



UNIWERSYTET IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU

Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych

Katedra Turystyki i Rekreacji

Remigiusz Tritt

**CYRKULACJA WÓD W POLIMIKTYCZNYCH
JEZIORACH PRZEPLYWOWYCH NA PRZYKŁADZIE
JEZIOR SWARZĘDZKIEGO I WOLSZTYŃSKIEGO**

Praca doktorska wykonana pod kierunkiem:
prof. dr hab. Zygmunta Młynarczyka
oraz
prof. UAM dr hab. Tadeusza Sobczyńskiego

Poznań, 2021

Projekt współfinansowany przez Unię Europejską ze środków Europejskiego Funduszu Społecznego

w ramach Programu Operacyjnego Wiedza Edukacja Rozwój.

„GEO+” nr POWR.03.02.00-00-I039/16



Podziękowania

W pierwszej kolejności chciałbym podziękować mojemu promotorowi – *Panu profesorowi Zygmuntowi Młynarczykowi*, za wprowadzenie mnie w zagadnienia limnologii, za niezliczoną ilość pomysłów dotyczących tematów i metod prowadzenia badań, a przede wszystkim za to, że uwierzył we mnie i namawiał do podjęcia tego wyzwania, jakim było rozpoczęcie studiów doktoranckich.

Bardzo dziękuję także mojemu drugiemu promotorowi – *Panu profesorowi Tadeuszowi Sobczyńskiemu*, za to, że potrafił w prostych słowach wytłumaczyć mi procesy chemiczne zachodzące w jeziorach, zawsze znajdował czas na dyskusje i dawał cenne wskazówki przy opracowaniu wyników.

Dziękuję *doktorowi Grzegorzowi Borkowskiemu* za ważne rady dotyczące tekstu mojej pracy, za wprowadzenie w badania terenowe, podczas których zwracał szczególną uwagę na rzetelność i precyzję wykonywania pomiarów.

Za pomoc w badaniach terenowych bez względu na termin czy warunki pogodowe oraz za pomoc w niektórych badaniach laboratoryjnych dziękuję *Adamowi Chudzińskiemu*. Za wykonanie analiz spektrometrycznych i chromatograficznych pobranych próbek wody, których okazało się naprawdę wiele, dziękuję *Jędrzejowi Prochowi* z Zakładu Chemii Analitycznej UAM.

Przed wszystkim dziękuję rodzinie za wsparcie, wyrozumiałość i motywację.

Spis treści

1	WSTĘP	5
1.1	Przedmiot badań i problem badawczy	6
1.2	Przegląd literatury	7
2	CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ	9
2.1	Położenie administracyjne	9
2.2	Położenie fizycznogeograficzne	10
2.3	Ukształtowanie powierzchni terenu	11
2.4	Budowa geologiczna	12
2.5	Gleby	14
2.6	Warunki klimatyczne	15
2.7	Szata roślinna	17
2.8	Świat zwierzęcy	18
2.9	Wody powierzchniowe	19
2.10	Wody podziemne	25
2.11	Obszary prawnie chronione	26
3	PODSTAWY TEORETYCZNE DOTYCZĄCE RUCHU I CYRKULACJI WÓD JEZIORNYCH	27
4	METODY BADAŃ	37
4.1	Badania terenowe	37
4.2	Analizy chemiczne	41
4.3	Badania laboratoryjne	42
5	BADANIA RUCHU I CYRKULACJI WODY	44
5.1	Falowanie wiatrowe	44
5.1.1	Charakterystyka ruchu falowego	46
5.1.2	Zasięg pionowy falowania wiatrowego	50
5.2	Cyrkulacja pozioma wód	61
5.2.1	Prądy wywołane wiatrem	61
5.2.2	Prądy przepływowe	78

5.3	Badania laboratoryjne	80
6	WŁAŚCIWOŚCI FIZYKOCHEMICZNE WODY	84
6.1	Mętność	84
6.2	Temperatura.....	99
6.3	Pozostałe parametry fizykochemiczne wody	102
6.3.1	Przewodność elektrolityczna, oporność.....	102
6.3.2	Odczyn pH	107
7	CZASOWA I PRZESTRZENNA ZMIENNOŚĆ WYBRANYCH WŁAŚCIWOŚCI CHEMICZNYCH WODY	109
7.1	Azot i fosfor.....	109
7.2	Chlorki i siarczany.....	114
7.3	Sód i potas	117
7.4	Wapń, magnez i bar	119
7.5	Żelazo, mangan i cynk.....	122
8	PODSUMOWANIE I WNIOSKI.....	131
9	LITERATURA	136
10	SPIS TABEL	145
11	SPIS RYCIN	146

1 WSTĘP

Funkcjonowanie jezior jest zagadnieniem złożonym. Współczesne systemy rzeczno-jeziorne odzwierciedlają nakładanie się wielorakich czynników zarówno naturalnych jak i antropogenicznych, wśród których największe znaczenie mają zmiany klimatyczne oraz regionalne uwarunkowania morfogenetyczne (Andrzejewski i in., 2018). W funkcjonowaniu takich systemów warunki środowiskowe i biocenotyczne wzajemnie przenikają się i są od siebie zależne. Abiotyczne cechy środowiskowe, takie jak parametry morfometryczne, warunki świetlne, ruchy wód i ich właściwości chemiczne wpływają na cechy biocenotyczne, jak skład gatunkowy, liczebność i aktywność organizmów wodnych. Te z kolei oddziaływać mogą na warunki abiotyczne, na przykład zmieniając warunki świetlne, termiczne czy chemiczne (Kajak, 1998). Funkcjonowanie zbiorników wodnych zależy też w dużym stopniu od warunków zewnętrznych. Procesy, takie jak eutrofizacja i zanikanie jezior są procesami naturalnymi, jednak w wyniku działalności człowieka następuje znaczna ich intensyfikacja. Objawia się to przede wszystkim pogorszeniem się stanu ekologicznego i wyraźnym obniżeniem jakości wód. Taka degradacja jezior wpływa na ich funkcje użytkowe, takie jak gospodarka rybacka, zasoby czystej wody ale przede wszystkim na walory rekreacyjne. Jeziora, zwłaszcza głębokie, mają co prawda zdolność do samooczyszczania, co może nastąpić po odcięciu zewnętrznych źródeł zanieczyszczeń, ale całkowite ich wyeliminowanie jest procesem czasochłonnym i kosztownym. O ile zlikwidowanie źródeł punktowych może nastąpić względnie szybko, eliminacja źródeł obszarowych (cała zlewnia) i rozproszonych wymaga znacznie większych nakładów finansowych i działań prospołecznych podnoszących świadomość i poszerzających wiedzę o wpływie zanieczyszczeń na środowisko. Istotna jest też racjonalna gospodarka rolnicza w celu ograniczenia zasilania wód w biogeny (Joniak i in., 2019). Jednakże nawet ograniczenie bądź wyeliminowanie negatywnego wpływu zlewni nie zawsze prowadzi do poprawy stanu ekologicznego jeziora, gdyż osady denne, w wyniku resuspensji, mogą powodować uwolnienie substancji biogenicznych i wtórne zanieczyszczenie wód. Dotyczy to przede wszystkim płytkich zbiorników polimiktycznych, podatnych na działanie wiatru. Stąd wiele uwagi poświęca się w ostatnim czasie rekultywacji jezior. Najpowszechniej stosowaną metodą jest napowietrzanie w strefie dennej zbiornika z jednoczesną destratyfikacją termiczną lub bez. Takie metody charakteryzują się różnym stopniem ingerencji w ekosystem jeziorny (Sobczyński i in., 2012). Inną metodą jest wprowadzanie do wody związków poprawiających potencjał wiązania fosforu. W celu strącania fosforanów stosuje się koagulant żelazowy (siarczan żelaza III), wrażliwy na zmiany potencjału redox lub związki glinu czy wapnia (wrażliwe na zmiany pH). Kolejną metodą

rekultywacji jezior jest tzw. biomanipulacja, czyli zarybianie zbiornika gatunkami ryb drapieżnych, odławianie gatunków planktonożernych, zwiększenie presji zooplanktonu na fitoplankton (Joniak i in, 2019). Oprócz rekultywacji całego jeziora pojawiła się ostatnio idea tworzenia dla celów rekreacyjnych kąpielisk w odciętych fragmentach zbiorników i cieków. Kąpieliska takie byłyby wyposażone w system zasilania, oczyszczania i podgrzewania wody (Patent No. 223969, 2016). Potrzeba rekultywacji czy tworzenia wydzielonych kąpielisk jest powiązana z funkcją rekreacyjną zbiorników wodnych. Jeziora bardzo często stanowią o atrakcyjności turystycznej i rekreacyjnej danego obszaru podczas wyboru miejsca letniego wypoczynku. Ze względu na swoją różnorodność charakteryzują się dużym potencjałem rekreacyjnym, nie tylko w strefie przybrzeżnej, ale także na otwartej wodzie. Atrakcyjność jezior związana jest z ogromnym zróżnicowaniem możliwych do uprawiania różnych form rekreacji. Coraz więcej władz samorządowych, zdając sobie sprawę z potencjału turystyczno-rekreacyjnego zbiorników wodnych, inwestuje znaczne środki w poprawę stanu ekologicznego i stworzenie możliwości przywrócenia jeziorom funkcji rekreacyjnych. Taka sytuacja ma też miejsce w przypadku omawianych w niniejszej pracy jezior – Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego. Są to silnie eutroficzne jeziora miejskie, których stan ekologiczny w wyniku znacznej antropopresji - wpływu miasta oraz rolniczego charakteru zlewni, pogarsza się, zmniejszając jednocześnie ich walory rekreacyjne.

1.1 Przedmiot badań i problem badawczy

W dynamice wód jeziornych największe znaczenie ma falowanie wiatrowe, a w przypadku jezior przepływowych także przepływający przez nie ciek. Takie ruchy wody mają wpływ na wiele aspektów funkcjonowania zbiornika, takich jak formowanie się linii brzegowej i sukcesję roślinności przybrzeżnej, mają też znaczenie w kształtowaniu się stref stratyfikacji termicznej oraz wpływają na resuspensję osadów (Choiński, 2007). Poza oczywistym wpływem falowania wiatrowego na przyrodnicze aspekty funkcjonowania jeziora, może ono także warunkować rozwój rekreacji wodnej. Dlatego zaistniała potrzeba stworzenia pracy, której przedmiotem badań jest ruch wody wywołany działaniem wiatru w szczególnie podatnych płytkich jeziorach polimiktycznych, opracowany na przykładzie jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego. Obydwa jeziora są ponadto zbiornikami przepływowymi, co oczywiście wpływa na ich funkcjonowanie. Niniejsza praca ma przybliżyć odpowiedź na pytania, czy parametry fizyczne i chemiczne ulegają takim samym zmianom przestrzennym w wyniku mieszania się wód spowodowanego działaniem wiatru oraz czy istnieje jakiegokolwiek zróżnicowanie przestrzenne poszczególnych parametrów fizykochemicznych w obrębie

zbiornika? Jeżeli takie zróżnicowanie istnieje, to czy pozioma i pionowa cyrkulacja wód ma na nie wpływ? Do zbiorników przepływowych rzeka doprowadza wody o innym składzie chemicznym i innych parametrach fizycznych, w związku z czym praca ma dać również odpowiedź na pytanie jaki jest zasięg przestrzenny rzeki w jeziorze? Celem pracy jest określenie przestrzennej zmienności prędkości i kierunku ruchu wody w polimiktycznych jeziorach przepływowych, z uwzględnieniem falowania wiatrowego i przepływającego cieku, skorelowane z przestrzennym rozkładem wybranych parametrów fizykochemicznych. Do tego celu zostało określonych kilka zadań badawczych. Pierwszym z nich jest określenie intensywności mieszania poprzez wyznaczenie pionowego i poziomego zasięgu falowania wiatrowego oraz określenie jego charakterystyki, tj. zmienności wartości i kierunków ruchu wody. Kolejnym zadaniem jest próba skorelowania ruchu wody z przestrzennym zróżnicowaniem wybranych parametrów fizykochemicznych, takich jak m.in. mętność, temperatura, stężenie związków chemicznych. Trzecie zadanie ma charakter aplikacyjny i polega na szerszym rozpoznaniu możliwości stosowania akustycznej metody dopplerowskiej do badań limnologicznych, nie tylko w celu określania prędkości prądów cyrkulacyjnych, ale również w celu określenia przestrzennego rozkładu mętności wody.

1.2 Przegląd literatury

Istnieje wiele opracowań naukowych dotyczących jezior, zwłaszcza w kontekście ich genezy i funkcjonowania. Przyjęcie limnologii jako odrębnej dyscypliny nauki jest zasługą Francois-Alphonse'a Forela, szwajcarskiego lekarza i przyrodnika, badacza Jeziora Genewskiego, uważanego za prekursora nowoczesnej limnologii (Więckowski, 2009; Lange, 1993). Zarys historii badań jezior w Polsce wyczerpująco prezentuje Choiński (2007). Współczesna limnologia jest nauką zajmującą się jeziorami w kontekście ich właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych, więc zakres badań dotyczących jezior jest bardzo szeroki i powiązany z wieloma dziedzinami nauki (hydrologią, biologią, chemią, fizyką). Limnologia porusza zagadnienia między innymi bilansu wodnego, chemizmu wód, ustroju termicznego, sedymentacji osadów, a także procesów dotyczących cyrkulacji i falowania wody. Często limnologia bywa utożsamiana z hydrobiologią, ale takie określenie może zawężać faktyczny zakres poruszanej w limnologii problematyki.

Literaturę wykorzystaną w niniejszej pracy stanowią między innymi liczne książki, artykuły, instrukcje, mapy z komentarzami, akty prawne, które można podzielić na kilka kategorii:

- geneza i funkcjonowanie jezior - w tej kategorii szczególną uwagę należy zwrócić na opracowania Choińskiego (2006, 2007), Kajaka (1979, 1998), Sobolewskiego (2014), Skowrona (1990, 2010, 2010, 2011).

- ruchy wód - to zagadnienie jest szczegółowo opisane w książce Perry'ego i Walkera (1982), ponadto w opracowaniach Okulanisa (1965, 1976, 1981) oraz wielu anglojęzycznych artykułach naukowych. Cenne źródło informacji stanowią także obszerne materiały instruktażowe dotyczące użytego podczas badań sprzętu oraz oprogramowania (*WinRiver Software User's Guide*, 2016), (*Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation. A Practical Primer*, 2011).

- chemizm wód – omawiany szeroko w książkach Dojlido (1995), O'Neill (1997) czy Lamperta i Sommera (1996).

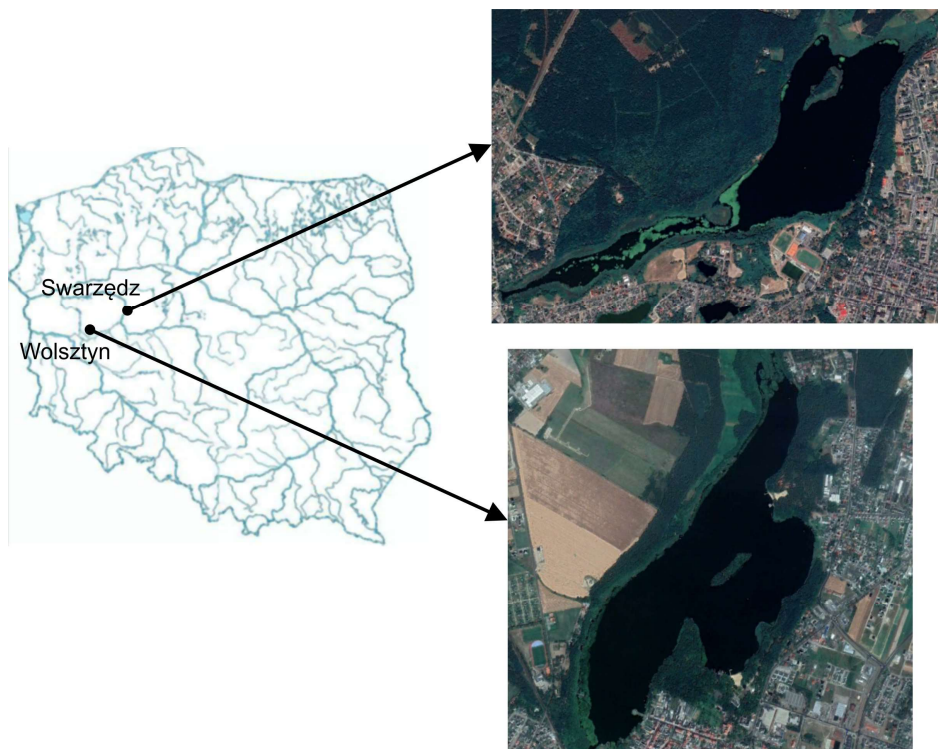
- literatura dotycząca badanego obszaru – niezbędne informacje o Jeziorze Swarzędzkim uzyskano przede wszystkim z książek i artykułów Gołdyna (Gołdyn i Grabia, 1998; Gołdyn i in., 2005; Gołdyn i Mastynski, 1998; Kowalczevska-Madura i Gołdyn, 2006; Szyper i in., 1994; Gołdyn i in., 2012), a o Jeziorze Wolsztyńskim głównie z opracowań Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego w Olsztynie (Dunalska, 2016).

