ten podnosił już T. Sunamura (2015), który w swej pracy, podsumowującej stan badań nad rozwojem brzegów stwierdził, iż tempo cofania się klifu mierzone w bardzo krótkich okresach powoduje, że długoterminowa średnia nie jest wiarygodna (Sunamura 2015).

Odmienny schemat rozwoju daje się zauważać na odcinkach brzegu podlegających procesowi osypywania. Pomimo relatywnie dużych wysokości klifu, lokalnie przekraczających 10 m, okresowe wzrosty tempa cofania się klifu bezpośrednio nawiązują do wysokiego poziomu wody w zbiorniku. Osypywanie materiału zachodzące na całej wysokości klifu, równomiernie na dłuższych litologicznie jednorodnych odcinkach brzegu, następuje równocześnie z rozmywaniem podstawy klifu. Zarówno nachylenie jak i rozmiary stożka usypiskowego nie zmieniają się, przy jednoczesnym wyraźnym cofaniu się korony klifu. Podobny związek pomiędzy rozwojem brzegu abrazyjno-osypiskowego a zmianami poziomu wody w zbiorniku stwierdził G.I. Ovčinnikov i in. (2002) na Zbiorniku Irkuckim, I.E. Egorov i I.V. Gleizer (2012b) na Zbiorniku Wotkińskim, czy E. Brown i in. (2005) na Jeziorze Michigan. Na Zbiorniku Jeziorsko wraz ze wzrostem miąższości utworów spoistych, przykrywających utwory niespoiste, opisana zależność zanika. Parametry abradowanego stożka osypiskowego okresowo zmniejszają się a jego nachylenie wzrasta, stąd też tempo cofania się klifu jest różnicowane.

#### 8.4. ROZWÓJ STREFY BRZEGOWEJ W RELACJI DO WARUNKÓW OPADOWO-TERMICZNYCH

Charakter i dynamika procesów geomorfologicznych zachodzących w strefie brzegowej zbiorników wodnych, poza zmianami poziomu wody w zbiorniku uwarunkowanych głównie antropogenicznie, często korelowana jest z warunkami klimatycznymi w jego otoczeniu, w tym z warunkami opadowymi (Jibson et al. 1994; Vilmundardóttir et al. 2010).

W długookresowej zmienności średniego tempa przemieszczania się brzegu abrazyjnego na Zbiorniku Jeziorsko, trudno doszukiwać się jego bezpośredniego związku z opadami o ponadprzeciętnych sumach rocznych, jakie w otoczeniu zbiornika wystąpiły chociażby w 1999 czy 2010 r. Okresowe wzrosty wilgotności gruntu, które bezsprzecznie przyczyniają się do obniżenia stabilności stoków inicjując bądź aktywizując zachodzące w jego obrębie ruchy masowe, na dłuższych odcinkach brzegu jak i w rozpatrywanych kilkuletnich okresach czasu, niwelowane są głównie przez proces rozmywania koluwiów, zalegających u podstawy klifu przez okres nawet kilku lat. Obserwowana na innych zbiornikach wodnych intensyfikacja ruchów masowych w okresach podwyższonych opadów dotyczy głównie ruchów osuwiskowych, których uruchamianie zachodzi często również przy współdziałaniu innych czynników np. kilkumetrowego obniżenia poziomu wody następującego w tempie przekraczającym wartości średnie dla danego obiektu (Rybář 1974; Schuster 1979; Schuster, Wieczorek 2002; Spanilá i in. 2002; Pinyol i in. 2012), utrzymywanie wysokiego stanu wody w zbiorniku (Ovčinnikov i in. 1999; Mazaeva i in. 2013) lub wystąpienia niekorzystnych warunków termicznych (Iverson, Major 1987; Cruden i in. 1995; Banach i in. 2013; Prokešová i in. 2013; Kaczmarek i in. 2015). Sytuacji takiej nie stwierdzono na Zbiorniku Jeziorsko.

Skutki opadów o dużej intensywności w postaci rozwoju erozji liniowej w obrębie strefy brzegowej Zbiornika Jeziorsko obserwowane są sporadycznie, mimo iż jego aktywna, pozbawiona pokrywy roślinnej strefa brzegowa, to idealne miejsce dla jej rozwoju. W takich warunkach erozji liniowej podlegają zarówno ściany klifów i zalegające u ich podstawy koluwia jak i rozległe, okresowo odsłaniające się platformy przybrzeżne, szczególnie w obszarach pokrytych łatwo rozmywalnymi, nieskonsolidowanymi utworami piaszczysto-mułkowymi (Nazarov, Malašenok 2013; Kaczmarek i in. 2016). N.N. Nazarov i E.A. Malašenok (2013) podają, iż na Zbiorniku Kamskim tylko w jednym okresie obniżonego poziomu wody, jesień 2011 – wiosna 2012, na platformie przybrzeżnej rozwinęły się rozcięcia erozyjne osiągające 0,3 m głębokości. W warunkach dużych wahań poziomu wody w zbiorniku proces ten, jak i będące jego wynikiem rozcięcia erozyjne oraz rozwijające się na ich zakończeniach stożki napływowe, mają charakter sezonowy. Formy te są z reguły efemeryczne i ulegają rozmywaniu w okresie wysokiego poziomu wody w zbiorniku. Tylko rozwijające się w obrębie klifu duże rozcięcia erozyjne, często rozcinające klif na całej jego wysokości, jakie obserwowano na Zbiorniku Brackim (Kaczmarek i in. 2016), mają bardziej trwałe charakter i mogą intensyfikować cofanie się klifu. Na Zbiorniku Jeziorsko przejawy erozji liniowej notowane są jednak sporadycznie i jej rola w procesie kształtowania brzegu zbiornika w stosunku do innych procesów geodynamicznych jest znikoma. Wynika to z niewielkiej ilości występujących na tym obszarze dni z obfitymi opadami, o dobowej sumie opadów przekraczającej 20 mm oraz

ich rozkładu w cyklu rocznym. W okresie funkcjonowania zbiornika, w jego otoczeniu rejestrowano do siedmiu takich zdarzeń rocznie, w tym do czterech o najbardziej morfotwórczej dobowej sumie opadu przekraczającej 30 mm. Opady te jednak występują głównie w okresie letnim, kiedy na zbiorniku utrzymywany jest maksymalny poziom wody, najczęściej osiągający podstawę klifu. W okresie jesienno-zimowym, kiedy platforma przybrzeżna na Zbiorniku Jeziorsko jest odsłaniana, obfite deszcze prawie nie występują. Wyraźnie natomiast na Zbiorniku Jeziorsko zaznacza się wpływ procesu wietrzenia mrozowego, głównie procesu zamarzania i rozmarzania gruntu, na wzrost tempa cofania się klifu, rozwijającego się w spoistych glinach pylastych, w okresie zimowo-wiosennym. Kubatura zwietrzliny zmagazynowanej u podstawy klifu w tym okresie jest dwu, trzykrotnie większa niż w pozostałej części roku, w warunkach kiedy klif pozostaje poza wpływem falowania wiatrowego. Na okres ten przypada również 75% całorocznej wielkości liniowego przemieszczenia ściany klifu, przy jednoczesnym zachowaniu położenia korony klifu, utrwalonej darnią, w niezmienionej pozycji. Procesowi wietrzenia mrozowego podlega cała ściana klifu, dlatego im wyższy klif tym większa kubatura koluwiów gromadzonych w efekcie tego procesu. Wpływ wietrzenia mrozowego na recesję klifów zbiorników wodnych był wielokrotnie zauważany. Efektywność tego procesu zależy od litologii przekształcanych utworów, ich struktury, gęstości, porowatości, parametrów wilgotnościowych oraz warunków termicznych (Lawson 1985). Wpływ temperatury zależy przede wszystkim od ilości przejść temperatury przez punkt 0°C (Reid 1985). Grunt uważany jest za podatny na wietrzenie mrozowe w przypadku gdy zawiera poniżej 20% frakcji ilastej i powyżej 60% mułków i piasków (Chamberlain 1981). Ponadto, udział wietrzenia mrozowego w całkowitej wielkości recesji klifu zależy od jego ekspozycji (Reid i in. 1988). J.R. Reid i in. (1988) badający rozwój brzegów na zbiorniku Lake Sakakawea w Północnej Dakocie w USA, na podstawie trzyletniej serii pomiarowej, w trakcie której wystąpiło od 71 do 121 dni z przejściami temperatury przez zero, oszacował iż średnio 22% całkowitej wielkości cofania się klifu na tym zbiorniku przypadało na okres zimowy. J.R. Reid (1985) na jeziorze Orwel wielkość cofania się klifu w wyniku wietrzenia mrozowego oszacował na 89-78% tempa rocznego. Istotną rolę wietrzenia mrozowego w procesie recesji klifu dostrzegają również I.E. Egorov i I.B. Gleizer (2012a), którzy na Zbiorniku Wotkińskim w kaskadzie rzeki Kamy udział wiosennego przemieszczenia ściany klifu w wyniku tego procesu, w stosunku do przemieszczenia rocznego, oszacowali na 70-75%.

## 8.5. PRZEKSZTAŁCANIE BRZEGU NEUTRALNEGO W BIOGENICZNY

Dotychczasowe obserwacje transformacji brzegu na Zbiorniku Jeziorsko wskazują, iż często brzeg o charakterze neutralnym, występujący wzdłuż położonych stoków, nie przechodząc fazy aktywnego rozwoju, abrazyjnego bądź akumulacyjnego, w następstwie intensywnej sukcesji roślinności, przekształcił się w brzeg biogeniczny. Zjawisko to wystąpiło powszechnie pomiędzy 1999 a 2009 r., tj. 8-18 lat po rozpoczęciu eksploatacji zbiornika, w obrębie lewego neutralnego brzegu zbiornika kształtującego się w obrębie stoków o nachyleniu często nie przekraczającym 1°. W tym okresie lewy brzeg neutralny w 98% utracił swój charakter, ulegając przekształceniu w 88% w brzeg biogeniczny, stanowiąc w 9,9% brzeg abrazyjny i zaledwie w 2,1% brzeg akumulacyjny. Nowy brzeg biogeniczny

stanowił 66% całkowitej długości lewego brzegu biogenicznego. W okresie późniejszym nie stwierdzono tego typu transformacji, zatem zaszła ona w całości w okresie maksymalnie 10 lat. Zjawisko to wystąpiło również w obrębie brzegu prawego, miało ono jednak charakter marginalny i ograniczone było do górnej, cofkowej części zbiornika, gdzie brzeg kształtuje się w obrębie niemalże płaskiej równiny zalewowej Warty, a wpływ falowania wiatrowego jest minimalny, ograniczony tylko do okresu występowania bardzo wysokiego poziomu wody w zbiorniku. Możliwość transformacji brzegu neutralnego w biogeniczny była przewidywana już w czasie wykonywania pierwszych prac terenowych na tym zbiorniku w 1999 r. (Banach, Grobelska 2003). Podobną transformację neutralnych fragmentów brzegu, umiejscowionych w górnych częściach większych zatok, jak również w obrębie zasadniczej części zbiornika wzdłuż bardzo rozległych płycizn przybrzeżnych, bezpośrednio w brzeg biogeniczny stwierdził G. Ovcinnikov i in. (2002) na Zbiorniku Irkuckim. Zbiornik ten również cechuje się kilkumetrowymi wahaniami stanów wody w cyklu rocznym.