2 CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

2.1 Położenie administracyjne

Jeziro Swarzędzkie znajduje się na terenie miejsko-wiejskiej gminy Swarzędz w powiecie poznańskim, w centralnej części województwa wielkopolskiego. Gmina od zachodu graniczy z miastem Poznań i należy do aglomeracji poznańskiej, dla której stanowi przede wszystkim zaplecze mieszkaniowe. W ostatnich latach wzrasta dość intensywnie liczba mieszkańców gminy, zauważalny jest także rozwój gospodarczy i przemysłowy. Nie pozostaje to bez wpływu na środowisko przyrodnicze, które jest na tym obszarze silnie przekształcone antropogenicznie (Mazurczak, 2015). Jezioro Swarzędzkie od wschodu oraz południa przylega niemal bezpośrednio do zabudowy mieszkaniowej Swarzędza, natomiast zachodni brzeg jeziora graniczy z niewielkim kompleksem leśnym. Na południowy zachód od zbiornika znajduje się poznańskie osiedle Zieliniec, a na północnym zachodzie miejscowość Gruszczyn.

Drugie z badanych jezior, Jezioro Wolsztyńskie, znajduje się na terenie miejsko-wiejskiej gminy Wolsztyn, należącej do powiatu wolsztyńskiego. Obszar ten jest usytuowany w zachodniej części województwa wielkopolskiego. Zauważalny jest niewielki wzrost liczby ludności na obszarach wiejskich gminy (Walkowiak, 2015). Jezioro Wolsztyńskie od wschodu oraz południa przylega do zabudowy mieszkaniowej, od zachodu z gruntami rolnymi, natomiast od północy z niewielkim kompleksem leśnym. Na południu i południowym wschodzie brzeg jeziora graniczy z miastem Wolsztyn, na północnym zachodzie z miejscowością Karpicko, na północy z miejscowością Nowe Tłoki, od zachodu z Chorzeminem.



Ryc. 1. Lokalizacja jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego w Polsce

2.2 Położenie fizycznogeograficzne

Badany obszar według dziesiętnego podziału regionalnego Europy wykonanego przez Kondrackiego (Kondracki, 1977) należy do prowincji Niż Środkowoeuropejski (31), podprowincji Pojezierza Południowo-bałtyckie (315). Podprowincja ta leży w granicach zasięgu ostatniego zlodowacenia, co widoczne jest w typach krajobrazu i odzwierciedla się w cechach geomorfologicznych, hydrograficznych i glebowych. Obszar należy do makroregionu Pojezierze Wielkopolskie (315.5), znajdującego się na wschód od Bruzdy Zbąszyńskiej, pomiędzy dolinami Wisły, Noteci i Warty na północy i Obry na południu (Kondracki, 1977).

Jeziro Swarzędzkie znajduje się w północno-zachodniej części mezoregionu Równina Wrzesińska (315.56), który od zachodu graniczy z Poznańskim Przełomem Warty (315.52), a od północy z Pojezierzem Gnieźnieńskim(315.54). Jak podaje Kondracki, równina jest prawie bezjeziorna (Kondracki, 2009). Według podziału geomorfologicznego Niziny Wielkopolskiej obszar ten należy do regionu Wysoczyzna Gnieźnieńska (IX) i subregionu Równina Średzka (IX₁) (Krygowski, 1961).

Jeziro Wolsztyńskie, znajdujące się na południowo-zachodnim krańcu makroregionu Pojezierze Wielkopolskie, należy do mezoregionu Pojezierze Poznańskie (315.51), który ze względu na swoje rozmiary i zróżnicowanie, został podzielony na osiem mikroregionów. Samo Jezero Wolsztyńskie znajduje się na południowym skraju mikroregionu Równina

Nowotomska (315.511). Obszar całej gminy natomiast położony jest na granicy kilku mezoregionów – oprócz wspomnianego Pojezierza Poznańskiego są to Kotlina Kargowska (315.62), Dolina Środkowej Obry (315.63) oraz niewielki fragment Równiny Kościańskiej (315.83) (Kondracki, 2009). Według podziału geomorfologicznego Niziny Wielkopolskiej obszar ten należy do regionu Wysoczyzna Poznańska (VIII) i subregionu Równina Nowotomska (VIII₂) (Krygowski, 1961).



Ryc. 2. Położenie fizyczno-geograficzne jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego (Kondracki i Richling, Regiony fizycznogeograficzne w: Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, 1994)

2.3 Ukształtowanie powierzchni terenu

Nizina Wielkopolska jest płaskim obszarem, którego wysokość tylko w nielicznych miejscach przekracza 200 m n.p.m. Z analizy mapy hipsometrycznej wynika, że najbardziej typową wysokością tego obszaru jest wysokość 50 – 150 m, co stanowi blisko 93% całej powierzchni. Zróżnicowanie rzeźby terenu jest głównie efektem działalności wód plejstocénskich i akumulacji przez lądolód (Krygowski, 1961).

Równina Wrzesińska, na której znajduje się Jezioro Swarzędzkie, położona jest na południe i zachód od zasięgu poznańskiej fazy zlodowacenia północnopolskiego. Obszar ten jest prawie bezjeziorny (Kondracki, 2009). Rzeźba terenu gminy Swarzędz charakteryzuje się niewielkimi wzniesieniami i prawie w całości leży na Równinie Wrzesińskiej, tylko północny jej fragment należy już do mezoregionu Pojezierze Gnieźnieńskie. Na terenie gminy znajdują się sandry, ozy, rynny glacialne oraz wysoczyzna morenowa. W dość płaskim krajobrazie okolic Jeziora Swarzędzkiego wyraźnie zaznacza się głęboko wcięta dolina Cybiny. Spadki krawędzi tej doliny dochodzą do 10%, a jej szerokość na tym terenie wynosi 500 – 800 m i jest to najszerszy jej fragment. Zorientowana jest wzdłuż osi NE-SW (Gołdyn i in., 2005). Z analizy

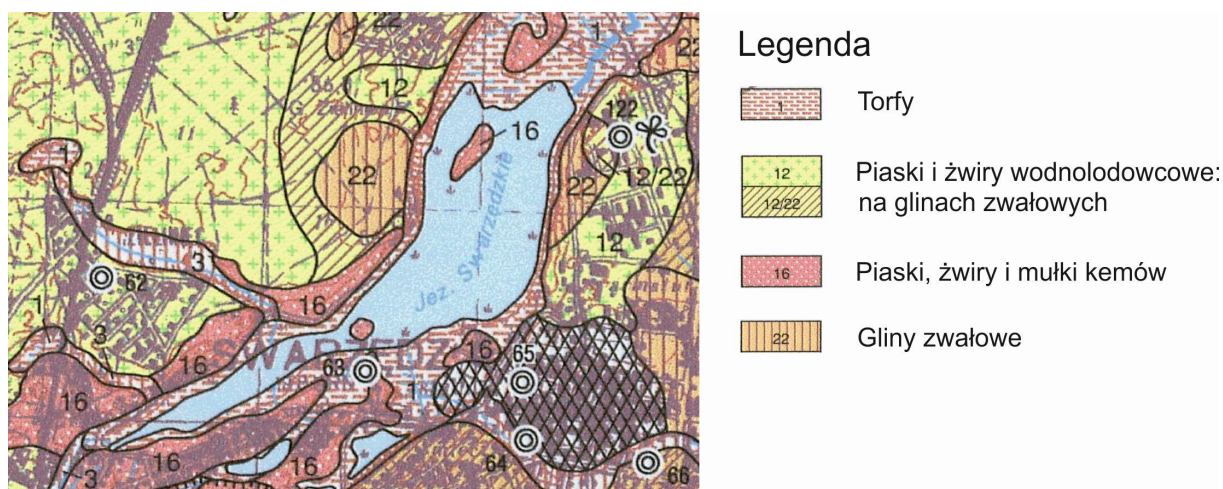
mapy geomorfologicznej Niziny Wielkopolskiej (Krygowski, 1953) wynika, że dolina na wysokości Jeziora Swarzędzkiego styka się z płaską wysoczyzną morenową, od północnego wschodu z wysoczyzną morenową falistą, a od zachodu z równiną sandrową.

Równina Nowotomska, na której znajduje się Jezioro Wolsztyńskie, jest sandrem poznańskiej fazy zlodowacenia północnopolskiego, obniżającym się z około 100 m n.p.m. w północnej części, do 60 – 80 m n.p.m. na południu. Zgodnie z tym kierunkiem płyną do Obry Czarna Woda, Szarka i Dojca. Na równinie występują wydmy. Jezior na tym obszarze jest niewiele, największe z nich to Jezioro Berzyńskie na południe od Wolsztyna oraz opisywane w tej pracy Jezioro Wolsztyńskie (Kondracki, 2009). Na omawianym terenie Równinę Nowotomską rozcina wzdłuż osi N-S dolina Dojcy i rynna glacialna, w obrębie której położone są przepływowe jeziora Berzyńskie i Wolsztyńskie (Wrzeński, 2001). Z analizy mapy geomorfologicznej Niziny Wielkopolskiej (Krygowski, 1953) wynika, że Jezioro Wolsztyńskie leży w terasie zalewowej dennej, powstałej w wyniku działalności wód roztopowych lodowca. Od wschodu i zachodu obszar ten styka się z wysoczyzną morenową płaską, natomiast na północnym wschodzie z równiną sandrową.

2.4 Budowa geologiczna

W oligocenie obecny obszar okolic Jeziora Swarzędzkiego znajdował się w strefie płytkiego zalewu morskiego. Na starszym, mezozoicznym podłożu rozpoczęła się wówczas sedymentacja osadów piaszczystych, głównie w zagłębieniach (Cincio, 1996a). Następnie w miocenie pozostałe jeszcze zagłębienia zostały zniwelowane przez sedymentację materiału piaszczystego, mułkowego i organicznego pochodzenia lądowego, limnicznego i bagiennego. Pod koniec miocenu rozpoczęła się sedymentacja szarych iłów. W ostatniej fazie trzeciorzędu, w pliocenie, obszar ten stanowił rozległy zbiornik wody stojącej, w którym następowała sedymentacja materiałów ilastych. W początkach plejstocenu, po zaniknięciu zbiornika, wytworzyła się falista wysoczyzna, którą przecinała głęboka dolina (Cincio, 1996a). W czasie zlodowacenia południowo-polskiego obszar został pokryty osadami glacialnymi, głównie glinami. Osady te, wskutek denudacji, w okresie interglacjału mazowieckiego odsłoniły utwory plioceńskie na wysoczyznach. Poszerzyła się też wtedy dolina kopalna, która została wypełniona osadami rzecznyymi o miąższości od 20 do 30 m (Cincio, 1996a). Kolejne zlodowacenie, środkowo-polskie, pokryło ten obszar znaczną warstwą glin zwałowych, tworząc wysoczyzny przykrywające dotychczas wytworzone formy. W okresie następnego interglacjału, eemskiego, osadziło się niewiele utworów bagiennych i jeziornych. Zlodowacenie północno-polskie miejscami pokryło obszar kilkumetrową warstwą glin, nie

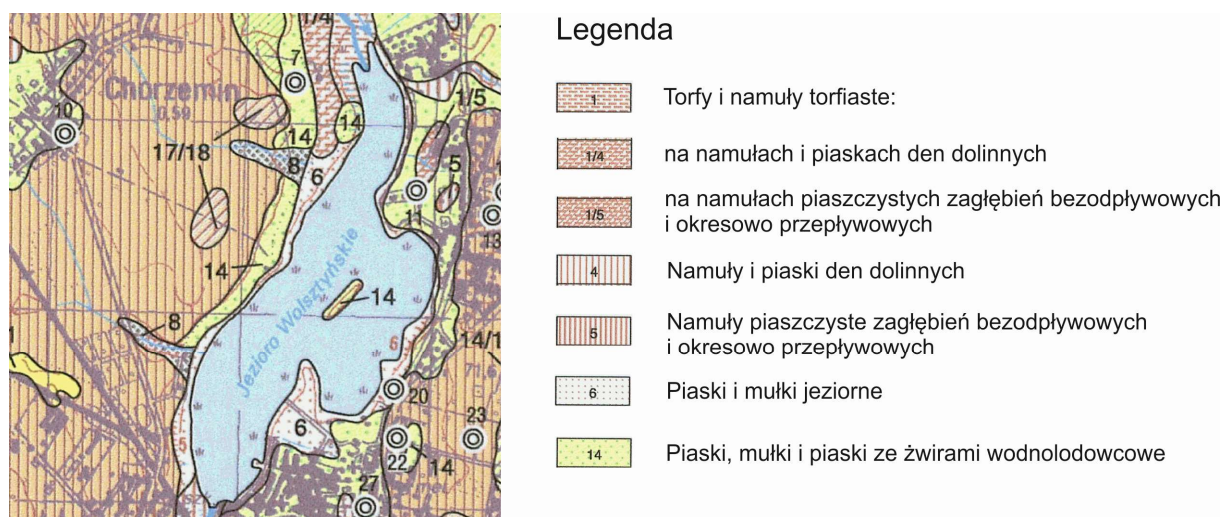
przykrywając całkowicie dawnej rzeźby. Wytworzyła się wtedy głęboka rynna subglacialna rzeki Cybiny, odprowadzająca wody w kierunku południowo zachodnim do obniżenia Warty. W holocenie nastąpiło wypełnianie rynny osadami jeziornymi, bagiennymi i rzecznyymi (Cincio, 1996a). Jezioro Swarzędzkie otoczone jest przez osady torfowe, których najwięcej jest od strony północnej przy dopływie Cybiny. Za tymi osadami od wschodu i zachodu występują piaski i żwiry wodnolodowcowe z poznańskiej fazy zlodowacenia, także starszych na glinach zwałowych oraz nieprzykryte gliny zwałowe z leszczyńskiej fazy zlodowacenia. Na południe i południowy zachód od jeziora występują piaski, żwiry i mułki kemów (Cincio, 1996b).



Ryc. 3. Budowa geologiczna okolic Jeziora Swarzędzkiego (Cincio, 1996b)

Najstarszymi skałami nawierconymi w okolicach Wolsztyna są utwory czerwonego spągowca. Osadów pochodzących z jury i kredy nie stwierdzono w wykonanych wierceniach (Jodłowski, 2003). Osady trzeciorzędowe zaczęły akumulować na tym obszarze w paleogenie w rozległym zbiorniku epikontynentalnym. W oligocenie powolne obniżanie się terenu spowodowało zalewanie powierzchni lądu przez morze i sedymentację osadów. Następnie w wyniku ruchów podnoszących powstał zbiornik śródlądowy, w którym w miocenie akumulowały się osady pochodzenia lądowego. Zbiornik ten zaniknął pod koniec pliocenu, w wyniku stopniowego podnoszenia się terenu (Jodłowski, 2003). W plejstocenie, podczas zlodowacenia południowopolskiego głównym czynnikiem wywołującym zmiany morfologiczne była oczywiście działalność lądolodu. Nastąpiło pogłębienie istniejących dolin oraz wyerodowanie nowych rynien subglacialnych, wypełnionych głównie przez gliny zwałowe. Interglacjał mazowiecki odsłonił w wyniku procesów denudacyjnych utwory trzeciorzędowe. Następnie w okresie zlodowacenia środkowopolskiego lądolód dwukrotnie objął ten obszar, niszcząc utwory poprzedniego zlodowacenia. Osady z tego zlodowacenia zajmują większą część pomawianego obszaru, a zachowały się głównie w postaci odrębnych

poziomów glin zwałowych oraz utworów zastoiskowych i wodnolodowcowych. Współczesną rzeźbę terenu uformowało kolejne zlodowacenie, rozcinając wysoczyzny morenowe i tworząc rynny subglacjalne. Jedną z takich rynien zajęła dolina rzeki Dojcy oraz jeziora Wolsztyńskie i Berzyńskie. W holocenie rozpoczęła się akumulacja osadów rzecznych, głównie drobnoziarnistych piasków i namulów, a także osadów jeziornych – torfów i gytii (Jodłowski, 2003). Jezioro Wolsztyńskie otoczone jest głównie przez osady piasków i mułków jeziornych. Od północy, przy dopływie Dojcy, występują torfy i namuły torfiaste. Od zachodu i wschodu, za otoczką z utworów jeziornych, występują wodnolodowcowe piaski, mułki i piaski ze żwirami, za którymi na ogół rozciągają się gliny zwałowe. Od południowego zachodu za piaskami i mułkami jeziornymi występują gliny zwałowe, od południa namuły i piaski den dolinnych (Jodłowski, 2004).



Ryc. 4. Budowa geologiczna okolic Jeziora Wolsztyńskiego (Jodłowski, 2004)

2.5 Gleby

W gminie Swarzędz przeważają gleby średniej i słabej jakości. Gleby klas III i IV stanowią 75% udziału w strukturze bonitacyjnej gleb. Użytki zielone cechują się glebami z kompleksu 3z, słabymi i bardzo słabymi, opartymi na torfach niskich i silnie zakwaszonymi (Mazurczak, 2015). Z analizy mapy glebowo-rolniczej widać, że w bezpośrednim sąsiedztwie Jeziora Swarzędzkiego od północy występują użytki zielone słabe i bardzo słabe na glebach torfowych, murszowo-torfowych i mułowo-torfowych, od południa i południowego wschodu użytki zielone słabe i bardzo słabe na glebach murszowo-mineralnych piaszczystych, od wschodu (bardzo mały obszar) i zachodu lasy, od południowego zachodu tereny zabudowane (Kern i Pecio, 1983a).

W gminie Wolsztyn przeważają gleby średniej lub niskiej jakości, brunatne i bielcowe, wytworzone z glin i piasków gliniastych. Lokalnie w sąsiedztwie dolin i cieków mogą występować czarne ziemie. Niespełna 40% gruntów ornych stanowią chronione gleby klasy III i IV, a tylko 6% gleby wysokich klas bonitacyjnych – IIIa i IIIb (Walkowiak, 2015). Z analizy mapy glebowo-rolniczej widać, że na północno zachodnim brzegu Jeziora Wolsztyńskiego występują użytki zielone słabe i bardzo słabe, na glebach torfowych i murszowo-torfowych, na środkowo zachodnim lasy, na południowo zachodnim kompleks żytni słaby, na glebach piaszkowych różnych typów genetycznych. Od wschodu jezioro otaczają kompleksy żytnie bardzo słabe na glebach piaszkowych oraz niewielkie kompleksy leśne, a od południa tereny zabudowane (Kern i Pecio, 1983b).

2.6 Warunki klimatyczne

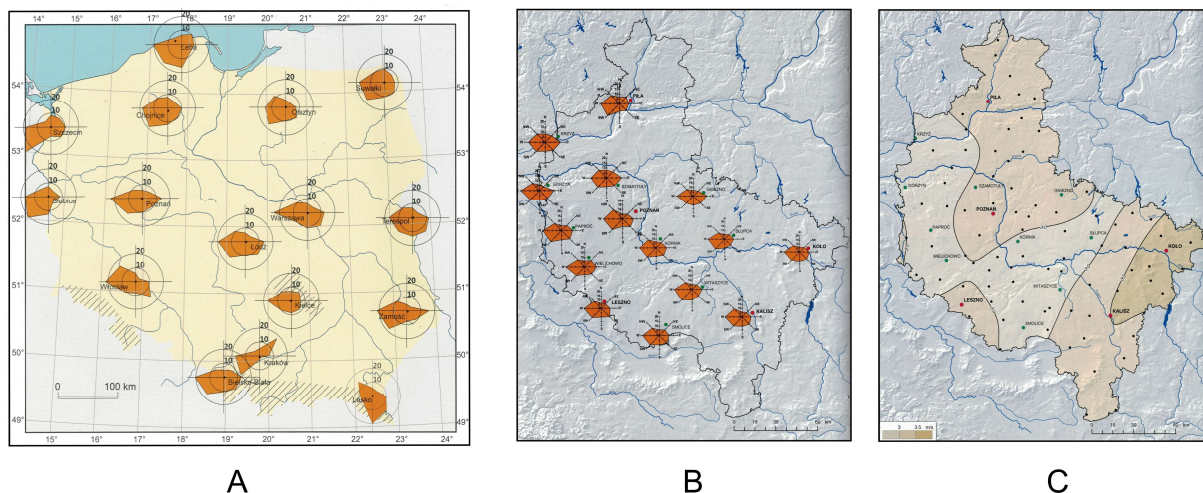
Według podziału Niziny Wielkopolskiej na regiony klimatyczne Jezioro Swarzędzkie leży w regionie XV – Środkowowielkopolskim (A. Woś, 1996). W porównaniu z innymi regionami istnieje tu większe prawdopodobieństwo wystąpienia dni z pogodą bardzo ciepłą a jednocześnie pochmurną i bez opadów. W porównaniu z regionami przyległymi, nieco częściej występują tu dni z pogodą bardzo chłodną, jednocześnie z dużym zachmurzeniem i opadami (A. Woś, 1994).

Jezioro Wolsztyńskie pod względem podziału klimatycznego znajduje się w regionie XIV – Lubuskim (A. Woś, 1996). Region ten cechuje największa liczba dni z pogodą ciepłą. Jednocześnie wyróżnia się on najmniejszą liczbą dni bez opadu oraz największa średnia liczba dni z opadem. Dniom ciepłym częściej niż w innych regionach towarzyszy też pogoda pochmurna i opad (A. Woś, 1994).

Średnie roczne ciśnienie atmosferyczne wynosi około 1005 hPa, przy czym maksymalne dobowe wartości mogą przekroczyć 1035 hPa, a najniższa wartość dobową może spaść do 958 hPa. Najwyższe ciśnienie jest notowane na przełomie lutego i marca oraz we wrześniu, październiku i w pierwszej połowie listopada.

Kierunki wiatru zależą w głównej mierze od kierunku przemieszczających się mas powietrza i ukształtowania powierzchni terenu. Na Nizinie Wielkopolskiej są one w niewielkim stopniu modyfikowane przez rzeźbę terenu. W ciągu roku najczęściej występują wiatry z kierunku zachodniego i południowo zachodniego, najrzadziej natomiast z północy i północnego wschodu. Częstość występowania poszczególnych kierunków wiatru zależy też w pewnym stopniu od pory roku. Zróżnicowanie przestrzenne prędkości wiatru jest dla całej Niziny Wielkopolskiej niewielkie. Najczęściej występują wiatry bardzo słabe (do 2 m/s) i słabe

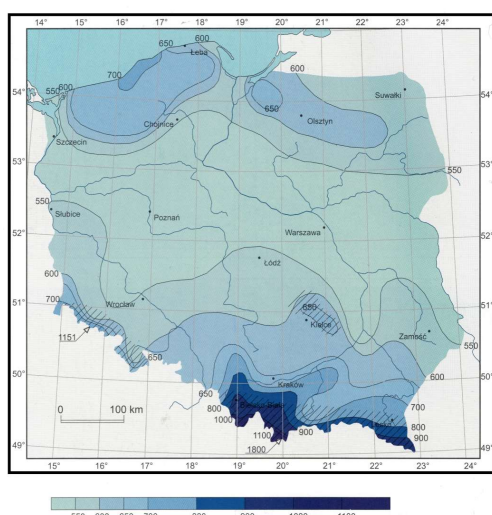
(2 – 5 m/s). Wiatry silne (10 – 15 m/s) i bardzo silne (powyżej 15 m/s) obserwowane są sporadycznie. Należy też zwrócić uwagę na czas trwania wiatru. Największą trwałość mają wiatry o umiarkowanych prędkościach (5 – 7 m/s), najkrócej utrzymują się cisze (A. Woś, 1994).



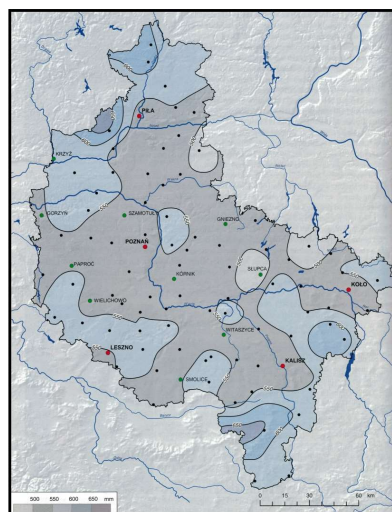
Ryc. 5. Rozkład kierunków i siła wiatru: A – procentowy rozkład kierunków wiatru w Polsce, B – procentowy rozkład kierunków wiatru w województwie wielkopolskim, C – średnia roczna prędkość wiatru w województwie wielkopolskim [m/s] (Farat, 2004; Lorenc, 2005)

Analizując średnie temperatury powietrza na Nizinie Wielkopolskiej, można zaobserwować pewne przestrzenne zróżnicowanie tego parametru. Najwyższe średnie roczne temperatury powietrza występują w zachodniej i południowo zachodniej części regionu. Średnia roczna temperatura w okolicach Jeziora Wolsztyńskiego wynosi około 8,1°C a w okolicach Jeziora Swarzędzkiego 8,0°C (A. Woś, 1994).

W porównaniu z innymi regionami Polski, Nizina Wielkopolska jest obszarem deficytowym w wodę, co jest związane ze względnie małymi sumami opadów rocznych. Wahają się one między 500 a 600 mm. Największa suma opadów występuje w miesiącach letnich, od czerwca do sierpnia, ale nie wynika to z częstości występowania opadów, ale z ich natężenia. Częstsze, ale mniej intensywne opady notowane są późną jesienią i zimą (A. Woś, 1994).



A



B

Ryc. 6. Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych: A - w Polsce, B - w województwie wielkopolskim [mm] (Farat, 2004; Lorenc, 2005)

2.7 Szata roślinna

Ukształtowanie terenu jest jednym z czynników wpływających na rozmieszczenie roślin. Dla krainy Wielkopolsko-Kujawskiej charakterystyczne są sosny, naturalnie nie występują tu jodła i świerk. Dość nielicznie rosną drzewa liściaste – dęby, lipy, wiązy i klony, a lasy łąkowe, związane z dolinami rzecznyymi, występują obecnie dość rzadko (Szafer i Zarzycki, 1977).

W dolinie Cybiny występuje 750 gatunków roślin kwiatowych oraz 20 gatunków zarodnikowych. Spośród nich najliczniejszą grupę stanowią rośliny kwiatowe okrytozalążkowe, zwłaszcza dwuliścienne. Dominują hemikryptofity, czyli rośliny naziemnopąkowe, drugą najliczniejszą grupę stanowią terofity, czyli rośliny jednoroczne. Gatunki charakterystyczne dla siedlisk wodnych i podmokłych stanowią około 14% ogólnej flory. Oprócz zbiorowisk zaroślowych, leśnych i łąkowych w dolinie Cybiny istnieje wiele zbiorowisk roślin związanych ze środowiskiem wodnym, do których zaliczamy:

- zbiorowiska roślin unoszących się na powierzchni wody (np. różne gatunki rzęsy)
- zbiorowiska roślinności zanurzonej (ramienica, rdestnica, moczarka kanadyjska, rogatek i inne)
- zbiorowiska roślin o liściach pływających (grzybień biały, grązel żółty, rdestnica pływająca)
- roślinność szuwaru właściwego (oczeret jeziorny, pałka wąsko- i szerokolistna, jeżogłówka, trzcina pospolita, tatarak i inne)

- roślinność szuwaru turzycowego (szalej, różne gatunki turzyc, zachylnik błotny, kasaciec żółty i inne) (Gołdyn i in., 2005).

W gminie Wolsztyn wskaźnik lesistości wynosi blisko 37%. W kompleksach leśnych zdecydowanie dominuje bór sosnowy pochodzący z nasadzeń w miejscach dawnych lasów liściastych i mieszanych. Nieco bardziej urozmaicone lasy mieszane porastają terasy akumulacyjno-erozyjne w pradolinie. W dolinach rzek i cieków oraz w zagłębieniach terenu występują olsy właściwe i olsy jesionowe, a jedynie lokalnie w niektórych obniżeniach powierzchni terasowych bory z urozmaiconym runem, charakterystycznym dla środowisk wilgotnych. Oprócz zbiorowisk leśnych, na terenie gminy występują także zbiorowiska łąkowe, zaroślowe oraz wodne i bagienne. Z tych ostatnich szczególnie cenne są torfowiska, należące do największych w Polsce. Na uwagę zasługuje przejściowe torfowisko „Chorzemińskie Bagno”, objęte ochroną rezerwatową, a także torfowisko wysokie „Rosiczka” na północ od Świętna oraz torfowisko nad Kanałem Wroniawskim. Spośród wszystkich roślin występujących na terenie gminy Wolsztyn, zidentyfikowano 29 gatunków objętych ochroną ścisłą oraz 21 ochroną gatunkową (Mikołajczak, 2006 w: Walkowiak, 2015). W zbiorowiskach roślin wodnych i bagiennych najczęściej spotykane są grzybień biały, grązel żółty, wywłócznik, trzcina pospolita, pałki wodne, strzałka wodna, oczeret jeziorny i wysokie turzyce (Brzeg i Wojterska, 1996 w: Mikołajczak, 2006).

2.8 Świat zwierzęcy

Dolina Cybiny obfituje w różnorodne gatunki zwierząt, nie tylko pospolitych, ale także rzadkich i zagrożonych w skali Wielkopolski, kraju, a nawet Europy (Gołdyn i in., 2005). Najliczniejszą grupę stanowią bezkręgowce, w tym roztocze, pająki (m.in. chroniony gatunek tygrzyk paskowany), mięczaki, owady i wije. Mięczaki są szczególnie licznie reprezentowane przez ślimaki wodne i małże. Stwierdzono tu obecność 82% fauny Wielkopolski (Włosik-Bieńczak, 1992, 1994, 1997 w: Gołdyn i in., 2005). Jeden gatunek ślimaka lądowego oraz trzy gatunki małży są objęte ochroną. Na podstawie badań ichtiologicznych obejmujących przede wszystkim dolny bieg Cybiny oraz jeziora i zbiorniki zaporowe, ustalono listę gatunków ryb tam żyjących (Gołdyn i Mastyński, 1998; Mastyński, 1984; Mastyński i Klimaszyk, 1994; Szyper i in., 1994 w: Gołdyn i in., 2005). Są to typowe i pospolite gatunki, charakterystyczne dla zbiorników słodkowodnych. Płazy są dość licznie reprezentowane przez kilka gatunków żab i jeden gatunek ropuchy, natomiast z gadów powszechne są jaszczurka zwinka i zaskroniec, mniej licznie występuje padalec. Wszystkie płazy i gady są objęte ochroną gatunkową (Gołdyn i in., 2005). Podczas badań awifauny doliny Cybiny potwierdzono występowanie 121 gatunków

ptaków (110 lęgowych i 11 zalatujących), czyli blisko 60% wszystkich gatunków w Wielkopolsce. Ochronie prawnej podlegają w zasadzie wszystkie (106 ochronie ścisłej, 4 częściowej), a 31 z występujących tu gatunków jest wymienione w Załączniku I Dyrektywy Ptasiej, w związku z czym ich siedliska podlegają ochronie w sieci Natura 2000 (Mazurczak, 2015). Do bardzo cennych i rzadkich gatunków, objętych bezwzględną ochroną i całkowitym zakazem płoszenia i niepokojenia, należą żerujący w dolinie Cybiny bocian czarny i zalatujący rybołów. Spośród ssaków stwierdzono występowanie 31 gatunków, 14 objętych ochroną prawną, w tym 8 ścisłą. Mimo ekspansji budownictwa mieszkaniowego i regulacji brzegów, w samym tylko poznańskim odcinku Cybiny zarejestrowano aż 19 gatunków ssaków (Śliwa i Jackowiak, 2002 w: Gołdyn i in., 2005).

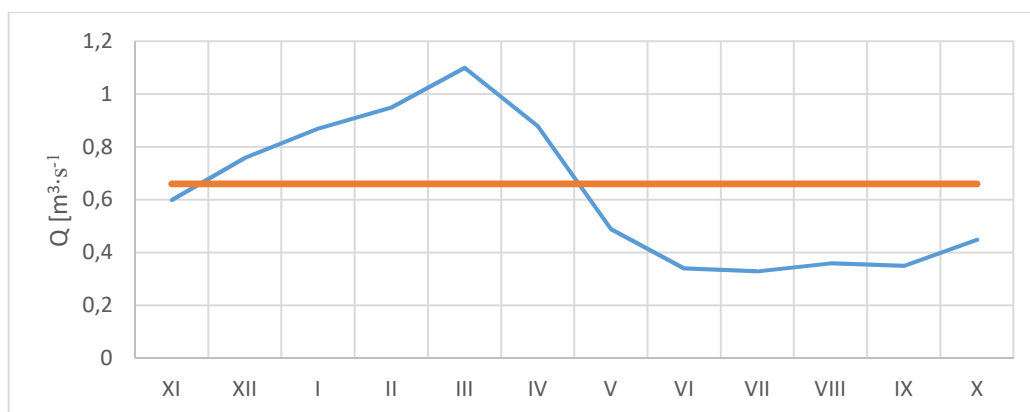
Fauna w gminie Wolsztyn jest typowa dla nizinnych obszarów Polski. Spośród dużej różnorodności bezkręgowców 11 gatunków objętych jest ścisłą ochroną gatunkową. Oprócz pospolitych gatunków ryb występują także 3 objęte ochroną: kiełb białopłetwy, śliz i pocierniec. Płazy są dość licznie reprezentowane przez żaby i ropuchy (8 gatunków chronionych), z gadów stwierdzono występowanie jaszczurki zwinki, padalca zwyczajnego, żmii zygzakowatej i zaskrońca (wszystkie wymienione pod ochroną). Spośród ssaków licznie występujących w zróżnicowanych biotopach gminy Wolsztyn, aż 15 gatunków objęto ochroną. Najdokładniej rozpoznaną grupą zwierząt na tym obszarze jest niewątpliwie tutejsza awifauna, niemal w całości (78 gatunków) objęta ochroną. Odnotowano tu występowanie gatunków zagrożonych w skali europejskiej, m. in. rybitwa czarna, zielonka, błotniak stawowy, kania czarna, lelek, zimorodek (Mikołajczak, 2006).