Szybkiej, wręcz błyskawicznej ekspansji roślinności w obrębie lewego brzegu Zbiornika Jeziersko w latach 1999-2009 sprzyjały parametry morfometryczne zalanych stoków. Istniejące rozległe, połogie płycizny przybrzeżne o szerokości często przekraczającej 200 m i nachyleniu do 1,5° (ryc. 48) skutecznie ograniczają energię falowania wiatrowego, niejednokrotnie wskazywanego jako główny czynnik ograniczający rozwój roślinności w strefie brzegowej, w wyniku jej mechanicznego niszczenia (Hellsten, Riihimäki 1996; Vilmundardóttir i in. 2010). Wysokość fal wiatrowych determinowana jest prędkością wiatru, okresem trwania wiatru, długością rozbiegu fal i głębokością dna (Nordstrom, Jackson 2012). W świetle stwierdzanego w literaturze wyraźnego opóźnienia abrazyjnego przekształcania brzegów połogich, w stosunku do brzegów stromych, przygłębiowych (Banach 1994; Ovcinnikov 1996; Banach, Spanilá 2000) zagadnieniem otwartym pozostaje trwałość zaobserwowanej transformacji brzegu neutralnego w biogeniczny. O ile można zakładać, iż charakter tego typu fragmentów brzegu ulokowanych w obrębie górnych części rozległych zatok jest stały, o tyle w przypadku jego fragmentów umiejscowionych w obrębie zasadniczej części akwenu, wzdłuż rozległych płycizn, nie można wykluczyć ich dynamicznej transformacji w przyszłości.

Tylko niewielkie fragmenty brzegu biogenicznego na Zbiorniku Jeziersko powstały w wyniku przekształcania brzegu abrazyjnego i akumulacyjnego, na których dynamiczne kształtowanie zakończyło się. W obrębie brzegu lewego abrazyjną przeszłość miało 1,8 km brzegu biogenicznego w 2009 i kolejne 0,1 km w 2015 r., stanowiąc odpowiednio 15,8 i 1,1% długości lewego brzegu biogenicznego. Brzeg biogeniczny o genezie akumulacyjnej zidentyfikowano wyłącznie w 2009 r i to na odcinku 0,4 km. W obrębie prawego brzegu przekształcania te mają charakter punktowy i w całym okresie eksploatacji zbiornika objęły zaledwie 0,3 km. Ograniczone są do kilkunastometrowej długości fragmentów brzegu, gdzie roślinność wkroczyła na powierzchnię form akumulacyjnych umiejscowionych w obrębie większych zatok. Łącznie na całym zbiorniku brzeg biogeniczny, który w swej historii rozwoju przeszedł fazę aktywnego przekształcania, ma niepełna 3 km długości, co stanowi zaledwie 9% jego brzegu naturalnego. Można przypuszczać, iż przy obecnym reżimie eksploatacyjnym zbiornika brzeg ten pozostanie w takim stanie przez dłuższy okres.

Głównymi czynnikami limitującymi wkraczanie roślinności w obszar strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych jest przemieszczanie materiału w obrębie kształtującej się platformy przybrzeżnej, morfologia platformy przybrzeżnej, miąższość i granulometria utworów występujących na jej powierzchni, ekspozycja brzegu na falowanie oraz wielkość i charakter zmian poziomu wody w zbiorniku (Furey i i in. 2004; Nordstrom, Jackson 2012; Krolová i in. 2013; Dąbrowska i in. 2016). O ile morfometria wielu fragmentów brzegu, początkowo niesprzyjająca rozwojowi roślinności, z upływem czasu, w wyniku poszerzania i spłaszczenia platformy przybrzeżnej oraz narastania na jej powierzchni miąższości zakumulowanych osadów staje się korzystniejsza dla jej rozwoju o tyle zmniejszeniu nie podlega niekorzystny wpływ wahań poziomu wody w zbiorniku. Wraz ze wzrostem zakresu wahań poziomu wody poszerza się spektrum ich oddziaływania, tym samym wzrasta ich rola jako czynnika ograniczającego rozwój roślinności w strefie brzegowej. Wahania poziomu wody w Zbiorniku Jeziorsko, dochodzące rocznie do 5,5 m, prawdopodobnie przekraczają głębokość strefy eufotycznej, średnio dla jezior Polskich wynoszącej 4,6 m (Sobolewski i in. 2014), kiedy to roślinność traci swoje siedliska w ekosystemie wodnym (Hill i in. 1998). Ponadto, wahania poziomu wody powodując permanentne wypłukiwanie cząstek mineralnych drobnej frakcji niekohezyjnej bogatych w składniki odżywcze, pogarszają warunki dla rozwoju roślinności (Furey i i in. 2004). Istotną rolę odgrywa również przebieg stanów wody na zbiorniku w cyklu rocznym. Roślinność występująca w strefie wahań poziomu wody w czasie sezonowej ekspozycji poddawana jest nadmiernemu ogrzewaniu, bądź wychładzaniu (Coops, Hosper 2002; Carmignani, Roy 2017). Kilkumetrowe wahania poziomu wody determinują zatem ilościowy i gatunkowy skład występującej w tej strefie roślinności, przyczyniając się do ich gatunkowego zubożenia i skutecznie uniemożliwiają ekspansję roślinności w kierunku zbiornika (Hellsten i in. 1996). M. Krolová i in. (2013) prowadząc badania na połogim fragmencie brzegu biogenicznego, o nachyleniu do 1°, na funkcjonującym od 1960 r. Zbiorniku Lipno w Czechach, o zbliżonych do występujących na Zbiorniku Jeziorsko wahaniami poziomu wody i ich przebiegu w cyklu rocznym, stwierdziła iż rozwój roślinność w strefie litoralu, którego zasięg wyznacza maksymalny i minimalny poziom wody w zbiorniku, ograniczony jest do jego górnej i środkowej strefy. Tylko sporadycznie roślinność rozwija się w dolnej strefie litoralu. Zasięg poszczególnych stref limitowany jest czasem trwania ich zatopienia i wynosi odpowiednio: <30%, od 30 do 50% i od 50 do 80% stanów wody na zbiorniku w wieloletciu. W przypadku Zbiornika Jeziorsko zakresy tych stref odpowiadałyby rzędnym: 120,0 m n.p.m., 120-118,9 m n.p.m. i 118,9-116,7 m n.p.m. (ryc. 18). Strefy te w dużym stopniu pokrywają się z zasięgiem występowania i charakterem roślinności w strefie brzegowej tego akwenu. Dolna granica występowania stabilnych siedlisk roślinnych, utworzonych przez niewielką liczbę wieloletnich gatunków roślin o wysokim pokryciu, w warunkach okazjonalnego zalania, zdominowanych głównie przez krzewy wierzby (*Salix Sp.*) przechodzące w kierunku zbiornika w trzcinę pospolitą (*Phragmites communis*) i rzadziej pałkę wodną (*Typha Sp.*) w strefie brzegowej Zbiornika Jeziorsko ograniczona jest do rzędnej ok. 120 m n.p.m. W strefie odpowiadającej środkowej części litoralu, do rzędnej ok 118,9 m n.p.m., roślinność wieloletnia reprezentowana jest głównie przez trzcinę pospolitą, występującą lokalnie. Na niższych rzędnych roślinność występuje sporadycznie i utrzymuje się tylko przez okres kilku tygodni. W najbliższym czasie w przebiegu granicy dolnego zasięgu roślinności wieloletniej w strefie brzegowej Zbiornika Jeziorsko

można spodziewać się niewielkiej modyfikacji w efekcie obniżonego od 2014 r o 0,5 m normalnego poziomu piętrzenia. Wraz z wiekiem Zbiornika Jeziorsko w jego strefie brzegowej można spodziewać się lepszego pokrycia roślinnością górnej i środkowej części okresowo odsłanianej platformy przybrzeżnej, ograniczonej strefą 50% czasu zanurzenia na coraz większej długości brzegu. Trudno natomiast oczekiwać jej większego urozmaicenia gatunkowego i ekspansji w kierunku zbiornika.

## **8.6. ROZWÓJ FORM AKUMULACYJNYCH POWSTAŁYCH NA SKUTEK PROCESÓW BRZEGOWYCH**

Formy akumulacyjne występujące w obrębie strefy brzegowej Zbiornika Jeziorsko są słabo rozwinięte. Wśród nich dominują formy sezonowe. Są to najczęściej wały wzdłużbrzegowe, przechodzące wraz z obniżaniem poziomu wody w zbiorniku, w wały plażowe. Większe formy o stałym charakterze występują tylko sporadycznie. Są to kosy jednostronnego zasilania, rozwinięte w północnej części zbiornika w Skępczniewie oraz nieliczne wały plażowe występujące we wcięciach większych zatok. Powodem słabego rozwinięcia form akumulacyjnych, pomimo relatywnie wysokiej intensywności procesu abrazji i znacznego tempa cofania się klifu, będącego głównym źródłem materiału dostarczanego w obręb przekształcaney platformy przybrzeżnej, jest permanentne wynoszenie utworów z obszaru platformy przybrzeżnej, głównie frakcji drobnoziarnistych, w tym piasków drobno- i średnioziarnistych, związane z dużymi wahaniami poziomu wody (Habidov i in. 1999). Ich deficyt skutkuje przejawiającym się, powszechnie na zbiornikach o dużych waniach stanów wody, słabym rozwinięciem form akumulacyjnych pomimo ich kilkudziesięcioletniego już okresu eksploatacji (Habidov i in. 1999; Ovčinnikov 2003; Grobelska 2006).

## **8.7. WPLYW PIERWOTNEJ MORFOMETRII MISY ZBIORNIKA NA ROZWÓJ STREFY BRZEGOWEJ**

Wraz z rozwojem strefy brzegowej zbiornika wodnego obserwuje się wyrównywanie linii brzegowej. Jest ono efektem szybszego cofania się wypukłych fragmentów brzegu, narażonych na większą energię falowania, w stosunku do odcinków prostych, oraz akumulacji osadów w zatokach (Egorov, Gleizer 2012a). Na zbiornikach niewielkich, o małych waniach stanów wody proces wyrównywania linii brzegowej V.E. Levkević (2016b, 2017) ocenia na 10-15 lat. G. Ovčinnikov i in. (2002) na Zbiorniku Irkuckim stwierdził czterokrotnie szybsze tempo cofania się klifu na odcinkach wypukłych w relacji do odcinków prostoliniowych. Na Zbiorniku Jeziorsko efektem procesu wyrównywania linii brzegowej jest wydłużanie fragmentów brzegu o jednolitym, abrazyjnym charakterze oraz stopniowy wzrost tempa recesji w obrębie wklęsłych fragmentów brzegu. W górnej części zbiornika, gdzie brzeg rozwija się w małospoistych piaskach mułkowatych, w 2009 r. całkowicie zanikły stwierdzane wcześniej akumulacyjne fragmenty brzegu, rozwinięte na przedłużeniach obniżeń dolinnych w obrębie wklęsłych fragmentów brzegu, na skutek cofania się sąsiadujących z nimi odcinków abrazyjnych. Prostoliniowy brzeg przyjął jednolity abrazyjny charakter. Wypukłości linii brzegowej o charakterze ostańców,

zbudowane z bardzo spoistych glin piaszczystych, w północnej i środkowej części zbiornika, w Siedlątkowie i Popowie (ryc. 25, obszar A, odcinek 1 i 13), zachowały swój wyraźnie wypukły kształt do chwili obecnej. W efekcie redukcji wypukłości linii brzegowej nastąpił wyraźny wzrost tempa recesji klifu w obrębie bezpośrednio sąsiadujących z nimi rozległych wgłęć linii brzegowej, (ryc. 25, obszar A, odcinek 2).