2.9 Wody powierzchniowe

Zdecydowana większość jezior w Polsce, podobnie jak jest to widoczne w krajobrazie Islandii (Andrzejewski, 2018), to jeziora polodowcowe. Mają one swój początek w plejstocenie, kiedy to znaczne obszary północnej i środkowej Europy (w tym Polski) pokrywały lądolody. Działalność lądolodu powodowała powstawanie różnych typów jezior, wśród których należy rozróżnić przede wszystkim jeziora: rynnowe, morenowe (moreny dennej i czołowej) i wytopiskowe. Rozmieszczenie tych jezior w Polsce jest ściśle związane z zasięgiem kolejnych zlodowaceń. Natomiast jeziora w pasie wyżyn występują znacznie rzadziej i mają na ogół swą genezę w holocenie. Przykłady takich zbiorników stanowią niewielkie jeziora eoliczne w rejonie Świętego Krzyża (Choiński i Zieliński, 2020) czy też jeziora krasowe na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim oraz niewielkie jeziorka krasowe w Lasach Golejowskich koło Staszowa (Zieliński, 2008). Także jeziora przymorskie

(przybrzeżne) i rzeczne (starorzecza) są młodsze od polodowcowych, gdyż powstawały w okresie holocenu (Choiński, 2007). Dziś historia funkcjonowania jezior jest zapisana w osadach jeziornych, które są niezastąpionym „naturalnym archiwum” pozwalającym śledzić przemiany środowiska przyrodniczego w skali lokalnej i regionalnej, a także mogą dostarczyć wielu cennych informacji o przyczynach tych zmian (Borówka, 2007). Oba jeziora objęte w tej pracy badaniami, są jeziorami polodowcowymi, a ich podstawowe cechy oraz parametry morfometryczne zostały przedstawione poniżej.

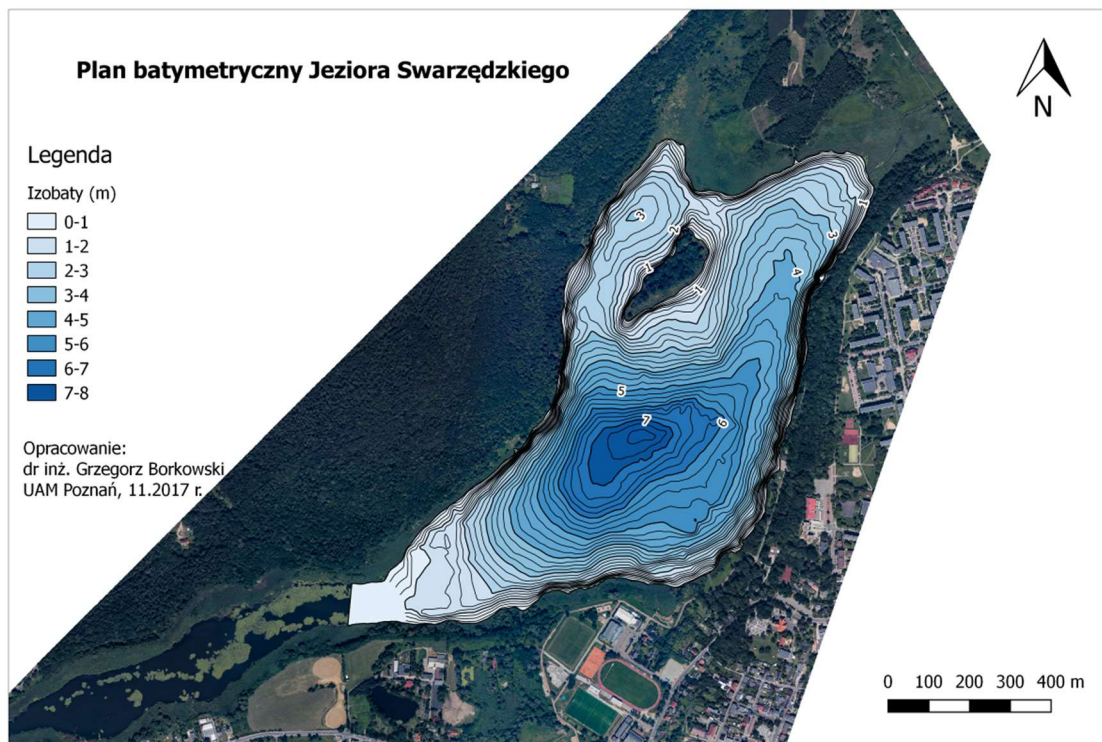
Ze względu na potrzebę zarządzania i gospodarowania wodami, wody dzieli się na jednolite części wód, uwzględniając wody powierzchniowe (JCWP) i podziemne (JCWPd) (*Ustawa Prawo wodne z dnia 20 lipca 2017*). Do JCWP zalicza się jeziora (lub inne naturalne zbiorniki wodne), sztuczne zbiorniki wodne, strugi, strumienie, potoki, rzeki, kanały lub ich części oraz wody morskie. Na terenie gminy Swarzędz wyznaczono 6 jednolitych części wód płynących, a jedyną wydzieloną część wód jeziornych stanowi Jezioro Swarzędzkie. Przez zbiornik ten przepływa rzeka Cybina, której zlewnię, według podziału hydrograficznego Polski, wyznacza topograficzny dział wodny III rzędu (Czarnecka, 1983). Powierzchnia zlewni wynosi 195,5 km², a długość cieką około 41 km (Gołdyn i Grabia, 1998). Cybina jest prawym dopływem Warty. Swój bieg rozpoczyna w miejscowościach Siedleczek i Nekiłka (Gołdyn i Grabia, 1998). W wahaniach stanu wód obserwowany jest jeden okres wznosu i jedna niżówka, związane z sezonowością ich zasilania i charakterystyczne dla śnieżno-deszczowego reżimu zasilania. Maksymalne stany mają miejsce w okresie wiosennym, z reguły w marcu, a od czerwca do listopada utrzymują się stabilne niżówki. Omawiany obszar leży w strefie najniższych odpływów w Polsce, co wynika z niedoboru opadów i małej zdolności retencyjnej obszaru (Ziętkowiak, 2001).



Ryc. 7. Średnie miesięczne i średni roczny przepływ dla Cybiny w latach 1976-1980 (Ziętkowiak, 2001)

Jak wynika z raportu Głównego Inspektoratu Ochrony Środowiska, w latach 2017 i 2018 stan chemiczny wód Cybiny określony był jako stan poniżej dobrego, a ogólny stan JCWP jako zły (["http://www.gios.gov.pl/pl/stan-srodowiska/monitoring-wod,"](http://www.gios.gov.pl/pl/stan-srodowiska/monitoring-wod) 2020). Według danych Raportu o stanie środowiska w Wielkopolsce z roku 2017 wody Cybiny w roku 2016 miały stan chemiczny określany jako dobry, stan ogólny zły, a stan lub potencjał ekologiczny umiarkowany (["http://poznan.wios.gov.pl/monitoring-srodowiska,"](http://poznan.wios.gov.pl/monitoring-srodowiska) 2017). Na zły stan wód Cybiny wpływa niewątpliwie zrzut ścieków komunalno-przemysłowych, zanieczyszczeń pochodzenia rolniczego oraz okresowe zrzuty wód ze stawów hodowlanych.

Jeziro Swarzędzkie jest jeziorem miejskim, położonym na terenie gminy Swarzędz, przy granicy z miastem Poznań. Znajduje się na obszarze chronionym Natura 2000 – Dolina Cybiny. Jest płytkim zbiornikiem polodowcowym, jego głębokość maksymalna wynosi 7,2 m, a średnia 2,6 m (Jańczak, 1996; Rosińska, 2017). Choiński (2006) podaje nieco mniejsze wartości – głębokość maksymalna 6,5 m, a średnia 2,3 m. Różne są także dane dotyczące powierzchni zbiornika: 60 ha (Choiński, 2006) 79,4 ha (Jańczak, 1996) oraz 93,7 ha (Gołdyn i Grabia, 1998; Rosińska, 2017). Jezioro Swarzędzkie jest jeziorem polimiktycznym, w okresie letnim nie wykształca się hypolimnion, a tylko ok. 15% powierzchni dna znajduje się w zasięgu metalimnionu (Gołdyn i Grabia, 1998). Jest to zbiornik przepływowy, przez który przepływa rzeka Cybina. Ma wydłużony kształt, rozciągnięty z północnego wschodu na południowy zachód. Na jeziorze znajdują się dwie wyspy, jedna duża, zadrzewiona, druga mniejsza pokryta trzcinowiskiem. Mniejsza wyspa oddziela południowo zachodnią część zbiornika, która jest węższa i zdecydowanie płytsza od części północno wschodniej (Kowalczevska-Madura i Gołdyn, 2006; Szyper i in., 1994 w: Rosińska, 2017).

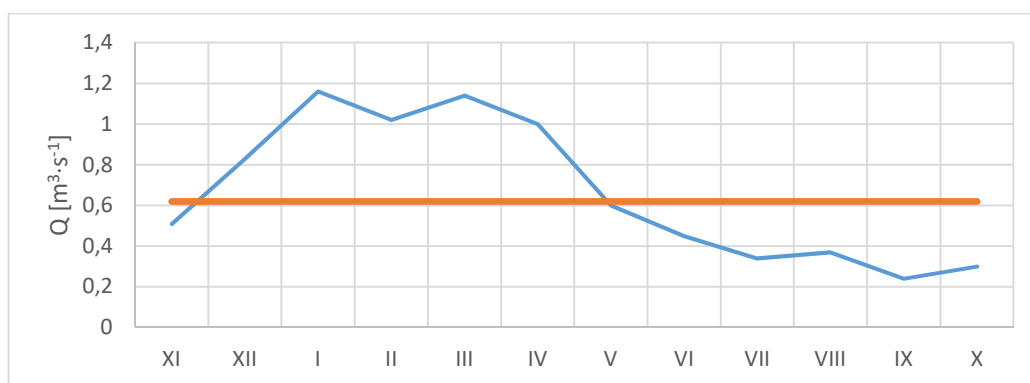


Ryc. 8. Plan batymetryczny Jeziora Swarzędzkiego (Borkowski, 2017)

Jezioro Swarzędzkie odznacza się wysoką eutrofizacją głównie w wyniku silnej antropopresji. Stanowi ono przykład suburbanizacji strefy brzegowej i obszarów przylegających w postaci jednostki funkcjonalno-przestrzennej mieszkaniowej, aktywizacji gospodarczej, komunikacyjnej, krzewów i drzew oraz obszaru zdegradowanego w wyniku deponowania odpadów komunalnych (Choiński i Kijowski, 2015). Ponadto do jeziora dostają się bogate w nutrienty wody z Cybiny oraz strumienia Mielcuch. Mimo uporządkowania w gminie gospodarki wodno-ściekowej, pierwiastki biogenne zdeponowane w osadach wpływają na zły stan wody zbiornika, objawiający się zanikiem makrofitów i zakwitami sinicowymi. W związku z tym w roku 2011 przeprowadzono zrównoważoną rekultywację jeziora, z wykorzystaniem równocześnie trzech metod: inaktywacji fosforu, natleniania wód naddennych i biomanipulacji (Rosińska, 2017). Mimo tych zabiegów, wg raportu Głównego Inspektoratu Ochrony Środowiska, w roku 2018 jezioro posiadało zły potencjał ekologiczny, stan chemiczny wód poniżej dobrego i ogólny zły stan wód (<http://www.gios.gov.pl/pl/stan-srodowiska/monitoring-wod>,” 2020).

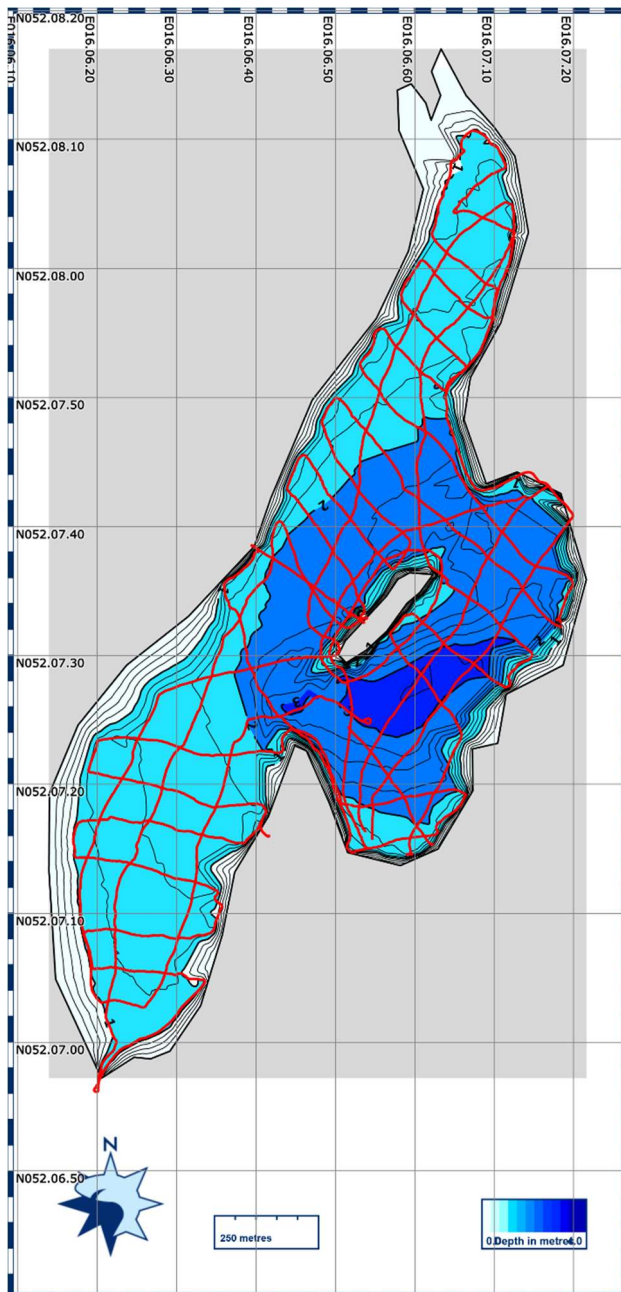
Na terenie gminy Wolsztyn wydzielono 5 jednolitych części wód powierzchniowych płynących, do których należą: Północny Kanał Obry do Kanału Dziwońskiego, Obrzański Kanał Środkowy, Dojca, Kopanica, Obra od Kanału Dziwońskiego do Czarnej Wody oraz Rów

Tłoki. Jezioro Wolsztyńskie stanowi jedno spośród ośmiu JCWP jeziornych na tym obszarze (Walkowiak, 2015). Według podziału hydrograficznego Polski zlewnię rzeki Dojcy wyznacza topograficzny dział wodny IV rzędu (Czarnecka, 2005). Powierzchnia tej zlewni wynosi 290,6 km² (Czarnecka, 1983), ale według nowszych danych jest ona mniejsza i wynosi zaledwie 268,63 km² (Dunalska, 2016). Rozbieżne są także informacje dotyczące długości rzeki i miejsca jej źródła. Według Dunalskiej (2016) całkowita długość rzeki wynosi 39,97 km, a początek swój bierze w pobliżu miejscowości Lasówki, na podmokłych terenach z śródleśnymi zbiornikami wodnymi. Mikołajczak (2006) podaje całkowitą długość rzeki 42,6 km, a za źródło przyjmuje okolice Kąkolewa. Jeszcze inny początek Dojcy podaje Czarnecka (1983) w zestawieniach liczbowo-opisowych do MPHP, lokalizując go jako okolice na południowy wschód o miejscowości Róża. Dojca jest prawym dopływem Północnego Kanału Obry, do którego uchodzi w 125,6 km jego biegu. Charakteryzuje się śnieżno-deszczowym reżimem zasilania. W wahaniach stanu wód i przepływów na Dojcy obserwowana jest kulminacja wiosenna w marcu i kwietniu, ale zaznacza się także druga kulminacja przypadająca na styczeń (Wrzeński, 2001).



Ryc. 9. Średnie miesięczne i średni roczny przepływ dla Dojcy w latach 1981-1990 (Wrzeński, 2001)

Według oceny stanu jednolitych części wód za rok 2016 przeprowadzonej przez Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Poznaniu Dojca posiada słaby potencjał ekologiczny, stan chemiczny poniżej dobrego i ogólny zły stan wód (["http://poznan.wios.gov.pl/monitoring-srodowiska,"](http://poznan.wios.gov.pl/monitoring-srodowiska) 2017). Także raport Głównego Inspektoratu Ochrony Środowiska, za rok 2017 określa stan chemiczny wód Dojcy jako stan poniżej dobrego, a ogólny stan JCWP jako zły (["http://www.gios.gov.pl/pl/stan-srodowiska/monitoring-wod,"](http://www.gios.gov.pl/pl/stan-srodowiska/monitoring-wod) 2020). Na zanieczyszczenie wód rzeki znaczący wpływ ma produkcja rolnicza na tym obszarze oraz zrzucanie wód poprodukcyjnych ze stawów hodowlanych.



Ryc. 10. Plan batymetryczny Jeziora Wolsztyńskiego (Borkowski, 2018)

Jezioro Wolsztyńskie jest jeziorem miejskim, znajdującym się na terenie miasta Wolsztyn oraz miejscowości Karpicko i Chorzemin. Jest to płytki polodowcowy rynnowy zbiornik wodny, którego maksymalna głębokość wynosi 4,2 m, a średnia 2 m (Choiński, 2006; Jańczak, 1996). Według pomiarów z 2012 roku, wykonanych przy okazji rekultywacji zbiornika, maksymalna głębokość jeziora została określona na 3,9 m, a z dokonanej analizy wynika, że zbiornik wypłyca się w tempie 6 mm/rok. Wskazuje to jednoznacznie na silnie eutroficzny charakter jeziora (Dunalska, 2016). Powierzchnia Jeziora Wolsztyńskiego wg różnych źródeł wynosi: 124,2 ha (Jańczak, 1996), 116 ha (Choiński, 2006) oraz 124,06 ha

(Dunalska, 2016). Jezioro ma kształt wydłużony i rozciągnięty z północnego wschodu na południowy zachód. Posiada jedną zadrzewioną wyspę o powierzchni 1,27 ha .

Jest to zbiornik polimiktyczny, przepływowy z intensywną wymianą wód – pełna wymiana następuje od 4 do 10 razy w ciągu roku (Dunalska, 2016). Wody charakteryzuje znaczna eutrofizacja, głównie w wyniku silnej antropopresji. W związku z tym w latach 2005-2006 oraz 2012-2013 przeprowadzono próby rekultywacji zbiornika, poprzez inaktywację fosforu w wodzie oraz osadach dennych. Ze względu na charakter zbiornika oraz znaczącą dostawę pierwiastków biogenych ze zlewni bezpośredniej i dostarczanych z wodami Dojcy, zabiegi rekultywacyjne nie przyniosły długotrwałego efektu. Według raportu Głównego Inspektoratu Ochrony Środowiska w roku 2018 Jezioro Wolsztyńskie posiadało zły potencjał ekologiczny i ogólny zły stan wód (<http://www.gios.gov.pl/pl/stan-srodowiska/monitoring-wod>,” 2020).

2.10 Wody podziemne

Gmina Swarzędz znajduje się w regionie hydrologicznym wielkopolskim VI, subregionie gnieźnieńsko-kujawskim VI₃, rejonie VI_{3A} gnieźnieńsko-kujawskim wielkopolskiej części doliny kujawskiej (Paczyński, 1995 w: Radwanek-Bąk, 2005). Na tym obszarze występują dwa główne zbiorniki wód podziemnych – czwartorzędowy zbiornik GZWP nr 144 „Dolina Kopalna Wielkopolski” oraz trzeciorzędowy GZWP nr 143 „Inowrocław-Gniezno” (Kleczkowski, 1990 w: Radwanek-Bąk, 2005). Wody podziemne obejmują utwory trzecio- i czwartorzędowe oraz stropowe partie mezozoiku. W utworach czwartorzędowych występują dwa poziomy wodonośne – poziom wód gruntowych i poziom wód wgłębnych wielkopolskiej doliny kopalnej (Radwanek-Bąk, 2005). Na obszarze gminy Swarzędz wody podziemne zalegają przeważnie na głębokości do 2 m p.p.t. (*Mapa hydrograficzna w skali 1:50 000. Arkusz Swarzędz*, 2001). Wody gruntowe są silnie zanieczyszczone antropogenicznie, w obrębie rynien subglacjalnych zawierają związki humusowe. Skażenie tych wód wynika ze stosowania nawozów na polach uprawnych. Jego źródłem mogą być również nieskanalizowane obszary zabudowane, składowiska odpadów, ścieki przemysłowe i rolnicze, szlaki komunikacyjne (Radwanek-Bąk, 2005).

Gmina Wolsztyn znajduje się w regionie hydrologicznym wielkopolskim VI, w obrębie którego wyróżniono część północną, należącą do subregionu lubusko-poznańskiego, środkową i południową należące do regionu subregionu Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej i południowo-wschodnią należącą do subregionu zielonogórsko-leszczyńskiego (Paczyński, 1995 w: Bąk, 2005). Wody podziemne obejmują głównie utwory trzecio- i czwartorzędowe. W utworach

czwartorzędowych występują trzy poziomy wodonośne – poziom wód gruntowych, międzyglinowy i podglinowy (Fuszara, 2002 w: Bąk, 2005). Na tym obszarze występują dwa czwartorzędowe główne zbiorniki wód podziemnych – GZWP nr 150 „Pradoliny Warszawa – Berlin” oraz GZWP nr 304 „Zbąszyń”. Wody podziemne zalegają stosunkowo płytko, na głębokości 2 – 3 m, a w dolinach rzecznych i strefie pradolinnej przeciętnie 1 – 2 m (*Mapa hydrograficzna w skali 1:50 000. Arkusz Wolsztyn*, 2001). Wody gruntowe posiadają ponadnormatywną zawartość związków żelaza i manganu (Bąk, 2005).

2.11 Obszary prawnie chronione

Na terenie gminy Swarzędz istnieją dwa obszary objęte prawną ochroną – obszar Natura 2000 oraz otulina Parku Krajobrazowego Puszcza Zielonka. Są tu również pomniki przyrody, głównie pojedyncze drzewa lub grupy drzew. Granica gminy od północy pokrywa się z granicą parku, którego otulina wchodzi już w obszar gminy. Na tym obszarze wyznaczono strefę ochrony krajobrazu rolniczego oraz strefę ochrony korytarzy ekologicznych. Obszar Natura 2000 ma na celu ochronę cennych przyrodniczo siedlisk oraz gatunków roślin i zwierząt (Mazurczak, 2015). Według danych kartograficznych Generalnej Dyrekcji Ochrony Środowiska Jezioro Swarzędzkie w całości znajduje się w obszarze Natura 2000.

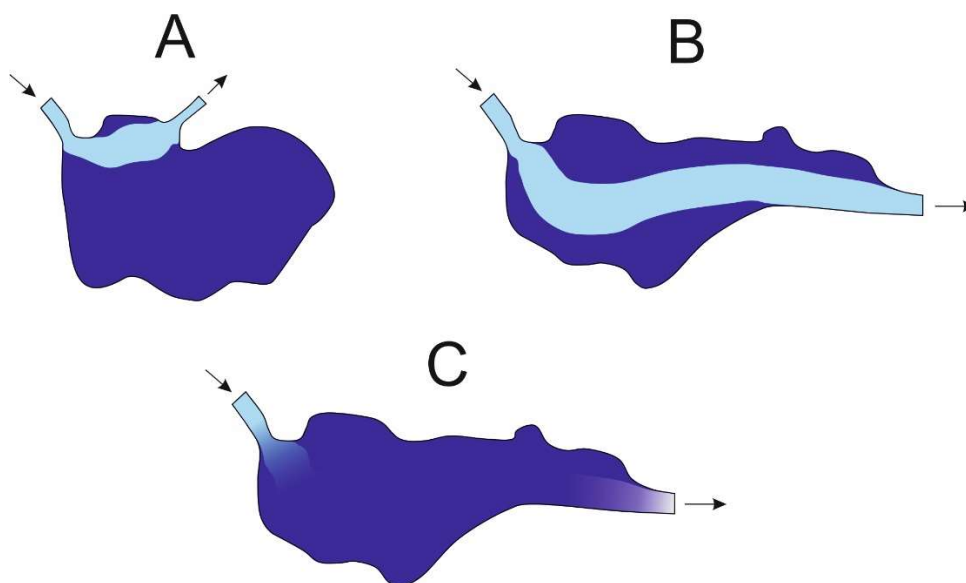
Na terenie gminy Wolsztyn istnieje kilka obszarów objętych prawną ochroną. Najważniejszy z nich to Wielki Łęg Obrzański, należący do sieci Natura 2000. Kolejny to Bagno Chorzemińskie, ścisły rezerwat torfowiskowy, którego celem jest zachowanie torfowiska wraz z charakterystyczną florą. Największym obszarem chronionym na terenie gminy jest Obszar Chronionego Krajobrazu Pojezierze Sławskie, Pradolina Obry i Rynna Zbąszyńska. Wyznaczono na nim ochronę krajobrazu o zróżnicowanych ekosystemach oraz korytarzy ekologicznych. Ponadto na terenie gminy Wolsztyn wyznaczono 6 użytków ekologicznych oraz blisko 30 pomników przyrody (Walkowiak, 2015). Jezioro Wolsztyńskie w całości znajduje się w Obszarze Chronionego Krajobrazu, a w parku przy południowym brzegu jeziora jest zlokalizowanych kilka drzew stanowiących pomniki przyrody ([“http://geoserwis.gdos.gov.pl/mapy/,”](http://geoserwis.gdos.gov.pl/mapy/) 2020).

3 PODSTAWY TEORETYCZNE DOTYCZĄCE RUCHU I CYRKULACJI WÓD JEZIORNÝCH

Wody jeziorne podlegają różnym rodzajom ruchu, a wszystkie one są istotne dla warunków środowiskowych zbiornika. Kajak (1998) wyróżnia siedem rodzajów ruchów wody na podstawie czynnika, który te ruchy wywołuje:

- prądy przepływowe
- prądy konwekcyjne
- falowanie
- prądy Langmuira
- prądy wywołane wiatrem
- sejsze
- „ruchy antropogeniczne”.

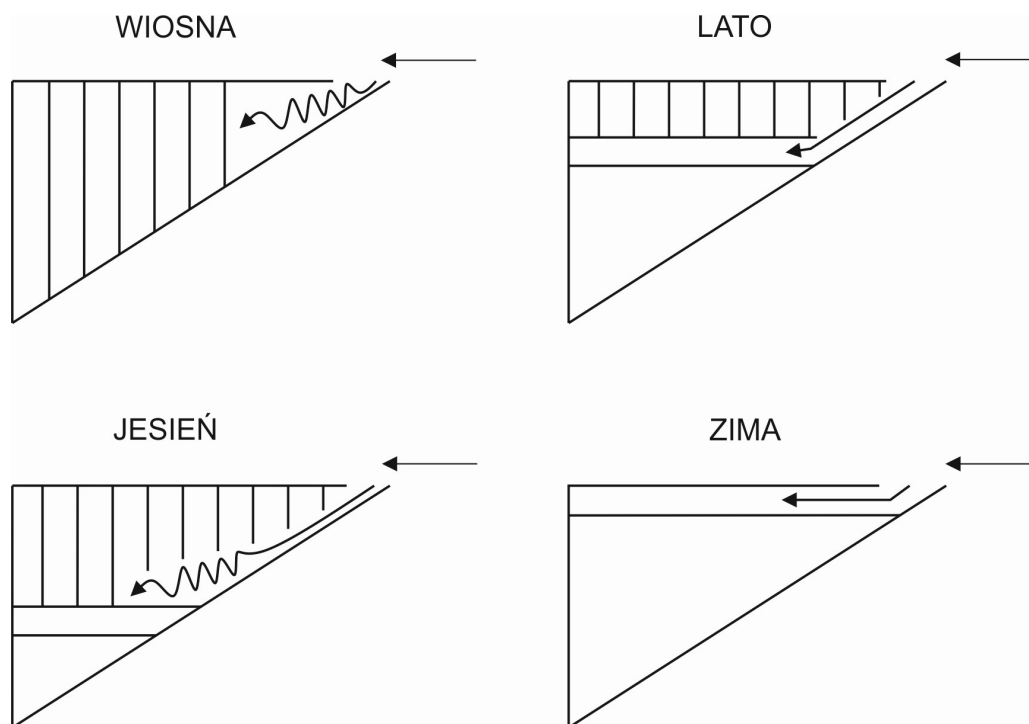
Ciek przepływający przez jezioro odpowiada za powstawanie prądów przepływowych. Mogą one mieć różny zasięg w zależności od wielkości przepływu rzeki i morfometrii jeziora, sięgając jedynie wąskiej strefy przylegającej do ujścia bądź też zaznaczając się w całej długości jeziora (Kajak, 1998) (ryc. 11).



Ryc. 11. Zasięg prądów przepływowych. A – w części jeziora, B – w całej długości jeziora, C – w strefie dopływu/odpływu

W jeziorach stratyfikowanych istotny jest sposób przemieszczania się wód, zależny od temperatury i gęstości wód dopływu i zbiornika. Wody przemieszczają się zawsze w obrębie warstwy o zbliżonej temperaturze i gęstości. Wpływ poziomego ruchu wody, związanego z przepływem, na właściwości fizykochemiczne wody, może być zdecydowanie mniejszy

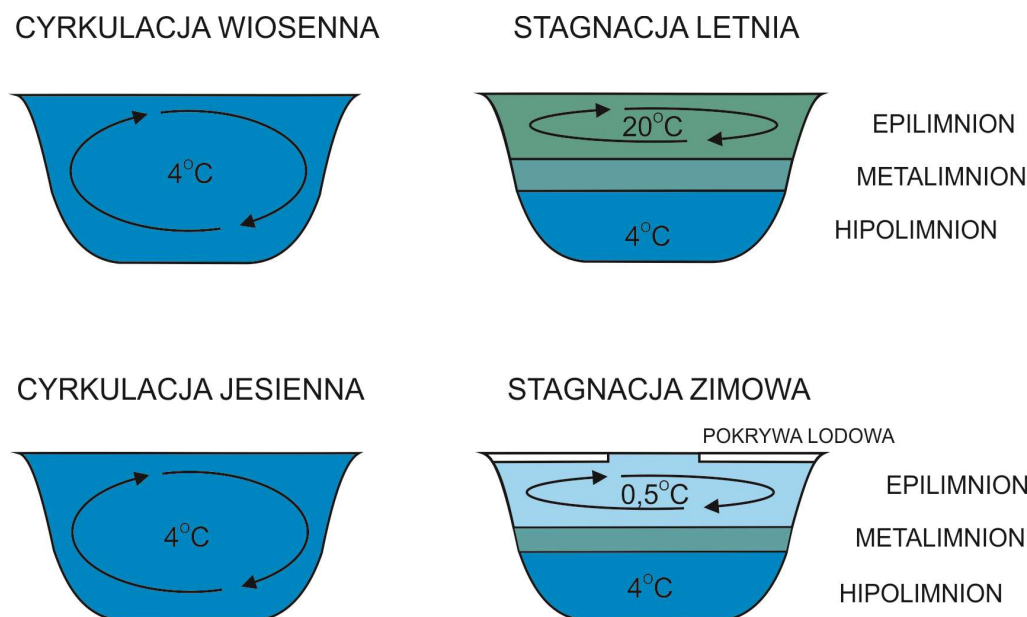
(niezauważalny) w okresach stagnacji, natomiast najwyraźniej widać go w okresach homotermii (D. Woś, 1979 w: Choiński, 2007) (ryc. 12). Opisując prądy przepływowe Choiński (2007) zwraca uwagę na powierzchniowy charakter i niewielką prędkość tych prądów. Są one wynikiem różnicy poziomów zwierciadła wody pomiędzy miejscem dopływu i odpływu cieku.



Ryc. 12. Mieszanie wód dopływu w różnych warstwach wody jeziornej w zależności od pory roku (Kajak, 1998)

Kolejnym rodzajem ruchu są prądy konwekcyjne, wynikające z różnic temperatury i gęstości wody. Ruchy te odpowiadają przede wszystkim za cyrkulacje wód jeziornych. W zbiornikach o głębokości od kilkunastu metrów występuje na ogół uwarstwienie termiczne, które charakteryzuje się sezonową zmiennością (Choiński, 2007). W jeziorach tych, w okresie wiosennym i jesiennym, następuje zjawisko cyrkulacji, czyli mieszania się mas wody, natomiast latem i zimą występuje okres stagnacji, charakteryzujący się powstawaniem uwarstwienia termicznego, czyli stratyfikacji (ryc. 13). W zależności od tego, czy w danym zbiorniku cyrkulacja występuje, czy też nie, wyróżnia się dwa podstawowe typy miktyczne: jeziora amiktyczne, nigdy nie mieszane oraz jeziora miktyczne, ulegające mieszaniu (Kajak, 1998). Spośród tych drugich, wyróżnia się z kolei dwa rodzaje, zależne od głębokościowego zasięgu mieszania: jeziora meromiktyczne, posiadające monimolimnion, czyli warstwę nigdy nie ulegającą mieszaniu oraz jeziora holomiktyczne, w których cała masa wody ulega mieszaniu. Wśród jezior holomiktycznych wyróżnia się natomiast jeziora oligomiktyczne, w których woda cyrkuluje rzadko i nieregularnie, monomiktyczne, mieszane raz w ciągu roku,

dimiktyczne, w których cyrkulacja następuje dwa razy w roku oraz jeziora polimiktyczne, których wody są mieszane wielokrotnie w ciągu roku (Kajak, 1998).



Ryc. 13. Cyrkulacja wód jeziornych w wyniku zmian temperatury i gęstości

Kolejne trzy rodzaje ruchów wody są wynikiem działania wiatru na powierzchnię wody. Większość znanych teorii dotyczących falowania i cyrkulacji mas wody została opracowana w oparciu o badania mórz i oceanów. Wody jeziorne ulegają podobnym przemieszczeniom, jak wody mórz i oceanów, jednak zjawiska zachodzą w znacznie mniejszej skali ze względu na niewielkie powierzchnie jezior. Falowanie ma duże znaczenie nie tylko ze względu na abrazję brzegów, ale także ze względu na modelowanie dna, przemieszczanie materiału klastycznego i resuspensję osadów (Choiński, 2007). Resuspensja zwiększa mętność wody i może wpływać na szybszą eutrofizację zbiornika. Ruch wody, zwłaszcza ten wywołany działaniem wiatru, jest zjawiskiem złożonym, które rozpatrywać można w różnych skalach. W ujęciu mikroskalowym rozpatrywany jest turbulentny ruch cząstek, w mezoskali obserwować można tendencje do uporządkowania ruchu wody, a w ujęciu wielkoskalowym i synoptycznym badać można potężne cyrkulacje o charakterze długookresowym (Roll, 1972 w: Perry i Walker, 1982). Przekazywanie energii kinetycznej pomiędzy ruchami w różnych rozmiarach jest uwarunkowane „współistnieniem w każdym z tych ośrodków wielu ruchów o skalach drobnutkich wirów aż do cyrkulacji planetarnych, wzajemnie zasilających się w energię lub tracących ją na korzyść innego wiru. Wzajemne oddziaływania pomiędzy wirami mogą mieć przy tym charakter stabilny, jak i chwiejny” (Malkus, 1962 w: Perry i Walker, 1982). Wiatr przekazuje część pędu do powierzchni wody. Znaczna część tej energii jest wykorzystywana

na generację fal, a jedynie niewielka jej część generuje prądy (Stewart, 1974 w: Perry i Walker, 1982).