Równie długo na sztucznych zbiornikach wodnych utrzymuje się wpływ pierwotnej morfologii stoku na nachylenie platformy przybrzeżnej. Na Zbiorniku Jeziorsko, po 24 latach eksploatacji zbiornika zależność ta jest jeszcze bardzo wyraźna. Platformy przybrzeżne rozwijające się w obrębie brzegów przygłębiowych są węższe i bardziej strome niż rozwijające się w obrębie brzegów przyplączynowych, łagodniejszych. W obrębie strefy brzegowej Jeziora Waikaremoana w Nowej Zelandi rozwijającej się w szybko wietrzejących utworach jeziornych C.J. Allan i in. (2002) stwierdzają taką zależność jeszcze po ponad pięćdziesięciu latach kształtowania strefy brzegowej tego akwenu na obniżonych rzędnych, w warunkach trzy metrowych wahań stanów wody.

## 9. PODSUMOWANIE

Badania przeprowadzone na Zbiorniku Jeziorsko wskazują, iż jego strefa brzegowa po 24 latach funkcjonowania jest nadal bardzo aktywna. W jej rozwoju wyraźnie zaznacza się okres intensywnego kształtowania, przypadający na pierwsze lata eksploatacji zbiornika. Cechował się on dwu, trzykrotnie wyższym tempem recesji klifu w stosunku do okresów późniejszych, oraz maksymalnym w całym okresie eksploatacji zbiornika rozprzestrzenieniem brzegu abrazyjnego, który stanowił ponad 50% całkowitej długości brzegu naturalnego. Po tym okresie nastąpił wyraźny spadek tempa cofania się klifu, które cechując się wyraźną okresową zmiennością, na zbliżonym poziomie utrzymuje się do chwili obecnej. Udział brzegu abrazyjnego zmniejszył się blisko dwukrotnie, głównie w wyniku wygaszenia procesu abrazyjnego wzdłuż przypłyicznowych fragmentów brzegu. Wzdłuż brzegu przygłębiowego proces jego abrazyjnego przekształcania trwa nadal.

Rozwój strefy brzegowej Zbiornika Jeziorsko warunkowany jest corocznymi kilkumetrowymi wahaniami poziomu wody, o zbliżonej wielkości i zakresie. Determinują one czas trwania i częstotliwość oddziaływania falowania wiatrowego na poszczególne składowe strefy brzegowej. Przy wysokim poziomie wody zachodzi intensywna abrazja podstawy klifu oraz rozwój platformy przybrzeżnej – jej poszerzanie i spłaszczanie. Przy niskim poziomie wody w zbiorniku następuje względna stagnacja klifu i degradacja platformy przybrzeżnej – jej pionowe obniżanie i ścinanie (ryc. 58). Zmiany te mają charakter cykliczny.

Pomimo intensywnych procesów geomorfologicznych na stokach (ruchy masowe, spłukiwanie, wietrzenie mrozowe) na obszarze platformy przybrzeżnej notuje się stały deficyt osadów, manifestujący się ich niewielką miąższością i słabym wykształceniem form akumulacyjnych. Jest on głównie wynikiem kilkumetrowych wahań poziomu wody w zbiorniku, które przyczyniają się do wynoszenia materiału z górnej części platformy przybrzeżnej w kierunku zbiornika. Mała miąższość zakumulowanych na powierzchni platformy przybrzeżnej utworów sprzyja jej abrazyjnemu obniżaniu oraz podcinaniu podstawy klifu. Obniża to stabilność klifu przyczyniając się do rozwoju w jego obrębie ruchów masowych, których rodzaj warunkowany jest litologią utworów.

W obrębie utworów spoiстых cofanie się klifu zachodzi przy współdziałaniu obrywania, odpadania i złuszczenia. Obrywanie i odpadanie materiału, jak i będące ich efektem cofanie się klifu ma punktowy charakter i incydentalny przebieg. Bardzo krótkie odcinki brzegu z kilkumetrowymi przemieszczeniami korony klifu przeplatają się z długimi odcinkami o stabilnym położeniu korony klifu. Tempo cofania się klifu na dłuższych odcinkach brzegu nie nawiązuje do zmieniających się stanów wody w zbiorniku. Nie udokumentowano także ich bezpośredniego związku ze zmieniającymi się warunkami opadowymi. Występująca okresowa zmienność tempa cofania się klifu determinowana jest czasem zalegania koluwiów u podstawy klifu, trwającym od kilku tygodni do kilku lat, pełniących swego rodzaju funkcję ochronną. Ponadto, na rozwój



klifu kształtującego się w utworach spoistych, zaznacza się obserwowany w okresie zimowo-wiosennym wpływ wietrzenia mrozowego i następującego w jego efekcie złuszczenia materiału. Miąższość utworów zakumulowanych u podstawy klifu w tym okresie jest 2-krotnie większa, niż zakumulowanych w pozostałej części roku, jeśli klif pozostaje poza zasięgiem falowania wiatrowego.

W obrębie utworów nieskonsolidowanych recesji klifu towarzyszy osypywanie materiału. Wzrost tempa recesji klifu na tych odcinkach bezpośrednio koresponduje z okresami wysokich stanów wody w zbiorniku.

Prosty, bądź wklęsły kształt profilu podłużnego klifu oraz niewielka miąższość utworów zakumulowanych na powierzchni platformy przybrzeżnej wskazują, iż obecny rozwój strefy brzegowej tego akwenu zachodzi przy dominacji procesów brzegowych nad procesami geomorfologicznymi na otaczających stokach.

Pomimo kilkudziesięcioletniego już okresu eksploatacji Zbiornika Jeziorsko, nadal w rozwoju jego strefy brzegowej zaznacza się bezpośredni związek z pierwotną morfologią misy zbiornika. Platforma przybrzeżna wzdłuż brzegu przypłyiczynowego jest szersza i łagodniejsza niż na brzegu przygłębiowym.

Stwierdzone na Zbiorniku Jeziorsko zależności w rozwoju strefy brzegowej można uznać za charakterystyczne dla zbiorników funkcjonujących w warunkach kilkumetrowych, regularnych wahań stanów wody, których strefa brzegowa rozwija się w skałach okruchowych.

## LITERATURA

- Allan C.J., Wayne J.S., Kirk R.M., Taylor A., 2002, *Lacustrine Shore Platforms at Lake Waikaremoana, North Island, New Zealand*, Earth Surface Processes and Landforms, 27, s. 207-220.
- Amin S.M.N., Davidson-Arnott R.G.D., 1995, *Toe erosion of glacial till bluffs, Lake Erie south shore*, Canadian Journal of Earth Sciences, 32, s. 829-837.
- Atlas Hydrologiczny Polski*, 1986, J. Stachy (red.), IMGW, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Atlas klimatu Polski*, 2005, H. Lorenc (red.), IMGW, Warszawa, ss. 116.
- Augustowski K., Kukulak J., 2017a, *Rates of frost erosion in river banks with different particle size (West Carpathians, Poland)*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 40, s. 5-17.
- Augustowski K., Kukulak J., 2017b, *Udział procesów mrozowych w rozwoju brzegów rzecznych*, Prace Geograficzne, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 150, s. 7-27.
- Avakian A.B., 1998, *Probematyka zaporowych zbiorników wodnych*, Przegląd Geograficzny, 70, 1-2, s. 11-27.
- Azarov B.F., Fedorova E., 2014, *Ispolzovanije naziemnogo lasiernogo skanirovania dla obsledovania sostojanija beregov krasnojarskogo vodohranilišča*, Geoprofi, 1, s. 46-52.
- Badania zmian pojemności zbiornika Jeziorsko*, 2010, OTKZ IMGW, ss. 19.
- Bałus S., Boros-Meinike D., Drzyżdzyk W., Fiedler K., Olszewski A., Osuch-Chacińska L., Ryzak R., Stanach-Bałus K., 2007, *Kaskada rzeki Soły – Zbiorniki Tresna, Porąbka, Czaniec*. Monografie Budowli Hydrotechnicznych w Polsce, IMGW, RZGW w Krakowie, Warszawa.
- Banach M., 1977, *Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzykiem a Włocławkiem*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 124, ss. 101.
- Banach M., 1981, *Abrazja brzegów a zamulanie zbiornika Włocławek*, Gospodarka Wodna, 11-12, s. 283-287.
- Banach M., 1988, *Główne procesy a osady w strefie brzegowej zbiornika Włocławek*, Przegląd Geograficzny, 60, s. 267-299.
- Banach M., 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 161, Wrocław-Warszawa-Kraków, ss. 180.
- Banach M., 2004, *Ewolucja strefy brzegowej zbiorników zaporowych*, Dokumentacja Geograficzna, IGiPZ PAN, 31, s. 11-12.
- Banach M., 2006, *Changes in geomorphology of new shoreline after the filing of the Włocławek artificial Lake*, Prace Geograficzne UJ, 116, s. 23-32.
- Banach M., 2007, *O zachwianiu procesu ewolucji brzegów zbiornika Włocławek*, Słupskie Prace Geograficzne, 3, s. 95-106.
- Banach M., Grobelska H., 2003, *Stan dynamiki brzegów zbiornika Jeziorsko*, Słupskie Prace Geograficzne 1, Pomorska Akademia Pedagogiczna, Słupsk, s. 91-106.
- Banach M., Kaczmarek H., Tyszkowski S., 2013, *Rozwój osuwisk w strefie brzegowej sztucznych zbiorników wodnych na przykładzie osuwiska centralnego w Dobrzyńniu nad Wisłą, zbiornik włocławski*, Przegląd Geograficzny, 85, 3, s. 397-415.
- Banach M., Spanilá T., 2000, *Geodynamic evolution of water reservoir banks*, Acta Montana IRSM AS CR, Series A, 15, 116, s. 45-66.
- Bangen S.G., Wheaton J.M., Bouwes N., Bouwes B., Jordan C., 2014, *A methodological intercomparison of topographic survey techniques for characterizing wadeable streams and rivers*, Geomorphology, 206, s. 343-361.