Określone przez Krausa (1972) jako „zwodniczo prosto wyglądające zjawisko” generowania fal na powierzchni wody, jest w istocie skomplikowanym mechanizmem. Warstwa graniczna powietrze-woda cechuje się turbulentnymi ruchami i wzajemnym oddziaływaniem na siebie. Pojawienie się wiatru, czy wzrost jego prędkości powyżej pewnej wartości granicznej, powoduje powstanie zaburzeń w postaci fal, te z kolei zakłócają przepływ powietrza i rozkład ciśnienia nad powierzchnią wody (Eckart, 1953 w: Perry i Walker, 1982). Kajak (1998) podaje, że prędkość wiatru, przy której zaczyna się falowanie, wynosi około $1-2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Tego rodzaju fale rozprzestrzeniają się we wszystkich kierunkach, ale rosną przede wszystkim te, których kierunek rozprzestrzeniania tworzy z kierunkiem wiatru kąt poniżej 90° , przy czym największy wzrost dotyczy fal o kierunku zgodnym z kierunkiem wiatru. Według Jeffreysa (1925 w: Perry i Walker, 1982) strumień powietrza „ślizga się” po grzbietach fal i zderza z kolejną falą w punkcie pośrednim między doliną i grzbietem. W przestrzeni pomiędzy strumieniem powietrza a doliną fali tworzą się wiry o poziomych osiach, a ciśnienie na nawietrznych skłonach fal jest większe niż na zawietrznych. Jeffreys dokonał próby ilościowej oceny tych efektów, rozważając równanie bilansu energii dla pojedynczej fali sinusoidalnej, poruszającej się w kierunku zgodnym z kierunkiem wiatru ze stałą prędkością. Z bilansu wynika zależność pomiędzy prędkością fali a prędkością wiatru. Charakter falowania zależy ponadto od długości działania wiatru, a w warunkach jeziornych istotna jest też długość osi jeziora (średnia efektywna długość jeziora), rzeźba i pokrycie terenu wokół jeziora oraz wskaźnik odsłonięcia.

Podstawowymi parametrami fal są wysokość, długość, okres oraz stromość. Wysokość jest określana jako pionowa różnica pomiędzy najwyższym i najniższym punktem fali. Długość fali stanowi poziomą odległość pomiędzy dwoma kolejnymi grzbietami lub dwiema kolejnymi dolinami fali (ryc. 14). Okres to czas, w którym fala pokonuje odległość równą swojej długości, natomiast stromość jest opisywana jako stosunek wysokości fali do jej długości. W badaniach praktycznych najczęściej mierzy się wysokość fali, a także jej okres. Wysokość można zmierzyć metodą wizualną lub instrumentalną. Do wyznaczenia wysokości metodą wizualną stosuje się tyczki z podziałką, ustawione na pływających bojach. Obserwuje się je lunetą ze stałego stanowiska na brzegu. Pomiar z wykorzystaniem optycznego perspektometru Iwanowa często wykonuje się w warunkach morskich, ale w warunkach jeziornych wyniki uzyskiwane w ten sposób obarczone są dużym błędem, zwłaszcza przy niewysokich falach. Bardziej precyzyjne są metody instrumentalne, w których do pomiarów wykorzystuje się

między innymi falografy elektryczne (Lange, 1993). Znane są też przyrządy pracujące na zasadzie manometrów membranowych (Choiński, 2007). Wysokości fal w polskich warunkach rzadko kiedy przekraczają wartość 2 m. Znane są wzory empiryczne do określania wysokości i długości fali, należy jednak stosować je z rezerwą, ponieważ parametry fali ściśle zależą od indywidualnych parametrów morfometrycznych zbiornika. We wspomnianych formułach wysokość i długość fali są uzależnione od prędkości wiatru, rozpędu fali i głębokości jeziora.

$$H = 0,0186W^{0,71} \cdot X^{0,24} \cdot F^{0,54} \quad \text{wzór E.A. Dżakowej}$$

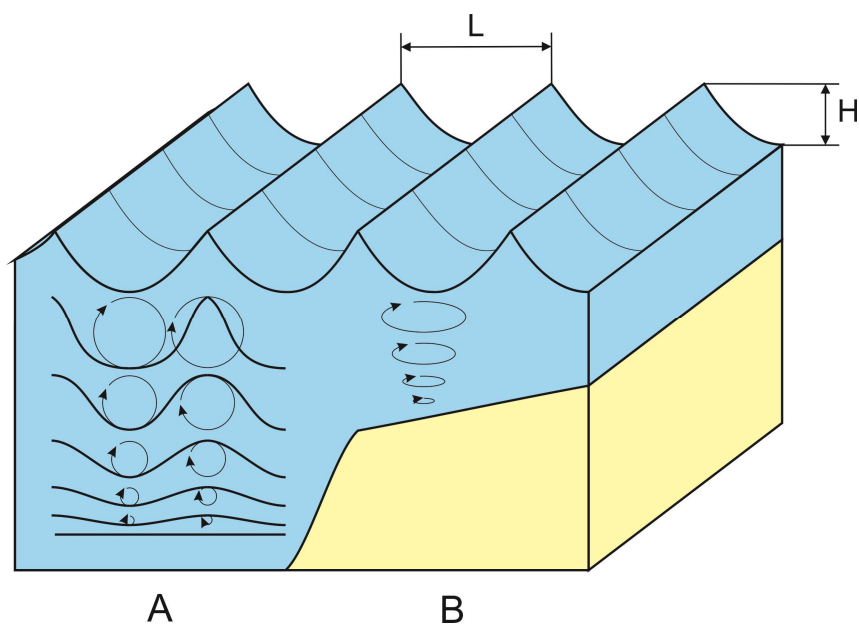
$$H = 0,0208W^{5/4} \cdot X^{1/3}; \quad L = 0,304W \cdot X^{1/2} \quad \text{wzór W.G. Andriejanowa}$$

gdzie: W – prędkość wiatru [$m \cdot s^{-1}$], X – rozpęd fali [km], F – głębokość jeziora w punkcie pomiaru [m], L – długość fali [m], H – wysokość fali [m] (Choiński, 2007)

Jak podaje Choiński (2007) wzory te zostały zweryfikowane pomiarami dokonanymi przez Okulanisa (1965) na Jeziorze Raduńskim, a uzyskane wyniki były dwukrotnie wyższe w porównaniu z rzeczywistymi. Zaistniała więc konieczność określenia nowych współczynników. Fakt ten potwierdza złożoność zagadnienia, dlatego zawsze warto przeprowadzić pomiary kontrolne w terenie.

$$H = 0,112W^{5/4} \cdot X^{1/3}; \quad L = 0,132W \cdot X^{1/2} \quad \text{wzór wg E. Okulanisa}$$

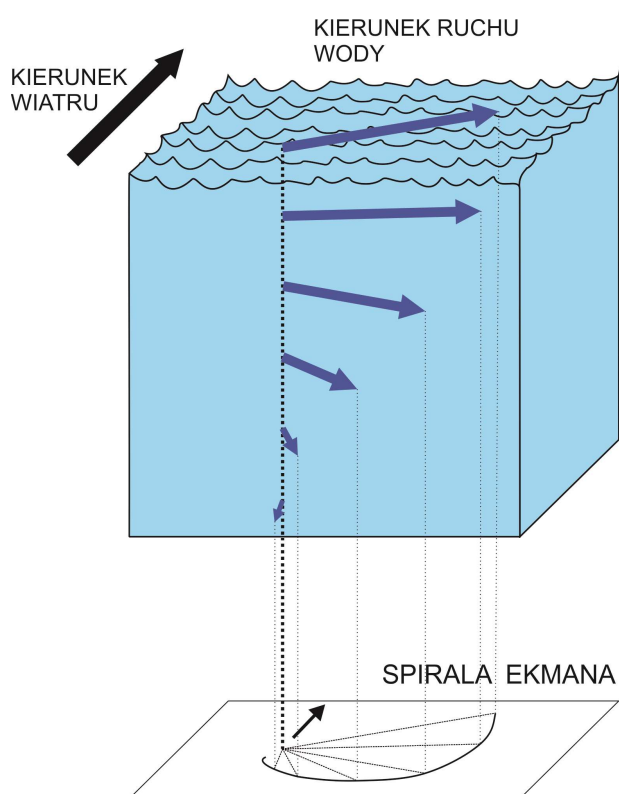
Podczas ruchu falowego wody jej cząsteczki poruszają się ruchem wahadłowym, po orbitach zbliżonych do kołowych w płaszczyźnie pionowej, przekazując energię sąsiednim cząsteczkom (Mazurkiewicz, 1986). Innymi słowy oscylacyjny ruch wody w pionie przekłada się na kołowy ruch cząstek wody. Falowanie wiatrowe inaczej wygląda w strefie głębokowodnej niż w wodach płytkich. W wodach płytkich ruch cząstek wody odbywa się głównie po elipsach, w wyniku czego następuje ruch postępowy wody (ryc. 14). W warunkach przybrzeżnych tworzy się przybój, podczas którego zanika oscylacyjny charakter fali i staje się ona falą translacyjną, czyli przenoszoną, a cząsteczki wody nie zataczają już orbit, lecz znajdują się w ruchu postępowym (Mazurkiewicz, 1986). Przenikanie pędu przekazanego powierzchniowym warstwom wody przez wiatr, jest tłumione wraz ze wzrostem głębokości i zanika na pewnej głębokości granicznej. Wody poniżej nie są mieszane i znajdują się w stanie stagnacji. W jeziorach płytkich natomiast cała objętość wody może ulegać mieszanii.



Ryc. 14. Parametry fali (L – długość, H – wysokość) oraz orbitalny ruch cząstek wody i zjawisko zanikania falowania: A – w strefie wody głębokiej, B – w strefie wody płytkiej

Prąd określany jest jako poziome przemieszczanie się cząsteczek w masie wodnej. W warunkach morskich rozróżnia się prądy dryfowe (wywołane działaniem wiatru) i gradientowe (wywołane różnicą ciśnień), a w jeziorach dodatkowo wspomniane prądy przepływowe (związane z ciekim przepływającym przez jezioro). Charakterystycznymi ich cechami są kierunek i niewielka prędkość (Mazurkiewicz, 1986). Opisany powyżej ruch cząstek wody po orbitach eliptycznych, przekładający się na ruch postępowy, jest przyczyną powstawania prądów dryfowych. Cząstki wody zgodnie z kierunkiem wiatru przemieszczają się w fazie grzbietu fali bardziej niż w fazie doliny. Rezultatem tego jest postępowy ruch wody, charakteryzujący się prędkością rzędu centymetrów na sekundę (Perry i Walker, 1982). Podczas pomiaru prądów w Jeziorze Ińsko otrzymano wartości prędkości $9 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ w warstwie powierzchniowej przy prędkości wiatru ok. $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Szlauer, 1976 w: Choiński, 2007). Obecnie istnieje wiele prac analizujących cyrkulacje wiatrowe na podstawie modeli numerycznych (na przykład Kocyigit i Kocyigit, 2004; Koąyigit i Falconer, 2004; Abbasi, Ohene Annor i van de Giesen, 2017). Wykorzystując jeden z takich modeli Kocyigit i Falconer (2004) analizowali cyrkulację wód wywołaną falowaniem wiatrowym w jeziorze Esthwaite Water w Anglii. Otrzymali prędkości prądu przy powierzchni wynoszące ok. $4 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ przy wietrze wiejącym z prędkością $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Zarówno Szlauer jak i pozostali badacze zaobserwowali, że prędkość prądu zmniejsza się wraz ze wzrostem głębokości. Może zmieniać się także kierunek ruchu wody, w wyniku powstawania tak zwanych prądów wyrównujących, które skierowane są przeciwnie do prądów przy powierzchni. W warunkach morskich zmiana kierunku prądu jest ponadto związana z siłą Coriolisa. Na półkuli północnej przemieszczające się masy wodne

odchylają się w prawo od kierunku wiatru, a odchylenie to wzrasta wraz z głębokością. Zjawisko to zostało opisane już w roku 1905 przez V.W. Ekmana (Ekman, 1905). Wektory prędkości prądu rzutowane na płaszczyznę poziomą tworzą tak zwaną spiralę logarymiczną Ekmana. Niektóre badania wykazują, że w warunkach jeziornych efekt ten jest w zasadzie pomijalny, zwłaszcza dla niewielkich zbiorników (Gibbs, Abell, i Hamilton, 2016). Istnieje też jednak szereg publikacji, które potwierdzają wpływ siły Coriolisa (potwierdzając tym samym teorię Ekmana) na kierunek prądów wywołanych wiatrem w warunkach jeziornych (na przykład: Thomas, 1975; Hinata i in., 2010; Shulman i Bryson, 1961; Emery i Csanady, 1973).

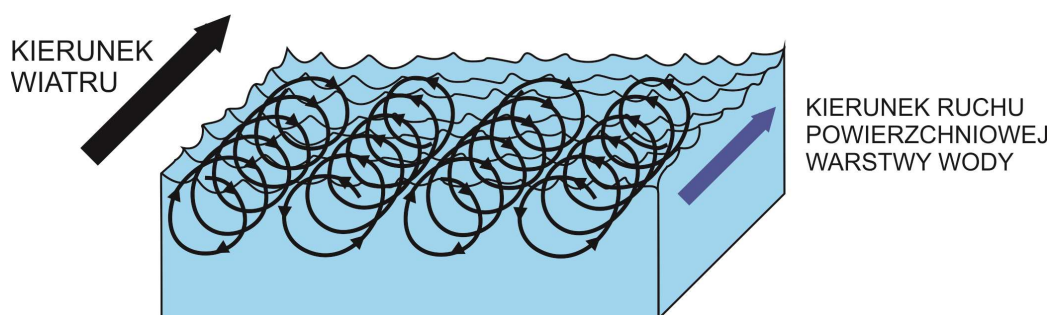


Ryc. 15. Ruch mas wody w wyniku działania wiatru według teorii Ekmana

Prądy w warunkach jeziornych charakteryzują się na ogół niewielką prędkością ruchu wody, co może stwarzać trudności pomiarowe. Metody instrumentalne wyznaczania prądów podzielić można na dwie grupy ze względu na metodę zastosowanej analizy obliczeniowej. Analiza Lagrange’a, tzw. „analiza wędrowna”, polega na obserwacji zmiany położenia cząstek cieczy, natomiast analiza Eulera, tzw. „analiza lokalna”, polega na obserwacji w stałym punkcie kolejno przemieszczających się cząstek (Lange, 1993). W metodach opartych na analizie Lagrange’a wprowadza się do wody specjalne trasery – może to być pływak (Shulman i Bryson, 1961), proszek lub barwnik (Cimatoribus i in., 2019; Liu i in., 2018; Chao i in., 2008) oraz izotop, które następnie lokalizuje się metodami geodezyjnymi, radarowymi i fotogrametrycznymi. Prądy wiatrowe można również badać, określając przemieszczanie się

fitoplanktonu i pomiar stężenia chlorofilu a (Verhagen, 1994; Wu i in., 2010). Jedną z nowocześniejszych metod pomiaru ruchu wody, bazującą na analizie Lagrange’a, jest metoda anemometrii obrazowej PIV (Particle Image Velocimetry), wykorzystywana głównie w doświadczeniach laboratoryjnych. W metodach opartych na analizie Eulera stosuje się różnej konstrukcji prędkościomierze – hydrauliczne, mechaniczne lub elektryczne, wykonując pomiar w ustalonym, stałym punkcie. Do nowoczesnych metod bazujących na teorii Eulera należy metoda dopplerowska, wykorzystująca urządzenie ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler – Akustyczny Dopplerowski Przepływomierz Profilujący), dająca precyzyjne wyniki pomiaru prędkości (Gibbs i in., 2016; Chowdhury i in., 2015).

Kolejnym efektem działania wiatru na powierzchnię wody są tzw. cyrkulacje Langmuira. Langmuir, obserwując tworzenie się smug wodorostów na powierzchni wody, doszedł do wniosku, że w powierzchniowej warstwie wody istnieją wiry śrubowe o poziomych osiach równoległych do kierunku wiatru (Langmuir, 1938 w: Perry i Walker, 1982). Cząstki wody poruszają się po orbitach kołowych, wykonując równocześnie ruch postępowy o kierunku zgodnym z kierunkiem wiatru. Powstają one przy prędkości wiatru od około $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Kajak, 1998).