- Baranowski J., Mańkowska A., 1972, *Mapa geologiczna Polski 1: 200 000*, Arkusz Kalisz, wyd. A, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Baranowski J., Mańkowska A., 1973, *Mapa geologiczna Polski 1: 200 000*, Arkusz Kalisz, wyd. B, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Baxter R.M., 1977, *Environmental effects of dams and impoundments*, Annual Review of Ecology and Systematics, 8, s. 255-283.
- Belmont P., Gran K., Schottler S., Wilcock P., Day S., Jennings C., Lauer J., Viparelli E., Willenbring J., Engstrom D., Parker G., 2011, *Large shift in source of fine sediment in the Upper Mississippi River*, Environmental Science and Technology, 45, s. 8804–8810.
- Brown E.A., Wu Ch.H., Mickelson D.M., Edil T.B., 2005, *Factors controlling rates of bluff recession at two sites on Lake Michigan*, Journal of Great Lakes Research, 31, s. 306–321.
- Bruun P., 1962, *Sea-level ice as a cause of shore erosion*, Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division, ASCE, 88, s. 117-130.
- Brylev V.A., Ovčarova A.J., 2016, *Formowanie pobrzeża niższej części Volgogradzkiego wodохранилища*, Geomorfologia, 2, s. 18-26.
- Buraczynski Z., 1986, *Badania geologiczno-inżynierskie (na Zbiorniku Jeziorsko)*, Gospodarka Wodna, 8, s. 185-187.
- Carmignani J.R., Roy A.H., 2017, *Ecological impacts of winter water level drawdowns on lake littoral zones: a review*, Aquat. Sci., 79, s. 803-824.
- Carter C.H., Guy D.E. Jr., 1988, *Coastal erosion: processes, timing and magnitudes at the bluff toe*, Marine Geology, 84, s. 1-17.
- Chamberlain E.J., 1981, *Frost susceptibility of soil: U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory*, CRREL Monograph 81-2, ss. 12l.
- Chao B.F., Wu Y.H., Li Y.S., 2008, *Impact of artificial reservoir water impoundment on global sea level*, Science 320 (5873), s. 212-214.
- Cichoń M., 2011, *Present-day changes in the morphology of the shore zone in the conditions of heavy tourist use: the case of Lake Czarne (Upper Parsęta Catchment)*, Quaestiones Geographicae, 30, 3, s. 5-12.
- Coops H., Hosper S.H., 2002, *Water-level management as a tool for the restoration of shallow lakes in the Netherlands*, Lake and Reservoir Management, 18, s. 293–298.
- Cruden D.M., Thomson S., Kim H.J., Peterson A.E., 1995, *The Edgerton landslides*, Canadian Geotech. J., 32, 6, s. 989–1001.
- Cyberski J., 1965, *Procesy denudacyjne w strefie przybrzeżnej zbiornika rożnowskiego*, Prace Służby Hydrol. i Meteorol., 3-4, s. 42-52.
- Czarnecki L., Goździk J., 2007, *Osuwiska w województwie łódzkim i ich szczególny charakter w wyrobisku KWB „Bełchatów”*, Act. A Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica 8, s. 165-183.
- Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkowska H., 2004, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000*, Arkusz Dobra, PIG, Warszawa.
- Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkowska H., 2008, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*, Arkusz Dobra, PIG, Warszawa, ss. 43.
- Dasgupta R., 2010, *Whither shore platforms?*, Progress in Physical Geography, 35, 2, s. 183–209.
- Davidson-Arnott R.G.D., 1986, *Rates of erosion of till in the nearshore zone*, Earth Surface Processes and Landforms, 11, s. 53-58.
- Davidson-Arnott R.G.D., 1990, *The effect of water level fluctuations on coastal erosion in the Great Lakes*, Ontario Geographer, s. 23-39.

- Davidson-Arnott R.G.D., 2010, *An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*, Cambridge University Press, Cambridge, England, ss. 442.
- Davidson-Arnott R., 2016, *Erosion of cohesive bluff shorelines*. A discussion paper on processes controlling erosion and recession of cohesive shorelines with particular reference to the Ausable Bayfield Conservation Authority (ABCA) shoreline north of Grand Bend.
- Davidson-Arnott R.G.D., Pollard W.H., 1980, *Wave climate and potential longshore sediment transport patterns, Nottawasaga Bay, Ontario*, Journal of Great Lakes Research, 6, s. 54-67.
- Davidson-Arnott R.G.D., Ollerhead J., 1995, *Nearshore erosion on a cohesive shoreline*, Marine Geology, 122, s. 349-365.
- Davidson-Arnott R., van Proosdij D., Ollerhead J., Langham D., 1999, *Rates of erosion of till in the nearshore zone on Lakes Huron and Ontario*, Proceedings of the Canadian Coastal Conference 1999, National Research Council of Canada, s. 627-636.
- Davidson-Arnott R.G.D., Langham D.R.J., 2000, *The effects of softening on nearshore erosion on a cohesive shoreline*, Marine Geology, 166, s. 145-162.
- Day S.S., Gran K.B., Belmont P., Wawrzyniec T., 2013a, *Measuring bluff erosion part 1: Terrestrial laser scanning methods for change detection*, Earth Surface Processes and Landforms, 38, s. 1055-1067.
- Day S.S., Gran K.B., Belmont P., Wawrzyniec T., 2013b, *Measuring bluff erosion part 2: Pairing aerial photographs and terrestrial laser scanning to create a watershed scale sediment budget*, Earth Surface Processes and Landforms, 38, s. 1068-1082.
- Dąbkowski S.L., 1978, *Wyniki wstępnych badań abrazji brzegu zbiornika Nysa*, Gosp. Wodna, 10, s. 312-316.
- Dąbrowska J., Kaczmarek H., Markowska J., Tyszkowski S., Kempa O., Gałęza M., Kucharczak-Moryl E., Moryl A., 2016, *Shore zone in protection of water quality in agricultural landscape – the Mściwojów Reservoir*, southwestern Poland, Environ. Monit. Assess., 188, 467.
- Decyzja w sprawie zmiany pozwolenia wodnoprawnego na piętrzenie i retencjonowanie wód rzeki Warty w Zbiorniku Jeziorsko*, 2014, Marszałek Województwa Łódzkiego, ss. 18.
- Drwal J., Gołębiewski R., 1968, *Próba klasyfikacji brzegów i niektóre procesy brzegowe Jeziora Raduńskiego*, Zeszyty Geograficzne WSP Gdańsk, 10, s. 185-197.
- Edil T.B., 2010, *Erosion, slope stability, prediction of future recession in actively eroding slopes*, Geotechnical Engineering Journal of the SEAGS and AGSSEA, 71, 4.
- Edil T.B., Vallejo L.E., 1980, *Mechanism of coastal landslides and the influence of slope parameters*, Engineering geology, 16, s. 83-96.
- Egorov I.E., Egorova M.I., 2007, *Procesy sovremennoj ekzogennoj geodynamiki na beregah Votkinskogo vodohranilišča*, Vestnik Udmurskogo Universiteta, Nauki o Ziemle, 11, s. 75-80.
- Egorov I.E., Gleizer I.V., 2012a, *Beregovyje process pravobereža Votkinskogo vodochranilišča*, Vestnik Udmurskogo Universiteta, Biologia, Nauki o Ziemle, 3, s. 104-111.
- Egorov I.E., Gleizer I.V., 2012b, *Metodika i rezultaty izučenia processov osypania i obvalivania pravoberežia Votkinskogo vodochranilišča*, Vestnik Udmurskogo Universiteta, Biologia, Nauki o Ziemle, 1, s. 126-135.
- Emery K.O., Kuhn G.G., 1982, *Sea cliffs: Their processes, profiles, and classification*, Geological Society of America Bulletin, 93, 7, s. 644-654.
- Fedorova E.A., 2016, *Osobjennosti osadkonakoplenija v kotlovinah vodohranilišč ravnin-nogo i priedgornogo tipa na primerie Novosibirskogo i Krasnojarskogo vodohranilišč*,

Avtoreferat, s. 24.

- Fedorova E.A., Homčanovskij A.L., 2013, *Prostranstviennaja izmieničnost granulometricznego costava po profilii iskusstviennogo plaza na Novosibirskom vodohranilišče, Sozdanie iskusstviennych palzej, ostrovov i drugih sooruzenij v beregovej zonie morej, ozer, vodohranilišč*, Trudy III Mieždunarodnoj konferenciji, Irkutsk, s. 292-293.
- Filippov O.V., 2012, *Pierieformirovanie beregov Volgogradskogo vodochranilišča*, Geomorfologia, 2, s. 34-42.
- Filippov O.V., Solodovnikov D.A., 2010, *Piatidiesiatilietie itogi razvitia beregov Volgogradskogo vodohranilišča*, Naučnyj Ježegodnik, 8, s. 135-139.
- Finarov D.P., 1986, *Geomorfologičeskij analiz i prognozirovaniije pereformirovanija beregovej zony i dna vodochranilišč*, Nauka, Leningrad, ss. 227.
- Forysiak J., 2005, *Rozwój Doliny Warty między Burzeniem i Dobrowem po zlodowaceniu warty*, Acta Geographica Lodziensia, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, ss. 116.
- Foyle A.M., Naber M.D., 2010, *Decade-scale coastal bluff retreat from LiDAR data: Lake Erie coast of Pennsylvania, USA*, American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, abstract.
- Foyle A.M., Naber M.D., 2012, *Decade-scale coastal bluff retreat from LiDAR data: Lake Erie coast of NW Pennsylvania, USA*, Environmental Earth Sciences, 66, 7, s. 1999-2012.
- Fuller J., 2002, *Bank recession and lakebed downcutting; response to changing water levels at Maumee Bay State Park, Ohio*, Journal of Great Lakes Research, 28, 3, s. 352-361.
- Furey P.C., Nordin R.N., Mazumder A., 2004, *Water level drawdown affects physical and biogeochemical properties of littoral sediments of a reservoir and a natural lake*, Lake and Reservoir Management, 20, s. 280-295.
- Galicka W., Kruk A., Zięba G., 2007, *Bilans azotu i fosforu w Zbiorniku Jeziorsko*, Nauka Przyr. Technol. 1, 2, s. 1-9.
- Gatto L.W., 1988, *Techniques for measuring reservoir bank erosion*, Special Report 88-3, s. 27.
- Gatto L.W., Doe W.W., 1983, *Historical bank recession at selected sites along Corps of Engineers reservoirs: CRREL Special Report 83-30*, USACRREL, Hanover, New Hampshire, ss. 103.
- Gatto L.W., Doe W.W., 1987, *Bank conditions and erosion along selected reservoirs*, Environmental Geology and Water Sciences, s. 143-154.
- Gierszewski P., 1988, *Zmiany brzegów wywołane termicznymi ruchami lodu na przykładzie zbiornika Włocławskiego*, Przegląd Geograficzny, 60, 4, s. 657-674.
- Głodek J., 1985, *Jeziora zaporowe świata*, PWN, Warszawa.
- Grobelska H., 2006, *Ewolucja strefy brzegowej zbiornika pakoskiego, Pojezierze Gnieźnieńskie*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 205, ss. 122.
- Grobelska H., 2008, *Funkcjonowanie sztucznego zbiornika wodnego a rezerwat przyrody na przykładzie Zbiornika Jeziorsko, Wody na obszarach chronionych*, [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Ojcowski Park Narodowy, Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego; Kraków-Ojców, 12-14.06.2008, s. 101-107
- Habidov A.S., 1999a, *Pierienos vzvišiennych nanosov v beregovej zonie vodochranilišč*, [w:] O.V. Kašmienskaja (red.), *Berega morej i vnutrennych vodojemov*, Aktualnye problemy geologii, geomorfologii i dynamiki, Izdatielstvo SO RAN, Naučno-Izdatel'skij Centr OIGGM, Novosibirsk, s. 191-203.
- Habidov A.S., 1999b, *Strojenije osadočnych tošč beregovej zony Novosibirskovo vodochranilišča*, [w:] O.V. Kašmienskaja (red.), *Berega morej i vnutrennych vodojemov*.

- Aktualnye problemy geologii, geomorfologii i dinamiki*, Izdatielstvo SO RAN, Naučno-Izdatelskij Centr OIGGM, Novosibirsk, s. 138-150.
- Habidov A.S., Žindarijev L.A., Savkin V.M., 1999, *Evoljucija beregov vodochranišč v uslovijach dlinnoperiodnyh koliebanij urovnja vody*, [w:] O.V. Kašmienskaja (red.), *Berega morej i vnutrennyh vodojemov. Aktualnye problemy geologii, geomorfologii i dinamiki*, Izdatielstvo SO RAN, Naučno-Izdatelskij Centr OIGGM, Novosibirsk, s. 114-124.
- Hampton M.A., Griggs G.B., Edil T.B., Guy D.E., Kelley J.T., Komar P.D., Mickelson D.M., Shipman H.M., 2004, *Processes that govern the formation and evolution of coastal cliffs*, [w:] M.A. Hampton, G.B. Griggs (red.), *Formation, Evolution, and Stability of Coastal Cliffs – Status and Trends*, US Geological Survey, Washington, ss. 7-38.
- Hapke C.J., Reid D., 2007, *National assessment of shoreline change, Part 4: Historical coastal cliff retreat along the California coast*, US Geological Survey Open-File Report 2007-1133, Reston.
- Harwood D.G., 1993, *Processes and rates of shoreline bluff recession at Lake Sharpe, South Dakota*, Master's Thesis, Texas A&M University.
- Heliasz Z., 2000, *Zjawiska geodynamiczne w strefach brzegowych zbiorników Solina-Myczkowce i Tresna-Porąbka*, [w:] S. Ostaficzuk (red.) *Dynamiczna ocena i prognoza geologicznych zagrożeń wywołanych powodzią – na przykładzie Nysy Kłodzkiej, górnej Soły i górnego Sanu-Solinki*, Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków, s. 169-190.
- Hellsten S., 1998, *Environmental factors related to water level regulation – a comparative study in northern Finland*, Boreal Research, 2, s. 345-367.
- Hellsten S., Marttunen M., Palomäki R., Riihimäki J., Alasaarela E., 1996, *Towards an ecologically based regulation practice in Finnish hydroelectric lakes*, Regul. River. 12, s. 535-545.
- Hellsten S., Riihimäki J., 1996, *Effects of lake water level regulation on the dynamics of aquatic macrophytes in northern Finland*, Hydrobiologia, 340, s. 85-92.
- Herb W., Mohseni O., Heinz S., 2005, *Lake of the Woods Shoreline Erosion: Analysis of Historical Shorelines, Climate and Lake Level*, Project Report No. 466, s. 76.
- Hesp P.A., Dillenburg S.R., Barboza E.G., Tomazelli L.J., Ayup-Zouain R.N., Esteves L.S., Gruber N.L.S., Toldo E.E., Jr., de A. Tabajara L.L.C., Clerot L.C.P., 2005, *Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandai barrier system, Southern Brazil*, Anais da Academia Brasileira de Ciências 77, 3, s. 493-508.
- Hill N.M., Keddy P.A., Wiesheu I.C., 1998, *A hydrological model for predicting the effects of dams on the shoreline vegetation of lakes and reservoirs*, Environmental Management, 22, s. 723-736.
- Horský O., Spanilá T., 1997, *Remodeling of water reservoir banks by exogenous processes*, [w:] P.G. Marinos & all (red.), *Engineering Geology and the Environment*, A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, s. 2711-2716.
- Ilcewicz-Stefaniuk D., Stefaniuk M., 2007, *Procesy osuwiskowe w dolinie Wisły*, Geologos, 11, s. 393-399.
- Ikonnikov L.B., 1972, *Formirovanie beregov vodochranišč*, Nauka, Moskva.
- Iverson R.M., Major J.J., 1987, *Rainfall, groundwater flow, and seasonal movement at Minor Creek landslide, northwestern California: Physical interpretation of empirical relations*, Geological Society of America Bulletin, 99, s. 579-594.
- Jaguś A., Rzętała M., 2000, *Procesy brzegowe w obrębie zbiornika Poraj*, [w:] T. Szczypiek (red.), *Geographia Studia et Dissertationes*, 23, UŚ, Katowice, s. 59-90.

- Jibson R.W., Odum J.K., Staude J.M., 1994, *Rates and processes of bluff recession along the Lake Michigan shoreline in Illinois*, Journal of Great Lakes Research, 201, s. 135–152.
- Joeckel R.M., Diffendal R.F. Jr., 2002, *Geomorphic and Environmental Change Around a Large, Aging Reservoir: Lake C. W. McConaughy, Western Nebraska, USA*, Environmental & Engineering Geoscience 10, 1, s. 69-90.
- Johnstone E., Raymond J., Olsen M.J., Driscoll N., 2016, *Morphological Expressions of Coastal Cliff Erosion Processes in San Diego County*, Journal of Coastal Research, SI, 76, s. 174–184.
- Julge K., Eelsalu M., Grünthal E., Talvik S., Ellmann A., Soomere T., Tõnisson H., 2014, *Combining Airborne and Terrestrial Laser Scanning to Monitor Coastal Processes*, The 6<sup>th</sup> IEEE/OES Baltic International Symposium of Measuring and Modeling of Multi-Scale Interactions in the Marine Environment, May 26-21, 2014, Tallinn, Estonia. *IEEE/OES Baltic 2042 International Symposium*., Proceedings: IEEE.
- Kachugin E.G., 1966, *The destructive action of waves on the water-reservoir banks*, International Association of Hydrological Sciences, Symposium, Garda, 1, s. 511-517.
- Kaczmarek H., 2010a, *Analiza zdjęć lotniczych oraz wyników pomiarów geodezyjnych w badaniach dynamiki strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych – Zbiornik Jeziorsko, rzeka Warta*, Lamdform Analysis, 19, s. 19-26.
- Kaczmarek H., 2010b, *Development of the shore zone of the Jeziorsko Reservoir (the Warta River, Central Poland)*, Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 1, s. 16-24.
- Kaczmarek, H., Mazaeva O.A., Kozyreva E.A., Babicheva V.A., Tyszkowski S., Rybchenko A.A., Brykała D., Bartczak A., Słowiński M., 2016, *Impact of large water level fluctuations on geomorphological processes and their interactions in the shore zone of a dam reservoir*, Journal of Great Lakes Research, 42 (5), s. 926-941.
- Kaczmarek H., Tyszkowski S., 2009, *Using of the aerial and ground photogrammetry in monitoring shore zone of Jeziorsko Reservoir (Warta River, Central Poland)*, Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 2, s. 7-12.
- Kaczmarek, H., Tyszkowski, S., Banach, M., 2015, *Landslide development at the shores of a dam reservoir (Włocławek, Poland), based on 40 years of research*, Environmental Earth Sciences, 74 (5), s. 4247-4259.
- Kačičugin E.G., 1975, *Geologičeskie izučenie dinamiki beregov vodohranilišč*, Nauka, ss. 148.
- Kamphuis J.W., 1987, *Recession rate of glacial till bluffs*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 113, s. 60-73.
- Kieraś W., Majka J., Racinowski R., 1973, *Próba określenia ilościowej charakterystyki abrazji na zbiorniku solńskim*, Gospodarka Wodna, 4, s. 129-131.
- Kirk, R.C., Allan, J.C., Stephenson W.J., 2000, *Shoreline erosion on Lake Hawea, New Zealand, caused by high lake levels and storm-wave runoff*, Journal of Coastal Research, 16, 2, s. 346-356.
- Klatkova H., Załoba M., 1992a, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, Ark. Warta*, PIG, Warszawa.
- Klatkova H., Załoba M., 1992b, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, Ark. Warta*, Warszawa, ss. 40.
- Kondracki J., 1994, *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*, PWN, Warszawa.
- Kondratjev N.E., 1960, *Rasčety beregovyh perieformirovanij na vodohraniliščah*, Leningrad, ss. 64.
- Kondratjev N.E., 1966, *Bank formation of newly established reservoirs*, International Association Hydrological Sciences, Symposium Garda, s. 804-811.

- Korolec H., 1968, *Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego*, Prace Geograficzne IG PAN, 73, ss 67.
- Korwin M., 1968, *Dawne zbiorniki wodne w Polsce*, Gospodarka Wodna, 8, s. 286-290.
- Kozielska-Sroka E., Michalski P., Zydrzeń T., 2010, *Uwarunkowania geotechniczne i hydrodynamiczne transformacji północnej strefy brzegowej zbiornika Czorsztyn-Niedzica w trakcie jego eksploatacji, Pieniny – zaporę – zmiany*, Monografie Pienińskie 2, s. 63–82.
- Kostecki M., 1975, *Wstępne obserwacje nad transformacją brzegów zbiornika w Tresnej*, Gospodarka Wodna, 4, s. 144-145.
- Kostrzewski A., Musielak S., 2008, *Współczesna ewolucja rzeźby wybrzeża Południowego Bałtyku*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, IGIiP UJ, IGIiPZ PAN, Kraków, s. 327-345.
- Kostuch R., Maślanka K., Szymacha A., 2005, *Inicjacja abrazji brzegu zbiornika Domańców*, Acta Agrophysica 5, 2, s. 307–313.
- Kramarska R., Jagieliński J., Frydel., 2011, *Zastosowanie metody naziemnego skaningu laserowego do oceny geodynamiki wybrzeża na przykładzie klifu Jastrzębiej Góry*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 446, s. 101-108.
- Krolová M., Čížková H., Hejzlar J., Poláková S., 2013, *Response of littoral macrophytes to water level fluctuations in a storage reservoir*, Knowledge and Management of Aquatic Ecosystems, 408, 7.
- Kurowski L., 2002a, *Formy osadu w strefie zmywu i najpłytszego przybrzeża na przykładzie wybrzeża Bałtyku między Mrzeżynem i Dźwirzynem*, Przegląd Geologiczny, 50, 5, s. 458-462.
- Kurowski L., 2002b, *Wpływ dynamiki falowania na zmiany w strefie plaży zewnętrznej na przykładzie wybrzeża Bałtyku między Mrzeżynem a Dźwirzynem*, Przegląd Geologiczny, 50, 11, s. 1115-1118.
- Lake Winnipeg Erosion and Accretion Processes. A Compendium Compendium to the Lake Winnipeg Shoreline Management Handbook*, 2015, W.F. Baird & Associates Coastal Engineers Ltd.
- Lawrence P.L., Davidson-Arnott R.G.D., 1997, *Alongshore wave energy and sediment transport on south-eastern Lake Huron, Ontario, Canada*, Journal of Coastal Research, 13, s. 1004-1015.
- Lawson D.E., 1985, *Erosion of northern reservoirs; An analysis and application of pertinent literature: U.S. Army Corps of Engineers*, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Monograph 85-1, ss. 207.
- Leeder M.R., 1999, *Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics*, John Wiley & Sons.
- Letortu P., Costa S. Maquaire O., Delacourt Ch., Augereau E., Davidson R., Suanes S., Nabucet J., 2015, *Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of Upper Normandy: The contribution of terrestrial laser scanning*, Geomorphology, 245, Supplement C, s. 3-14.
- Levkevič V.E., 2016, *Osnovy dinamičeskoj ustojčivosti bieriegov vodohranilišč Belarusi*, Vestnik Brestskogo Gosudarstbiennogo Tehniceskogo Universiteta, 2, s. 19-23.
- Levkevič V.E., 2017, *Dinamičeskaja ustojčivost beregov vodochranilišč Belarusi*, Avtoferat Dissertacji, ss. 51.
- Levkevič V.E., Lopuch P.S., 2003, *Koncieptualnyje i teoretičeskije osnovy sovremiennych beregovych processov na vodoemach Belarusi*, [w:] *Teoretičeskoje i prikladnye problemy sovremennoj limnologii*, Materialy Miedzunarodnoj naučno-praktičeskoj konfe-