Ryc. 16. Cyrkulacje Langmuira

Kolejnym rodzajem ruchu wody w jeziorze są sejsze. Są to swobodne fale stojące, powstające po ustaniu wiatru lub wskutek gwałtownych zmian ciśnienia atmosferycznego, rzadziej podczas silnych deszczów (Choiński, 2007). Część powierzchni wody zbiornika ulega obniżeniu, przez co automatycznie podnosi się poziom wody w pozostałej części jeziora. Ze względu na charakter fali stojącej wyróżnia się sejsze jedno-, dwu- lub kilkuwęzłowe, natomiast ze względu na warstwę, w której występują – powierzchniowe i wewnętrzne. Okres tych fal wynosi od kilku minut do kilku godzin i zależy od wielkości i morfometrii jeziora. Zależność okresu sejszy od długości i głębokości zbiornika określa wzór Thurmana (Thurmann, 1982 w: Choiński, 2007):

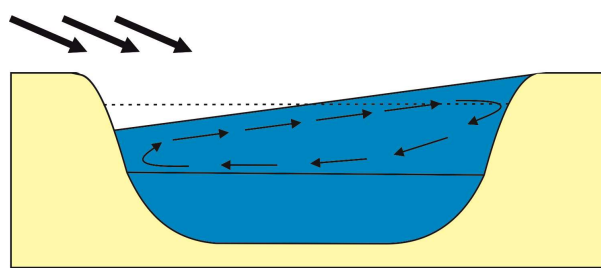
$$T = \frac{2l}{\sqrt{gh}}$$

gdzie: l – długość jeziora, g – przyspieszenie ziemskie, h – głębokość jeziora

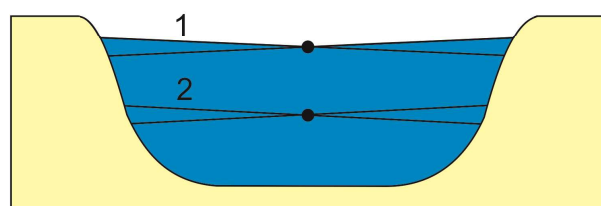
W jeziorach stratyfikowanych sejsze powierzchniowe generują falowanie wewnętrzne, występujące głównie w obrębie metalimnionu. Są to ruchy na ogół niewielkie i trudne do zmierzenia bezpośrednimi metodami pomiarów ruchu wody, dlatego często wyznacza się je pośrednio poprzez bardzo precyzyjne określenie zmian temperatury na różnych głębokościach. Daje to możliwość obliczenia okresu sejsz wewnętrznych na podstawie wzoru:

$$T = 2L \left[\frac{\rho'}{g\Delta\rho} \frac{H+H'}{HH'} \right]^{\frac{1}{2}}$$

gdzie: T – okres sejszy wewnętrznej, L – długość jeziora [m], g – przyspieszenie ziemskie [$m \cdot s^{-2}$], ρ – gęstość wody w warstwie górnej [$g \cdot cm^{-3}$], ρ' – gęstość wody w warstwie dolnej [$g \cdot cm^{-3}$], $\Delta\rho$ – różnica gęstości warstw [$g \cdot cm^{-3}$], H – grubość warstwy górnej [m], H' – grubość warstwy dolnej [m] (Choiński, 2007).



A



B

Ryc. 17. Sejsze. A – działanie wiatru na powierzchnię jeziora, B – ustanie wiatru i pojawienie się fal stojących (1 – fala powierzchniowa, 2 – fala wewnętrzna)

W głębszych jeziorach sejsze decydują o sytuacji termicznej hypolimnionu. W dużych zbiornikach sejsze o wysokiej amplitudzie mogą w ciągu minut radykalnie zmienić warunki w obrębie meta- i hypolimnionu, wpływając na mieszanie wód w tych strefach (Kajak, 1998).

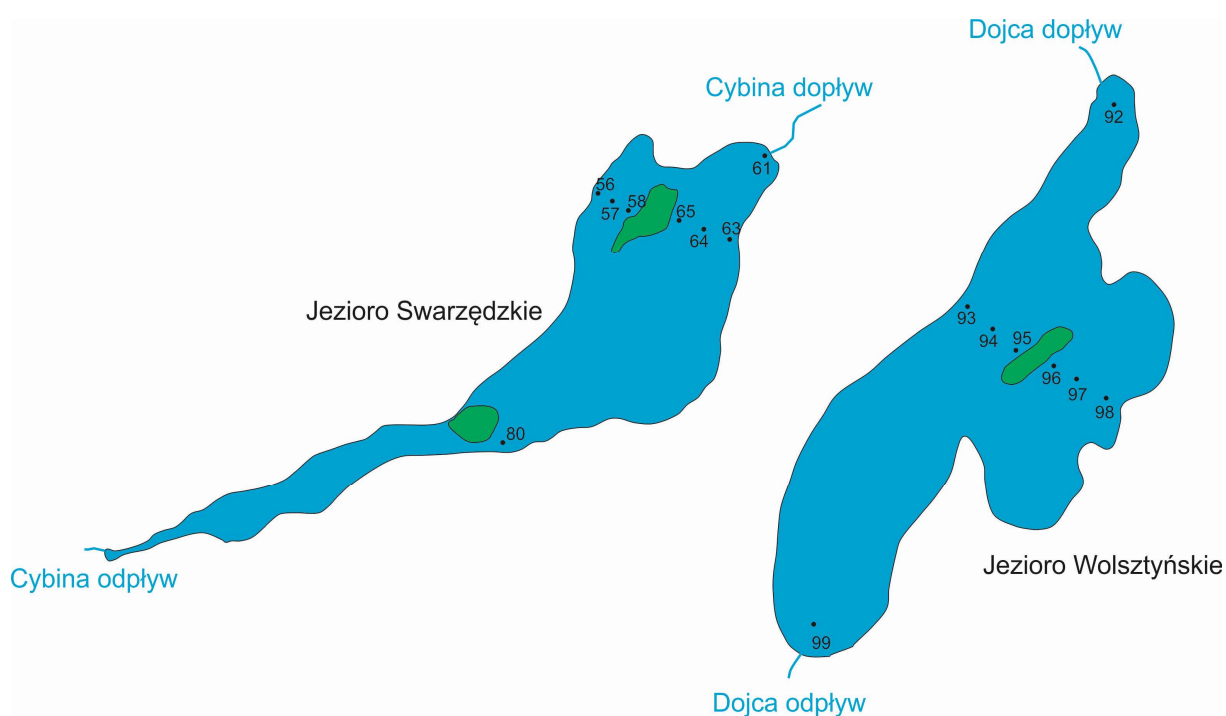
Ostatnim wymienionym przez Kajaka (1998) rodzajem ruchów wody są „ruchy antropogeniczne”, wywoływane głównie przez łodzie motorowe oraz statki. Mogą one mieć

znaczenie w jeziorach intensywnie użytkowanych do rekreacji wodnej, a zwłaszcza w płytkich zbiornikach, w których powodują resuspensję osadów.

4 METODY BADAŃ

4.1 Badania terenowe

Badania terenowe na jeziorach Swarzędzkim i Wolsztyńskim prowadzono cyklicznie raz w miesiącu od czerwca 2019 do maja 2020 r. Korzystając z aktualnych danych kartograficznych oraz szczegółowych pomiarów batymetrycznych (Borkowski, 2017, 2018) wyznaczono po osiem punktów pomiarowych na zbiorniku oraz po jednym na ciekach w pobliżu dopływu do jeziora. Podczas prac terenowych zbierano dane dotyczące ruchu wody, kierunku i prędkości wiatru, wybranych parametrów fizyko-chemicznych wody, a także pobierano próbki do dalszych badań w laboratorium.



Ryc. 18. Lokalizacja punktów pomiarowych na badanych jeziorach

Plany batymetryczne jezior wykonano przy użyciu echosondy Lowrance HDS Carbon7 z systemem nawigacji satelitarnej GPS i GLONASS z poprawkami EGNOS. Dokładność nawigacji wynosiła 0,9 m, a cięcie izobat 0,25 m (Borkowski, 2017, 2018). Do przemieszczania się w celu wykonania pomiarów i poboru próbek używano pontonu wyposażonego w silnik elektryczny. W każdym punkcie pomiarowym ponton był unieruchamiany przy użyciu dwóch kotwic w celu lepszej stabilizacji.

Do wyznaczenia charakterystyki ruchu wody wykorzystano metodę akustyczną. Impulsy energii akustycznej wysyłane przez urządzenie pomiarowe odbijają się od cząstek zawieszonych w wodzie i poruszających się z nią, a część z nich wraca do urządzenia. ADCP mierzy przesunięcie Dopplera (zmianę częstotliwości) fali odbitej i na tej podstawie oblicza

prędkość wody w stosunku do urządzenia. Ponadto rejestrowane są przemieszczenia własne jednostki pływającej względem dna w celu wyznaczenia rzeczywistej prędkości wody (*WinRiver Software User's Guide*, 2016). Obecnie znanych jest kilka sposobów pomiaru z wykorzystaniem metody akustycznej Dopplera. Najbardziej popularne z nich to ADCP zanurzone („*LADCP*”), często stosowane w warunkach morskich; nieruchome, „zacumowane” ADCP („*moored ADCP*”) oraz ruchome ADCP („*mobile ADCP*”) stosowane głównie do pomiarów przepływów w rzekach. LADCP to sposób pomiaru za pomocą urządzenia zainstalowanego na dnie zbiornika. W pozostałych dwóch metodach przepływomierz zainstalowany jest na specjalnej łódce lub boi. Celentano i in. (2018) porównując dwie pierwsze z wymienionych metod wykazali dużą zbieżność danych uzyskanych za ich pomocą. Znany jest też sposób pomiaru z wykorzystaniem ADCP zainstalowanego na specjalnej, dryfującej boi, który może być stosowany do badania prądów morskich i oceanicznych (Herrera, González i Varela, 2019). W warunkach jeziornych stosowane są głównie ADCP cumowane, unoszące się na powierzchni wody (Torma i Wu, 2019) oraz montowane na dnie (Gibbs i in., 2016; Li i in., 2017).

Pomiary wykonano urządzeniem StreamPro firmy Teledyne RD Instruments. Jest to niewielki akustyczny przepływomierz dopplerowski, zainstalowany na pływającej łódce. Przepływomierz łączy się z komputerem za pomocą technologii Bluetooth. Standardowy model został doposażony w specjalny stabilizator własnej konstrukcji, poprawiający właściwości ruchu urządzenia, zwłaszcza w trudnych warunkach atmosferycznych. Podczas pomiaru zbierane są dane dotyczące prędkości poziomej i pionowej oraz chwilowego kierunku ruchu. Składowe prędkości poziomej ruchu cząstek w wodzie są wyznaczone w osiach północ-południe i wschód-zachód. ADCP mierzy prędkości w słupie wody, który podzielony jest na pionowo ułożone segmenty, tzw. komórki pomiarowe. Ich wysokość można wybrać, ale z pewnymi ograniczeniami zależnymi od urządzenia. W rezultacie możliwe jest otrzymanie profilu prędkości z rozdzielczością pionową do kilku centymetrów. Omawiana metoda umożliwia bezpośrednie zmierzenie prędkości niemalże całego słupa wody, z wyłączeniem niewielkiej warstwy przy powierzchni i przy dnie. Głowica pomiarowa ADCP musi być zanurzona w wodzie tak, aby nawet w czasie znacznych zaburzeń powierzchni zbiornika, pomiędzy głowicą a wodą nie było warstwy powietrza, które blokuje energię akustyczną. Ponadto ta sama głowica służy do wysyłania i odbierania sygnału, a zatem musi upłynąć krótki czas pomiędzy wysłaniem a odbiorem impulsu. To opóźnienie skutkuje powstaniem tzw. dystansu wygaszania. W zastosowanym urządzeniu głowica zanurzona jest na głębokość 5 cm, a całkowita głębokość warstwy bez pomiaru wynosi kilkanaście centymetrów. Dane

pomiarowe prędkości w pobliżu dna nie są wykorzystywane, gdyż mogą być obciążone błędem, wynikającym z odbijania się sygnału od niejednorodnego dna oraz z konstrukcji głowicy. W efekcie grubość tej niemierzonej warstwy stanowi sumę 6% głębokości od głowicy do dna oraz wysokości jednej komórki pomiarowej (*WinRiver Software User's Guide*, 2016). Oprogramowanie współpracujące z urządzeniem umożliwia oszacowanie przepływu w tych warstwach, ale jest to funkcja przydatna przy pomiarach wykonywanych w korytach rzecznych.

ADCP zbiera również inne dane, związane z pomiarem prędkości. Urządzenie ma w głowicy wbudowany czujnik do pomiaru temperatury wody. Temperatura i zasolenie mają wpływ na prędkość dźwięku w wodzie. ADCP wykorzystuje zmierzoną wartość temperatury wody wraz z wprowadzoną przez użytkownika wartością zasolenia do obliczenia prędkości dźwięku. Ten parametr nie ma jednak większego znaczenia przy pomiarach w wodach słodkich. Urządzenie posiada też wbudowany kompas magnetyczny, który umożliwia orientację pomiarów względem układu współrzędnych geograficznych. ADCP ma zainstalowane również czujniki nachylenia i przechyłu, które pozwalają skorygować pomiary prędkości podczas kołysania lub pochylania łódki.

W zależności od zastosowanego oprogramowania urządzenie ADCP umożliwia pomiar prędkości przepływu na dwa sposoby. Pierwszy z nich polega na wykonaniu profilu pomiarowego przeciągając łódkę w określonym przekroju co najmniej czterokrotnie. W drugim (tzw. section by section – SxS) tworzy się pionowe pomiary w badanym przekroju. Biorąc pod uwagę dynamikę i charakter ruchu wód jeziornych oraz rozmiary zbiornika, bardziej zasadne wydaje się w tym wypadku wykorzystanie drugiej z tych metod z pewnymi modyfikacjami. W przypadku rzek przy pomiarze tą metodą istotne znaczenie ma czas pomiaru i liczba pionów pomiarowych. Czas pomiaru w przeprowadzonych badaniach wynosił 300 sekund, a dane pomiarowe zbierane były „punktowo” bez tworzenia typowego przekroju, jak to ma miejsce w rzekach. Obliczanie prędkości tą metodą jest przykładem wspomnianej wcześniej analizy lokalnej Eulera, która zakłada obserwacje w stałym punkcie przemieszczających się cząstek w wodzie. W warunkach naturalnych urządzenie pomiarowe podlega niewielkim przemieszczeniom, które oczywiście są rejestrowane i uwzględniane przy wyznaczeniu rzeczywistej prędkości wody. Do wstępnej obróbki danych wykorzystano oprogramowanie SxS Pro oraz WinRiver II firmy Teledyne RD Instruments.

Równoległe do pomiarów ruchu wody określano prędkość i kierunek wiatru w każdym z punktów pomiarowych. Do wyznaczenia prędkości wiatru wykorzystano wiatromierz Skywatch Pro firmy JDC Electronic, natomiast kierunek wiatru określano za pomocą wimpla

i kompasu w odbiorniku GPS Garmin Oregon 650t. Wartości prędkości mierzone były w km/h, na wysokości ok 1 m nad powierzchnią wody.

W celu określenia termiki oraz zmienności parametrów fizykochemicznych wody wykonano pomiary za pomocą multiparametrycznego miernika Hanna HI 9828. W każdym z punktów pomiarowych, przy dnie i przy powierzchni, mierzono temperaturę, wskaźnik pH, oporność oraz przewodność elektrolityczną. Zakresy pomiarowe, rozdzielczość i dokładność urządzenia dla podanych parametrów zestawiono w tabeli 1.

Każdorazowo podczas badań terenowych wykonywano także pomiar widzialności krążkiem Secchiego oraz pobierano próbki do dalszej analizy w laboratorium, po jednej w każdym z punktów pomiarowych oraz dwie w środkowych punktach przekrojów. Do poboru próbek wykorzystywano pompę perystaltyczną oraz wężyk silikonowy, połączony z nacechowaną co 25 cm linką z obciążnikiem. Do momentu wykonania analizy w laboratorium chemicznym zamrożone próbki były przechowywane w probówkach typu Falcon o pojemności 15 ml.

Tabela 1. Zakresy pomiarowe, rozdzielczość i dokładność miernika Hanna HI 9828

Parametr	Zakres	Rozdzielczość	Dokładność
Temperatura	-5 do 55°C	0,01°C	±0,015°C
pH	0,00 do 14,00 pH	0,01 pH	±0,02 pH
Oporność	0 do 1,0000 MΩ	w zależności od odczytu	-----
Przewodność elektrolityczna	0 do 400 mS·cm ⁻¹	1 μS·cm ⁻¹ (od 0 do 9999 μS·cm ⁻¹)	±1% odczytu (lub ±1 μS·cm ⁻¹ jeśli jeden z nich jest większy)

Istotną właściwością wody jeziornej jest jej mętność. Początkowo zakładano, że pomiar mętności będzie wykonywany in situ samodzielnie opracowaną metodą. Testy wykonywane w warunkach laboratoryjnych dawały satysfakcjonujące rezultaty, jednak podczas pomiarów w terenie stwierdzono duże niezgodności wyników z wartościami rzeczywistymi. Można to wytłumaczyć dość znacznym wpływem światła słonecznego oraz barwy wody na zastosowane czujniki. Z tego powodu zrezygnowano z tej metody i mętność mierzono w pobranych próbkach

za pomocą mętnościomierza HACH 2100P, a zmiany przestrzenne tego parametru określano metodą pośrednią z wykorzystaniem urządzenia ADCP. Przepływomierz ten, oprócz podstawowej funkcji, jaką jest pomiar prędkości ruchu wody, rejestruje także intensywność i rozproszenie sygnału powracającego. Rozproszenie to zależy od ilości zawiesiny w wodzie, a więc od mętności, a oprogramowanie WinRiver II umożliwia graficzne przedstawienie przestrzennego rozkładu tego parametru. Opracowanie metody pomiaru mętności z wykorzystaniem urządzenia ADCP stanowi jeden z założonych efektów tej pracy i jest szerzej omówione w rozdziale 6.1.