- rencii, Izdatelskij čentr BGU, Minsk, s. 111-121.
- Majde A., Niepokulczycki M., 1972, *Fotogrametryczny pomiar skutków abrazji na zbiornikach śródlądowych*, Gospodarka Wodna, 1, s. 11 – 16.
- Majecki P., 2014, *Wykorzystanie fotogrametrii bliskiego zasięgu w badaniach tempa erozji wybrzeży klifowych Zbiornika Jeziersko (k. Sieradza)*, Przegląd Geologiczny, 62, 11, s. 744-747.
- Mays L.W., 2010, *Water Technology in Ancient Egypt*, [w:] L. Mays (red.), *Ancient Water Technologies*, Springer, Dordrecht, s. 53-65.
- Mazaeva O., Khak, V., Kozyreva, E., 2013. *Model of erosion–landslide interaction in the context of the reservoir water level variations (East Siberia, Russia): factors, environment and mechanisms*, J. Earth Syst. Sci., 122, 6, s. 1515–1531.
- Mazur Z. 1975, *Formowanie się brzegów sztucznych zbiorników wodnych*, Gospodarka Wodna, 4, s. 142-143.
- Michalewicz M., Rzętała M., Wach J., 1995, *Procesy brzegowe w obrębie antropogenicznych zbiorników wodnych na Wyżynie Śląskiej. III Zjazd Geomorfologów Polskich Procesy geomorfologiczne. Zapis w rzeźbie i osadach*, Sosnowiec, WNoZ UŚ, SG Polskich, s. 54-56.
- Mickelson D.M., Edil T.B., Guy D.E., 2004, *Erosion of Coastal bluffs in the Great Lakes, Formation, Evolution, and Stability of Coastal Cliffs – Status and Trends*, U.S. Geological Survey Professional Paper ,1693, s. 107-123.
- Milan D.J., Heritage G.L., Hetherington D., 2007, *Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river*, Earth Surface Processes and Landforms, 32, 11, s. 1657-1674.
- Millsop M.D., 1985, *A quantitative analysis of shoreline erosion processes, Lake Sakakawea, North Dakota: University of North Dakota, Mining and Mineral Resources Institute, Bulletin 85-05-MMRRI-01*, ss. 290.
- Mroczek J., Ślusarczyk U., Waclawski M., 1984, *Charakterystyka abrazji brzegów zbiornika Żywieckiego po 10 latach eksploatacji*, Czasopismo Techniczne, 84, 3, s. 5-11.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych, Wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydż. Geogr. i Stud. Region. UW, PIGEol., Komisja Litologii i Genezy Osadów Czwartorzędowych Kom. Bad. Czwartorzędu PAN Warszawa, s. 31-103.
- Nazarov N.N., 2006a, *Geograficeskoje izucenie bieriegov i akwatori kamskih vodohranilišč*, *Geograficeskij viestnik*, Naučný žurnal Permskogo Univiersitietia, Geograficeskij Viestnik, 2, s. 18-36.
- Nazarov N.N., 2006b, *Pierierabotka bieriegov ravninnych vodohranilišč Rossii na sovremennoj stadii razvitia (konec XX v. – nacialo XXI v.)*, *Geografia i prirodnyje resursy*, 4, s. 12-19.
- Nazarov N.N., 2008, *Geodinamika poborieži vodohranilišč Piermskogo kraja*, Perm, ss 252.
- Nazarov, N.N., Malašenok E.A., 2013, *O roli egzogennych procesov v merfolitogeneze verhnej zony probrežnyh otmelej vodohranilišč*, *Geografičeskij vestnik*, Fiziceskaja geografia i geomorfologia, 4, 27, s. 34-39.
- Newbury R., McCullough G., 1984, *Shoreline erosion and restabilization in the Southern Indian Lake Reservoir*, Can. J. Fish. Aquat. Sci., 41, s. 558-566.
- Nordstrom K.F., Jackson N.L., 2012, *Physical processes and landforms on beaches in short fetch environments in estuaries, small lakes and reservoirs: A review*, *Earth-Science Reviews*, 111, 1–2, s. 232-247.

- Nowaczyk B., 1998, *Struktura osadów budujących formy limnoglacialne, terasy jeziorne oraz wały brzegowe i jej wymowa pelegraficzna*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, UW, Warszawa, s. 261-281.
- Opracowanie warunków korzystania z wód zlewni – materiały wyjściowe do sformułowania warunków korzystania z wód zlewni zbiornika Jeziorsko, 2014, J. Przybyła (kier. opracowania), Poznań, ss. 166.
- Orłowski W., 1999, *Techniczna charakterystyka zbiornika retencyjnego Jeziorsko na Warcie*, Konferencja Naukowo-Techniczna „Eksploracja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych (na przykładzie zbiornika wodnego Jeziorsko)”, s. 7-17.
- Otvos E.G., 2000, *Beach ridges – definitions and significance*, *Geomorphology*, 32, s. 83-108.
- Ovčinnikov G.I., 1996, *Wpływ procesów abrazyjnych na rozwój strefy przybrzeżnej zbiorników wodnych angarskiej kaskady elektrowni wodnych*, [w:] *Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych*, 23. WBiOŚ UŚ, WNoZ UŚ, Katowice – Sosnowiec, s. 38-42.
- Ovčinnikov G.I., 2003, *Dynamika beregovej zony Angarskich vodochranilišč*, Avtoreferat, Irkuck, ss. 50.
- Ovčinnikov G.I., Karnauchova G.A., 1985, *Pribrėžnyje nanosy i donnyje otłozėnija Bratskogo vodochranilišč*, Nauka, Novosybirsk, ss. 68.
- Ovčinnikov G.I., Trzcinskij J.B., Pavlov S. H., 1999, *Izmienienie geologieskiej sriedy v zonah vlijania Angro-Jenisejskich vodochranilišč*, Izdatielstvo Nauka, Novosibirsk, ss. 254.
- Ovčinnikov G.I., Trzcinskij J.D., Rzętała M., Rzętała M., 2002, *Abrazjonno-akumulativnyje procesy v beregovej zone vodochranilišč (na primere juźnogo priangarja i sileskoj vozvyšennosti)*, UŚ WNoZ, RAN Sibirskoje Otdelenie Instytut Zemnoj Kory, Sosnowiec – Irkuck.
- Państwowy Rejestr Nazw Geograficznych, <http://www.gugik.gov.pl/pzgik/dane-bez-oplat/dane-z-panstwowego-rejestru-nazw-geograficznych-prng>; dane pozyskane 24.07.2018
- Passalacqua P., Belmont P., Staley D., Simley D., Arrowsmith J.R., Bode C.A., Crosby Ch., DeLong Stephen B., Glenn N.F., Kelly S.A., Lague D., Sangireddy H., Schaffrath K., Tarboton D.G., Wasklewicz T., Wheaton J.M., 2015, *Analyzing high resolution topography for advancing the understanding of mass and energy transfer through landscapes: A review*, *Earth-Science Reviews*, Supplement C, 148, s. 174-193.
- Pečerkin I.A., Pečerkin A.I., Kačenov V.I., 1980, *Teoreticeskije osnovy prognozirovania ekzogennyh geologičeskich processov na beregah vodochranilišč*, Izdat. Permskogo Uniwersiteta, Perm, ss. 85.
- Penner, L.A., Boals, R.G., 2000, *A numerical model for predicting shore erosion impacts around lakes and reservoirs*, Proceedings Conference Regina. Canadian Dam Association.
- Pierce L.R., 2004, *Lake Waves, Coarse Clastic Beach Variability and Management Implications, Loch Lomond, Scotland, UK*, *Journal of Coastal Research*, s. 562-585.
- Piętrzenie jeziora Pakość, stadium I. Plan zagospodarowania przestrzennego otoczenia piętrzonego jeziora Pakość, 1956, oprac. J. Smagorzewski, Archiwum Janikowskich Zakładów Sodowych w Janikowie, nr arch. 1543/56.
- Pinegin I.A., 1980, *Pereformirovanie beregov, Gidrometeorologičeskij režim ozer I vodochranilišč SSSR, Irkuckoe vodochranilišč*, s. 82-90.
- Pinyol N., Alonso E., Corominas J., Moya J., 2012, *Canelles landslide: modelling rapid drawdown and fast potential sliding*, *Landslides*, 9, s. 33-51.

- Podstawczyńska A., 2010, *Temperatura powietrza i opady atmosferyczne w regionie łódzkim w ostatnim stuleciu*, [w:] J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.), *Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań 2010, s. 63-73.
- Prokešová R., Medvedová A., Tábořík P., Snopková Z., 2013, *Towards hydrological triggering mechanisms of large deep-seated landslides*, *Landslides* 10, 3, s. 239–254.
- Racinowski R., Szczypek T., 1985, *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych*, UŚ Katowice, ss. 143.
- Reid J.R., 1985, *Bank erosion processes in a cold-temperature environment, Orwell Lake, Minnesota*, *Geological Society of America Bulletin*, 96, 6, s. 781-792.
- Reid J.R., 1992, *Mechanisms of shoreline erosion along lakes and reservoirs*, *Proceedings, U.S. Army Corps of Engineers Workshop on Reservoir Shoreline Erosion: A National Problem*, s. 18-32.
- Reid J.R., Sandberg B.S., Millsop M.D., 1988, *Bank recession processes, rates, and prediction, Lake Sakakawea, North Dakota, USA*, *Geomorphology*, 1, s. 161-189.
- RIEGL Laser Measurement Systems, 2013, *3D terrestrial laser scanner Riegl VZ®-4000 / Riegl VZ®-6000 General Description and Data Interfaces*. Horn, Austria, RIEGL Laser Measurement Systems.
- Rohweder J., Rogala J.T., Johnson B.L., Anderson D., Clark S., Chamberlin F., Potter D., Runyon K., 2012, *Application of Wind Fetch and Wave Models for Habitat Rehabilitation and Enhancement Projects – 2012 Update*. Contract report prepared for U.S. Army Corps of Engineers' Upper Mississippi River Restoration–Environmental Management Program, ss. 52.
- Rybář J., 1974, *Prediction of slope failure on water reservoir banks*, *Bull. IAEG, Krefeld*, 16, s. 64-67.
- Rydzik E., 1978, *Przyczyny i formy niszczenia brzegów zbiornika solińskiego*, *Gospodarka Wodna*, 2, s. 47-52.
- Rzętała M., 1998, *Procesy brzegowe w obrębie zbiornika Dzierżno Duże*, [w:] T. Szczypek (red.), *Geographia, Studia et Dissertationes*, 22, UŚ, Katowice, s. 29-51.
- Rzętała M., 2003, *Procesy brzegowe i osady denne wybranych zbiorników wodnych w warunkach zróżnicowanej antropopresji (na przykładzie Wyżyny Śląskiej i jej obrzeży)*, Wydawnictwo UŚ, Katowice, ss. 156.
- Rzętała M., 2017, *Shore landforms as an indicator of geomorphological changes in the basins of anthropogenic water bodies (southern Poland)*, 17<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific GeoConference, s. 515-522.
- Saint-Laurent D., Touilieb B.N., Saucet J.P., Whalen A., Gagnon B., Nzakimuena T., 2001, *Effects of simulated water level management on shore erosion rates. Case study: Baskatong Reservoir, Québec, Canada*, *Canadian Journal of Civil Engineering*, 28, s. 482–495.
- Savkin V.M., Habidov A.S., Fedorova E.A., Kondrakova O.V., 2014, *Geodynamika beregovoj zony*, [w:] O.F. Vasiliev (red.), *Mnogolietnjaja dinamika wodno-ekologiceskogo režima vodohranilišča Novosibirskogo*, s. 49-53.
- Schuster R.L., 1979, *Reservoir induced landslides*, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 20, s. 8-15.
- Schuster R.L., Wieczorek G.F., 2002, *Landslide tiggers and types*, [w:] J. Rybář, J. Stemberk, P. Wagner (red.), *Landslides: proceedings of the First European Conference on Landslides*, Prague, Czech Republic, June 24-26, 2002, Balkema Publishers, Taylor & Francis, s. 59-78.
- Siudak R., Hejna M., Wojnarowska M., 2015, *Program ochrony środowiska Powiatu*

- Tureckiego na lata 2016-2019 z uwzględnieniem perspektywy na lata 2020-2023, Ekostandard Pracownia Analiz Środowiskowych, Turek, s. 175.
- Smolska E., 2008a, *Badania sedimentologiczne współczesnych osadów deluwialnych i ich znaczenie w ocenie dynamiki procesów erozji gleby na przykładzie Pojezierza Suwalskiego*, SGGW, Przegląd Naukowy, 40, s. 202-212.
- Smolska E., 2008b, *Rola opadów ekstremalnych w denudacji stoków młodoglacjalnych na przykładzie Pojezierza Suwalskiego*, Landform Analysis, 8, s. 69-72.
- Sobolewski W., Borowiak D., Borowiak M., Skowron R., 2014, *Baza danych jezior Polski i jej wykorzystanie w badaniach limnologicznych*, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Lublin, s. 198.
- Spanilá T., 1998, *Geodynamical processes on the banks of the water reservoir Nechranice*, Proceedings of the Workshop: Geodynamical Hazards Associated with Large Dams, s. 219-225.
- Spanilá T., Horsky O., Banach M., 2002, *Slides and sliding in the waters reservoirs banks*. In Proc., I<sup>st</sup> European Conf. on Landslides, Prague, 24-26 June, s. 315-319.
- Spanilá T., Kudrna Z., John V., Hartvich F., Chour V., 2006, *Assessment of factors and conditions influencing bank stability of future lakes*, Acta Geodyn. Geomater., 3, 4 (144), s. 67-76.
- Spanilá T., Simeonova G., 1993, *Bank deformations on some water reservoirs in Bulgaria and Czechoslovakia*, Acta Montana IGT AS CR, Ser. A, 4 (90), s. 93-110.
- Stephenson W.J., 2008, *Discussion of de Lange, W.P. and Moon, V.G. 2005. Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths*, Engineering Geology 80: 292-301. Engineering Geology, 101, s. 288-191.
- Stephenson W.J., Kirk R., 2005, *Shore platforms*, Encyclopedia of Coastal Science, s. 873-875.
- Sunamura T., 2015, *Rocky coast processes: with special reference to the recession of soft rock cliffs*, Proceedings of the Japan Academy. Series B, Physical and Biological Sciences, 91, 9, s. 481-500.
- Swenson M.J., Wu C.H., Edil T.B., Mickelson D.M., 2006, *Bluff recession rates and wave impact along the Wisconsin coast of Lake Superior*, Journal of Great Lakes Research, 32, s. 512-530.
- Szewczyk G., 2007, *Zbiornik Jeziorsko*, Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej, Poznań, ss. 21.
- Širokov V.M., Lopuch P.S., Levkevič V.E., 1992, *Formirovanie beregov malych vodochranilišč lesnoj zony*, Gidrometeoizdat, Sankt-Petersburg, s. 161.
- Šumova N.A., 2017, *Analiz dimaniki razrusienia beregov Cimlianskogo vodochranilišča*, Aridnyje ekosistemy, 23, 3 (72), s. 95-103.
- Tavast E., 2009, *Changing factors of the coasts of Lake Peipsi, North-Eastern Europe*, Quaternary International, 9, s.130-136.
- Telling J., Lyda A., Hartzell P., Glennie C., 2017, *Review of Earth science research using Terrestrial Laser Scanning*, Earth-Science Reviews, 169, ss. 35-68.
- Urbański J., Kryla-Straszewska L., 2010, *Monitoring i modelowanie jezior w systemach geoinformacyjnych*, [w:] Zb. Zwoliński (red.), GIS – woda w środowisku, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Partner wydania – ESRI Polska, Poznań, s. 121-146.
- Vahitov R.R., 2005, *Pierieformirovanie beregov Nižniekamskogo vodohranilišča*, Avto-referat, Kazan.
- Vierbickaja Ju.S., Jamskih G.Ju., 2015, *Dinamika beregovej zony Krasnojarskogo vodohranilišča v rajonie posjolka Kurtak*, Viestnik Kiemerovskogo gosudarstviennogo universitieta, 1, 61, s. 72-80.
- Vilmundardóttir O.K., Magnússon B., Gísladóttir G., Thorsteinnsson T., 2010, *Shoreline*

- erosion and aeolian deposition along a recently formed hydro-electric reservoir, Blöndulón, Iceland*, *Geomorphology* 114, 4, s. 542-555.
- Vogt H., 1978. *An ecological and environmental survey of the humic man-made lakes in Finland*, *Aqua Fennica*, 8, s. 12-24.
- Wacławski M., 1986, *Niektóre zagadnienia abrazji brzegów karpaccich zbiorników wodnych*, *Zeszyty Naukowe Politechniki Krakowskiej. Budownictwo Wodne i Inżynieria Sanitarna* 37, s. 1-105.
- Wiejaczka Ł., 2011, *Wpływ zbiornika wodnego „Klimkówka” na abiotyczne elementy środowiska przyrodniczego w dolinie Ropy*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 229, ss. 144.
- Winowski M., Śramski M., 2017, *Ocena ilościowa zmian rzeźby klifu w świetle pomiarów z naziemnego skaningu laserowego (wyspa Wolin)*, *Geokosystem Wybrzeży Morskich*, 3, s. 45-53.
- Wika S., Ovcinnikov G.I., Trzcinskij J.B., Tyc A., Szczypek, 2000, *Razvitie prirodnykh processov na beregach Bratskogo vodochranilišča, RAN, Sibirskoe otdelenie*, Instytut Ziemnej Kory, Irkuck, ss. 72.
- Wiśniewski B., 1966, *Badania dynamiki jezior i zbiorników wodnych przeprowadzone przez IGW w 1964 r.*, *Gospodarka Wodna*, 2, s. 77-78.
- Woś A., 2010, *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, ss. 489.
- Zaleszkiewicz L., Koszka-Maróń D., 2005, *Procesy aktywizujące degradację wybrzeża klifowego Zalewu Puckiego*, *Przegląd Geologiczny*, 53, 1, s. 55-62.
- Żałoba M., 1996, *Ślady oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prozny*, *Acta Geographica Lodziensia*, 71, s. 275 – 287.
- Zbiornik wodny Jeziorsko. Mapa batymetryczna. Skala 1:20 000*, 2008, IMGW, Ośrodek Technicznej Kontroli Zapór, Warszawa.
- Ziętara T., 1992, *Wstępne wyniki badań i prognozy dotyczące przebiegu niszczenia brzegów zbiornika w Dobczycach*, *Rocz. Nauk.-Dydak. WSP w Krakowie*, 151, *Prace Geogr.*, 14, s. 95-107.
- Ziętara T., 1994, *Niszczenie brzegów zbiornika „Besko” przez współczesne procesy geomorfologiczne*, *Rocz. Nauk.-Dydak. WSP w Krakowie*, 170, *Prace Geogr.*, 15 s. 167-180.
- Ziętara T., 2005, *Wpływ abrazji na etapy rozwoju osuwisk w strefie brzegowej zbiornika w Dobczycach*, *Materiały Sympozjum Hydrotechnika, Śląska Rada Naczelnej Organizacji Technicznej FSNT w Katowicach*, ss. 333-340.
- Zolotarev G.S., 1955, *Inżynierno-geologiczkie izucenie beregovykh sklonov vodohranilišč i ocienka ih pierierabotki*, *Trudy lab. gidro. i problem AN SSSR*, 12, s. 180-235.
- Zuzek P.J., Narin R.B., Thieme S.J., 2003, *Spatial and temporal consideration for calculating shoreline change rates in the Great Lakes Basin*, *Journal of Coastal Research. Special Issue* 38, s. 125-146.
- Zydroń T., Kozielska-Sroka E., Michalski P., Dryś D., Kruk E., Płonka M., 2010, *Badania postępu procesu abrazji brzegów zbiornika Czorsztyn-Niedzica*, *Górnictwo i Geoinżynieria*, 34, 2, s. 663-673.

## EVOLUTION OF THE COASTAL ZONE OF LOWLAND WATER RESERVOIRS IN THE CONDITIONS OF SIGNIFICANT WATER LEVEL FLUCTUATIONS ON THE EXAMPLE OF THE JEZIORSKO RESERVOIR ON THE RIVER WARTA (CENTRAL POLAND)

### Summary

The primary goal of the study was to determine the quantitative and qualitative changes within the coastal zone of the Jeziorsko Reservoir from the beginning of its operation, i.e. 1991, until 2015, against the natural conditions and the reservoir use (Fig. 1). In this paper, a coastal zone is defined as a space extending from the upper edge (crown) of an above-water cliff or another accumulation form determining the maximum wave range, to the foot of the slope of the coastal platform, also known as the shallow shore.

The research covered the coastal zone of the reservoir along its entire length. The nature of the shore undergoing transformation was considered as a result of processes taking place in a given section, both at high and low water level in the reservoir. Four types of natural shore were distinguished: abrasive, accumulative, neutral and biogenic. The additional category was reinforced shore.

The study used the data obtained as a result of fieldwork carried out in 1999, 2008-2009 and 2014-2015 during which geodetic and geomorphological methods were used. Additionally, the results of the analysis and interpretation of photogrammetric materials, namely aerial photographs, and the data obtained from aviation and terrestrial laser scanning were considered (Tab. 1, Figs 3, 4). The captured spatial data was developed in the ArcGIS software, which enabled their integration into one coordinate system and scale.

#### *Study area*

The Jeziorsko Reservoir (Central Poland) was created in 1991 as a result of damming up the Warta river. The tank is located within the Sieradz Basin, whose immediate surroundings are the Łask Plateau from the east and the Turek Plateau from the west. Altitudes vary from 118-115 m the bottom of the Warta valley up to 150-130 m within the plateaus (Fig. 1).

The coastal zone of the reservoir has been developing within the boulder tills and fluvio-glacial deposits of the Warta stage (Mid-Polish Glaciation), and sands and river muds of the Weichselian (last glaciation). Locally, there are also glaciolimnic deposits, clayey diluvium and locally colluvium of active landslides. At low water levels of the reservoir, Holocene sandy and alluvial sediments of the Warta, filling the bottom of the valley, are washed by waves (Figs 6, 7). The slopes adjacent to the reservoir are asymmetrical. The slope adjacent to the reservoir from the west is low and gentle, while the one from the east is higher and steeper.

The Jeziorsko is a lowland retention reservoir with fluctuating water levels of up to 5.5 m the annual cycle. Low water states are kept in winter while high levels in summer (Figs 15, 16). Annual fluctuations of water levels ranged from 2.60 m 1990 to 5.65 m in 1994 (Fig. 17). At the maximum water level, the capacity of the reservoir is 202.3 m<sup>3</sup>, and its surface area is 42.3 km<sup>2</sup>.

The research area is located within the temperate climate zone. The average annual air temperature is 8.0°C, and the average annual precipitation is 566 mm (Fig. 8). The maximum precipitation is recorded in the summer period.

Calculated by the Adriejanov formula and with the maximum values of the parameters taken into account, the wavelength on the reservoir is 5.86 m, with the wave height of 0.93 m. On the other hand, the wave parameters calculated in the ArcMap program using the Wave Model tool are from 0.48 m height and 7.01 m length for the easterly winds, to 0.82 m in height and 14.21 m in length for the southerly winds (Fig. 19).

### Results

The length of the Jeziorsko shoreline is 45.8 km, of which 66.8% is natural and unreinforced. With the development of the coastal zone of the reservoir, the share of particular types of the natural coast changed (Tab. 2). The percentage of the abrasive shore, dominant in the first analysed period, decreased from 50.6% in 1999 to 26.3% in 2009, and remained at this level until 2015. The length of the accumulative bank, on the other hand, increased from the initial 9.6% to 16.6% in 2015. Apart from the biogenic shore, the most significant changes of the shore types took place between 1999 and 2009. Later, the changes were minimal and did not exceed a few percent. In 2009, the biogenic shore accounted for 38.5% of the natural shore length, while in 2015 it accounted for 40.5%. Earlier, in 1999 this type of shore at the Jeziorsko Reservoir did not occur. Throughout the entire period of the reservoir's operation, there were differences between the left and right banks of the reservoir. Within the left shore, the most important changes included almost complete disappearance of the neutral shore, mainly in favour of the biogenic shore type (Tab. 5), from the initial 66.4% (1999) to 2.6% (2015), as well as the reduction of the share of the abrasive shore from 29% (1999) to 6% (2015) and its transformation into the biogenic and accumulative shore types. On the other hand, within the right shore, it was the decrease of the abrasive shore share from 68% (1999) to 44% (2015) and its transformation into the neutral bank, less frequently accumulative one (Tabs 5, 6).

The share of an actively transformed, i.e. abrasive or accumulative shore within the right side was apparently higher than in the left shore area; for 1999, 2009 and 2015 it was 81.2%, 60.2% and 65.5% for the right shore respectively, while for the left shore 34.6%, 21% and 17.5%, respectively. In 2009 within the left shore 75% was biogenic, which previously was not recorded along the reservoir. Until 2015 its share increased to 80%. Along the right side, the participation of the biogenic shore type accounted for only 5% of its length. Within the left side, this type of the shore developed as a result of overgrowing the neutral edge (66.6%), and - to a lesser extent - from the transformation of the active shore (Tab. 5). Along the right side, the proportions were reversed. The rapid expansion of vegetation within the left shore was favoured by the extensive shallow shores occurring there, which causes the reduction of wave energy and, as a consequence, limits the effectiveness of the shore abrasive process. On the other hand, a high participation of the active slope and long-lasting activity along the right side of the reservoir was favoured by the significant slopes of the transformed edges as well as considerable lake depths nearby. What was also crucial was its exposure to the winds from the westerly directions which dominate on the reservoir (Fig. 19).

The linear recession of the cliff in the years 1991-2011 for individual sections of the shore ranged from 5.7 m to 47.6 m in the northern part of the reservoir (section A, Figs 25, 26, Tab. 4), and from 21.4 to 31.8 m in the central part (section B, Figs 25, 26, Tab. 4). The volume of the removed material for that period was on average 50 m<sup>3</sup>/rm (running meter of the shore) and for individual sections it ranged from 10.9 m<sup>3</sup>/rm to 139 m<sup>3</sup>/rm. In 2011-2015, the average values for the selected parts of the cliff were only a few centimetres. These were the values below the accuracy of the very method, which was why that period was not used to calculate the multi-annual average. It should be emphasised, however, that in some places displacements of 1.5-2 m were noted. In the long term (1991-2011) the volume of the material removed from the abraded cliff on the Jeziorsko Reservoir was controlled by the cliff height, while the average rate of recession of low and high cliffs developing under similar conditions was similar (Figs 26, 58). The quickest recession of the cliff occurred in the initial period of the reservoir's operation. In the years 1991-1996, the average annual recession of the cliff in the researched sections was 2-3 times greater than in later periods. The pace of the cliff recession depended on local conditions, in particular the shape of the shoreline, i.e. its convexity and orientation. Lower values of cliff recession were noted for those shore fragments which were located within a concavity of the coastline.

The recession of the cliff occurred as a result of the interaction of the wind-generated waves initiating the entire process and geodynamic processes occurring within the cliff wall. The most important processes taking place in the coastal zone of the Jeziorsko Reservoir included rockfall (covered 80% of the length of the abrasive shore in the sections A and B, Tab. 4), slumps and, sporadically, sliding of the material (Figs 27, 30, 35, 36).

The recession of the rockfall cliff occurred at points and was irregular. The rock material that was the result of the rockfall remained at the base of the cliff. The timespan of the colluvium remaining at the bottom of the cliff was from several months to several years, and was dependant on both the water level in the reservoir and the volume of the rock material. During the periods of high water level in the reservoir, colluvium was successively removed and transported into the reservoir as a result of wind-generated wave activity. Within the colluvium, and in its absence - in the parent material, abrasive steps developed on the periodically dried part of the coastal platform (Fig. 30). After the colluvium was entirely removed, wave-cut notches extended at the base of the cliff during the high water levels in the reservoir (Fig. 27).

The recession of the cliff in non-cohesive sandy-gravel deposits occurred as a result of the material falling (Fig. 28). The retraction periods of the cliff were directly related to the high level of water in the reservoir. The material from talus cones, carried out during high water level, was regularly replenished with the material falling off the cliff wall. This resulted in the simultaneous or slightly delayed retreat of the cliff crown, despite the considerable cliff wall height reaching up to 12 m. On the surface of the periodically dried part of the coastal platform, the abrasive steps developed in the material accumulated on its surface as well as in the parent material.

In the early spring period, at the base of the cliff developing in cohesive deposits, there was the material accumulated due to peeling and falling off as a result of freeze-thaw action (Figs 34, 35). If the cliff remained beyond the reach of the wind-generated waves, their thickness was twice as large as of the material accumulated in the remaining part of the year. Also, the process of the cliff recession occurred under the influence of biological weathering associated with the mechanical impact of the roots of trees and shrubs growing near the edge of the cliff. There were also cases of linear erosion, but that process played only a marginal role among other geomorphological processes in shaping the reservoir shore.

Accumulative forms occurring within the shore zone of the Jeziorsko Reservoir were usually simple forms, poorly developed, unclosed, from a few to several hundred meters in length and only a few centimetres in height (Fig. 43). Among them, seasonal forms dominated. These were usually longitudinal berms, which with the lowering of the water level in the reservoir were transformed into beach berms (Fig. 41). Larger, permanent forms occurred only sporadically. They were single-side-supplied spits developed in the northern part of the reservoir (Fig. 45) and few beach berms occurring in the incisions of the more extensive bays (Figs 46, 47).

The coastal platform on the Jeziorsko Reservoir was of the abrasive-accumulation type, and rarely only accumulation type. In the years 1999-2015 its slope ranged from 1° to 12° and the width of its periodically dried part from 20 m to over 200 m (Fig. 48). During this period the platform parameters mostly remained unchanged. The abrasion-accumulation platform was steeper and narrower, while the accumulation platform was gentler and broader. A distinctly more massive incline was characteristic for the upper, inner part of the platform than its external, reservoir-facing portion. The coastal platform that developed along the deeper shore was narrower and steeper than the one forming within the milder shore adjacent to the shallower part of the reservoir.



*Conclusions*

The research conducted on the Jeziorsko Reservoir indicated that 24 years after the construction its coastal zone was still highly active. In its development, the period of intensive shaping in the first years of the reservoir operation was marked. At that time, the cliff recession rate was twice or three times higher compared to the later periods of time; the spread of the abrasive shore reached its maximum over the entire period of the reservoir exploitation, and accounted for over 50% of the total length of the natural shore. After this period, there was an apparent decline in the pace of the cliff's retreat with its periodic variability; it remains at a similar level to the present. The share of the abrasive shore decreased almost twofold, mainly as a result of phasing out of the abrasion processes along the shallows of the shore. However, their abrasive transformation continued along the shore adjacent to the deeper parts of the reservoir.

The development of the coastal zone of the Jeziorsko Reservoir was conditioned by the annual variations of its water levels, which reached several meters and were of similar size and range throughout the year. They determined the duration and frequency of wind-generated waving impact on the individual components of the shore zone. At high water level, intensive abrasion of the cliff base and development of the coastal platform, i.e. its widening and flattening, took place. In turn, at low water level in the reservoir, relative stagnation of the cliff occurred, and the coastal platform degraded, i.e. its vertical lowering and shearing took place (Fig. 38). These changes were cyclical. The dependences in the development of the coastal zone identified on the Jeziorsko Reservoir can be considered characteristic for reservoirs functioning under the conditions of regular several-meter high fluctuations of the water levels and whose coastal area develops in clastic rocks.

Translated by: Aleksandra Zaparucha

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN im. Stanisława Leszczyckiego wydaje następujące publikacje seryjne:

*Geographia Polonica,*  
*Przegląd Geograficzny,*  
*Europa XXI,*  
*Prace Geograficzne,*  
*Studia Obszarów Wiejskich,*  
*Monografie IGiPZPAN (17 tomów)*  
*Atlas Warszawy*

oraz *Dokumentacja Geograficzna, Geopolitical Studies, Bibliografia Geografii Polskiej, Atlas Rzeczypospolitej Polskiej (1993–1997)* i *Centralny Katalog Zbiorów Kartograficznych w Polsce (1961–2000).*

#### MONOGRAFIE

10. Gawryszewski A., 2009, *Ludność Warszawy w XX wieku.*
11. Grzeszczak J., 2010, *Gentryfikacja osadnictwa. Charakterystyka, rozwój koncepcji badawczej i przegląd wyjaśnień.*
12. Eberhardt P., 2011, *Political migrations on Polish territories (1939–1950).*
13. Błażejczyk K., 2011, Kunert A., *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce.*
14. Korcelli P., Grochowski M., Kozubek E., Korcelli-Olejniczak E., Werner P., 2012, *Development of Urban-Rural Regions: from European to Local Perspective.*
15. Taylor Z., Ciechański A., 2013, *Bezpośrednie inwestycje zagraniczne w polskim transporcie.*
16. Taylor Z., Ciechański A., 2014, *Transport companies in the servicing of organised tourism in Poland.*
- 17.1. Wolski J. (red.), 2016, *Bojkowszczyzna Zachodnia - wczoraj, dziś i jutro. T.1.*
- 17.2. Wolski J. (red.), 2016, *Bojkowszczyzna Zachodnia - wczoraj, dziś i jutro. T.2.*

Zbiorniki zaporowe w sposób kompleksowy zmieniają środowisko przyrodnicze, przekształcając jego składowe biotyczne i abiotyczne. Przekształcenia te zachodzą zarówno w samym zbiorniku jak i na jego obrzeżu. Jednym z przejawów przekształceń składowych abiotycznych środowiska są zmiany geomorfologiczne zachodzące w obrębie kształtującej się strefy brzegowej. Zmiany te są szczególnie duże i długotrwałe w przypadku zbiorników cechujących się dużymi sezonowymi wahaniami stanów wody.

W poniższej publikacji autorka, zaprezentowała wyniki badań nad rozwojem strefy brzegowej średniej wielkości nizinnego zbiornika zaporowego, na przykładzie Zbiornika Jeziorsko na Warcie. Zbiornik ten funkcjonuje w warunkach dużych, kilkumetrowych wahań poziomu wody, zachodzących w cyklu rocznym. W pracy przedstawiono czasowo-przestrzenną analizę ilościową i jakościową przekształceń w obrębie strefy brzegowej zbiornika od momentu jego pierwszego napełnienia, tj. roku 1991 do roku 2015, na tle uwarunkowań przyrodniczych i sposobu eksploatacji zbiornika. Omówiono również główne subaeralne procesy geomorfologiczne mające bezpośredni wpływ na rozwój strefy brzegowej, zachodzące w jej obrębie, w relacji do wahań poziomu wody w zbiorniku.

Utworzenie zbiornika Jeziorsko, stworzyło możliwość prowadzenia badań rozwoju strefy brzegowej in statu nascendi, które autorka prowadziła w okresie 16 lat. W ich trakcie zastosowano tradycyjne techniki badawcze jak i dostępne dopiero w ostatnich kilku latach.