4.2 Analizy chemiczne

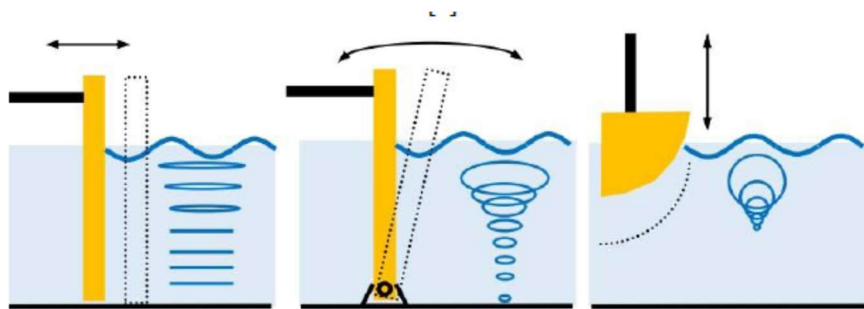
Wszystkie próbki przefiltrowano przez filtry GF / C (Whatman, Wielka Brytania). W przypadku analizy elementarnej próbki dodatkowo zakwaszono HNO₃ (Sigma – Aldrich, Niemcy) w celu konserwacji.

Analizy chemiczne wykonano w laboratorium Zakładu Chemii Analitycznej Wydziału Chemii UAM. Całkowite stężenie ośmiu pierwiastków (Ba, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na i Zn) określono za pomocą optycznej spektrometrii emisyjnej z indukcyjnie sprzężoną plazmą (ICP – OES). Poniższe warunki powtórzono za Rzymkim (Rzymki i in., 2019). W badaniach zastosowano spektrometr Agilent 5110 ICP – OES (Agilent, USA). Jednoczesny osiowy i promieniowy widok plazmy uzyskano za pomocą synchronicznego pionowego widoku podwójnego (SVDV) przy użyciu technologii dichroicznego łączenia widm. Wysokość dla radialnych obserwacji plazmowych wynosiła 8 mm. Moc RF wynosiła 1,2 kW. Stałą optykę klasyfikującą Echelle'a termostatowano w temperaturze 35°C, a detektor, urządzenie ze sprzężeniem ładunkowym (CCD), schłodzono do -40°C przy użyciu potrójnego systemu Peltiera. Zastosowano cyklonową komorę natryskową, pneumatyczny nebulizator OneNeb i kwarcowy palnik plazmowy (Agilent). Natężenia przepływu nebulizatora, plazmy i pomocniczego argonu wynosiły odpowiednio 0,7, 12 i 1,0 l·min⁻¹. Czas pomiaru wynosił 5 s, a jeden pomiar składał się z trzech powtórzeń. Zastosowano następujące analityczne długości fal (linie emisyjne): Ba II 455,403 nm, Ca I 422,673 nm, Fe II 238,204 nm, K I 766,491 nm, Mg II 279,553 nm, Mn II 257,610 nm, Na I 588,995 nm, Ni II 231,604 nm i Zn I 213,857 nm. Do kalibracji użyto komercyjnych wzorców analitycznych ICP (Romil, Anglia). Granice wykrywalności (LODs, jako kryterium 3-sigma) stwierdzono na poziomie 1 µg·l⁻¹. Do pomiarów identyfikowalności zastosowano metodę dodatku wzorca, a skalibrowane poziomy mieściły się w dopuszczalnym przedziale (80–120%). Niepewność pomiaru kształtowała się na poziomie 5%.

Stężenie pięciu anionów (chlorków, azotynów, azotanów, fosforanów i siarczanów) oznaczono metodą chromatografii jonowej (IC). W badaniu zastosowano chromatograf 883 Basic IC Plus (Metrohm, Szwajcaria) z detektorem przewodnictwa. Supresorem był Metrohm Suppressor Module (MSM) z 50 mmol·l⁻¹ H₂SO₄ jako regenerantem. Użyto kolumny Metrosep A SUPP 5, 150 x 4,0 mm, rozmiar cząstek żywicy 5 μm (Metrohm). Eluentem był 1,0 mmol·l⁻¹ wodorowęglanu sodu (NaHCO₃), 3,2 mmol·l⁻¹ węglanu sodu (Na₂CO₃), otrzymany z koncentratu eluentu (Sigma – Aldrich, USA). Szybkość przepływu eluentu była izokratyczna i wynosiła 0,8 ml·min⁻¹, a objętość nastrzyku wynosiła 20 μl. Powyższe warunki były zgodne z notą aplikacyjną producenta (IC Application Note No. S-135; IC Application Note No. S-8). Wszystkie aniony eluowały w ciągu 18 min. LOD stwierdzono na poziomie 10 μg·l⁻¹.

4.3 Badania laboratoryjne

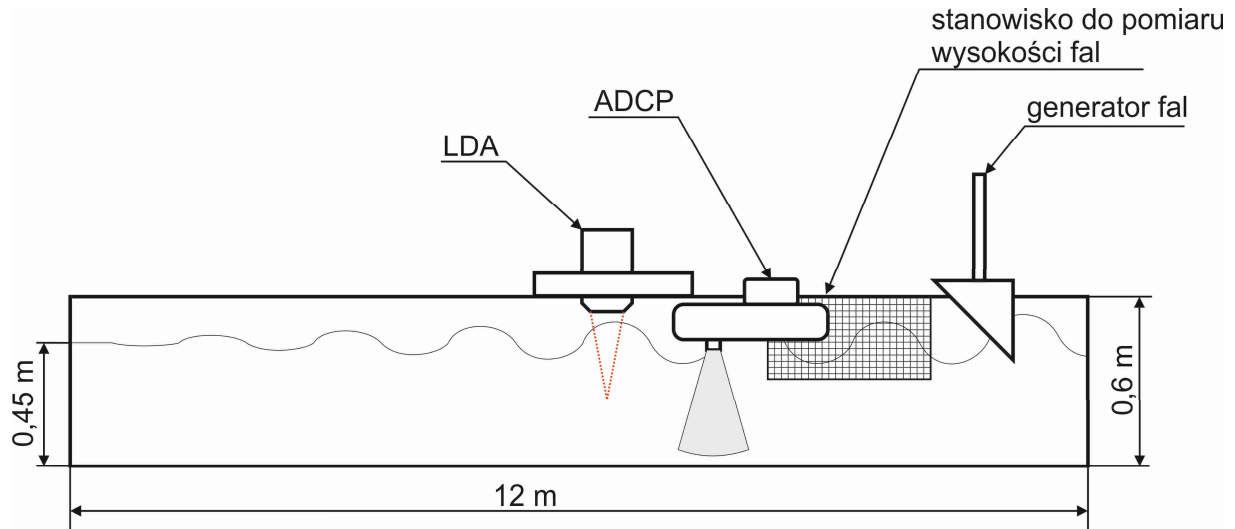
Ruch wody wywołany falowaniem badano także w warunkach laboratoryjnych z wykorzystaniem kanału eksperymentalnego o długości 12 m (Patent No. 223715, 2012). Generowanie fal w takich kanałach odbywać się może na kilka sposobów. Najbardziej rozpowszechnione są generatory tłokowe (Stachurska, 2017), klapowe i nurnikowe (B. Ding i in., 2017; Ikeda i in., 2012) (ryc. 19). W omawianym doświadczeniu użyto generatora z tłokiem nurnikowym.



Ryc. 19. Rodzaje generatorów fal. Od lewej: tłokowy, klapowy, nurnikowy (Kawaguchi, Nakano, Miyajima i Arikawa, 2019)

Wysokości fal zmierzono poprzez wykonanie serii zdjęć fotograficznych prostopadle do kierunku rozchodzenia się fal z wykorzystaniem wyskalowanej tablicy umożliwiającej odczyt wysokości (ryc. 20). Głębokość wody stojącej (bez wzbudzania falowania) wynosiła 0,45 m. Do pomiaru prędkości ruchu wody wykorzystano dwie metody – stosowaną w badaniach terenowych i opisaną wyżej metodę akustyczną oraz metodę anemometrii laserowej. Laserowa anemometria Dopplera (LDA – *Laser Doppler Anemometry*) jest nieinwazyjną techniką pomiaru prędkości i turbulencji w cieczech i gazach. Urządzenia

wykorzystując tę technikę mierzą zmianę częstotliwości światła laserowego rozpraszanego przez cząstki zawieszane w płynie. W doświadczeniu użyto urządzenia Flow Explorer 9065x0311 firmy Dantec Dynamics, generujące fale o długości 660 nm. Umożliwia ono jednokierunkowy pomiar prędkości (tzw. 1D).



Ryc. 20. Schemat stanowiska pomiarowego do pomiaru ruchu wody i wysokości fal

5 BADANIA RUCHU I CYRKULACJI WODY

5.1 Falowanie wiatrowe

Mieszanie wód, w którym kluczową rolę odgrywa działanie wiatru na powierzchnię wody, ma zasadnicze znaczenie w funkcjonowaniu ekosystemów jeziornych. Wpływ wiatru na to zjawisko zależy w znacznej mierze od charakterystyki morfometrycznej zbiornika. Im płytsze jezioro lub im większy udział w jego powierzchni stanowią obszary płytkie, tym większa następuje wymiana chemiczna mas wody z osadami dennymi i ich bogatymi wodami interstycjalnymi. Osady denne kumulują różnego rodzaju substancje, a w ich powierzchniowej warstwie przebiegają intensywne procesy mikrobiologiczne i chemiczne, dlatego wymiana wód zbiornika z osadami wpływa znacząco na chemizm wód. Istotne znaczenie ma tu zjawisko resuspensji osadów (Kajak, 1998). Omawiając wpływ wiatru na funkcjonowanie zbiornika należy wymienić kilka parametrów morfometrycznych. Te Choiński (2007) dzieli na dwie grupy – podstawowe, charakteryzujące zewnętrzne wymiary jeziora i subakwalne, określające podwodną rzeźbę misy jeziornej. Dla działania wiatru, wśród tych pierwszych istotne są powierzchnia, długość, uwypienienie, a wśród drugich głębokość średnia i wskaźnik odsłonięcia.

Powierzchnię jeziora wyznacza miejsce zetknięcia wody z lądem, czyli inaczej izobata 0 m (Choiński, 2007). W przypadku zbiorników, których brzegi są w znacznym stopniu porośnięte roślinnością szuwarową, określenie tej izobaty jest utrudnione, zarówno przy pomiarach bezpośrednich jak i przy pomocy map i tradycyjnych zdjęć lotniczych. Najdokładniejsze wyniki, pozbawione błędów wynikającego z występowania roślinności, daje obliczanie powierzchni jeziora na podstawie zdjęć spektralnych. Wielkość powierzchni jest uzależniona od zmian stanów wody, dlatego często podaje się równoległe rzędną zwierciadła wody. Na ogół nie są to jednak duże zmiany i dla stanów ekstremalnych oscylują w zakresie kilku procent (Choiński, 2007). Powierzchnia Jeziora Swarzędzkiego według różnych źródeł waha się pomiędzy 60 a 93,7 ha. Jeżeli do jej obliczenia uwzględnić rozległy szuwar, zwłaszcza w północnej części zbiornika, bliższa rzeczywistości wydaje się wartość podawana przez Gołdyna i Grabię (1998) oraz Rosińską (2017), czyli 93,7 ha. Powierzchnia Jeziora Wolsztyńskiego jest nieco większa i wynosi 124,06 ha (Dunalska, 2016).

Długość jeziora jest określana jako odległość łącząca najbardziej oddalone punkty zbiornika, mierzona wzdłuż jego osi. W przypadku rozwiniętej linii brzegowej długość wyznacza się wzdłuż linii łamanej, niewychodzącej poza obręb zbiornika (Choiński, 2007). Obliczona na podstawie zdjęć satelitarnych długość Jeziora Swarzędzkiego wynosi 2,82 km, a według Atlasu Jezior Polski (Jańczak, 1996) 2,6 km. Długość Jeziora Wolsztyńskiego wynosi

odpowiednio 2,38 i 2,495 km. Długość zbiornika ma istotne znaczenie dla oddziaływania wiatru, zwłaszcza jeżeli kierunek osi jeziora pokrywa się z przeważającym na danym obszarze kierunkiem wiatru. Zarówno Jezioro Swarzędzkie jak i Wolsztyńskie są rozciągnięte z północnego wschodu na południowy zachód, co przy przeważających na tym obszarze kierunkach wiatru zachodnich i południowo zachodnich, może w istotny sposób wpływać na cyrkulację wody w tych zbiornikach. Z długością zbiornika jest też ściśle związany parametr określany jako średnia efektywna długość jeziora, czyli długość linii prostej łączącej najdalej oddalone punkty jeziora, po której wiatr nie napotyka na przeszkody w formie wysp i półwyspów (Welch, 1948 w: Choiński, 2007). Jest to wielkość charakteryzująca drogę rozbiegu fal.

Uwyspienie wyznacza się jako stosunek powierzchni wysp do całkowitej powierzchni jeziora (Dynowska i Tlałka, 1982). Jezioro Swarzędzkie posiada dwie wyspy – większą, zadrzewioną o powierzchni ok. 2 ha oraz mniejszą porośniętą trzciniowiskiem o powierzchni ok. 1 ha. Uwyspienie przyjmuje zatem wartość zaledwie 0,03. Na Jeziorze Wolsztyńskim leży jedna wyspa zadrzewiona o powierzchni 1,27 ha (Dunalska, 2016), a uwyspienie wynosi 0,01. Mimo, iż nie są to wysokie wartości, wyspy odgrywają znaczącą rolę w procesie cyrkulacji wód.

Istotnym parametrem morfometrycznym określającym podwodną rzeźbę misy jeziornej jest głębokość. Głębokość maksymalna daje niewiele informacji o ukształtowaniu dna i warunkach głębokościowych w całym akwenie, a jedynie może ukazywać informację o najgłębszym miejscu w jeziorze, tzw. głęboczku (Borkowski, 2014). Dlatego do scharakteryzowania niecki jeziornej znacznie lepszym parametrem jest głębokość średnia, która określana jest jako stosunek objętości zbiornika do jego powierzchni. Głębokość maksymalna Jeziora Swarzędzkiego wynosi 7,6 m (Borkowski, 2017), a średnia 2,6 m (Jańczak, 1996). Jezioro jest wyraźnie podzielone na dwie części - północno wschodnią oraz południowo zachodnią, która jest węższa i zdecydowanie płytsza. Głębokość maksymalna Jeziora Wolsztyńskiego wynosi 3,9 m (Dunalska, 2016), a średnia 2,0 m (Jańczak, 1996). Najgłębsza część zbiornika znajduje się na południowy wschód od wyspy.

Wskaźnik odsłonięcia pozwala wnioskować o wpływie na jezioro czynników zewnętrznych, które warunkują temperaturę i cyrkulację wód w jeziorze. Wyznaczany jest jako stosunek powierzchni do głębokości średniej. Im jezioro ma większą powierzchnię, a mniejszą głębokość, tym wskaźnik ten jest większy (Borkowski, 2014). Dla Jeziora Swarzędzkiego wskaźnik odsłonięcia wynosi:

$$W_o = \frac{P}{H_{sr}} = \frac{93,7 \text{ ha}}{2,6 \text{ m}} \approx 36,$$

natomiast dla Jeziora Wolsztyńskiego:

$$W_o = \frac{P}{H_{sr}} = \frac{124,06 \text{ ha}}{2,0 \text{ m}} \approx 62.$$

gdzie: W_o – wskaźnik odslonięcia, P – powierzchnia jeziora [ha], H_{sr} – głębokość średnia.

Obliczone wartości są zbliżone do podanych przez Jańczaka (1996) (odpowiednio 30,5 i 62,1) i wskazują na większą podatność Jeziora Wolsztyńskiego na czynniki zewnętrzne.

Ruchy wody będące wynikiem działania wiatru rozpatrywane są w mikro- i mezoskali, czyli inaczej z różnym stopniem uogólnienia danych. Wartości chwilowe, nieuśrednione, dają możliwość obserwacji ruchów turbulentnych, pozornie nieuporządkowanych. Poddanie tych danych nieskomplikowanej analizie statystycznej pozwala zaobserwować pewne usystematyzowanie ruchu, takie jak zmiany prędkości i kierunku przemieszczania się mas wody wraz ze wzrostem głębokości. Dalsze porządkowanie, z uwzględnieniem prędkości i kierunku wiatru, umożliwia badanie poziomej cyrkulacji wody w obrębie zbiornika. Współczesne urządzenia pomiarowe, takie jak przepływomierze akustyczne, pozwalają na dokładne obserwacje w szerokim zakresie wartości prędkości, nic więc dziwnego, że znajdują zastosowanie nie tylko w pomiarach prądów oceanicznych i morskich, przepływów rzek, ale także ruchów wód w warunkach jeziornych.

5.1.1 Charakterystyka ruchu falowego

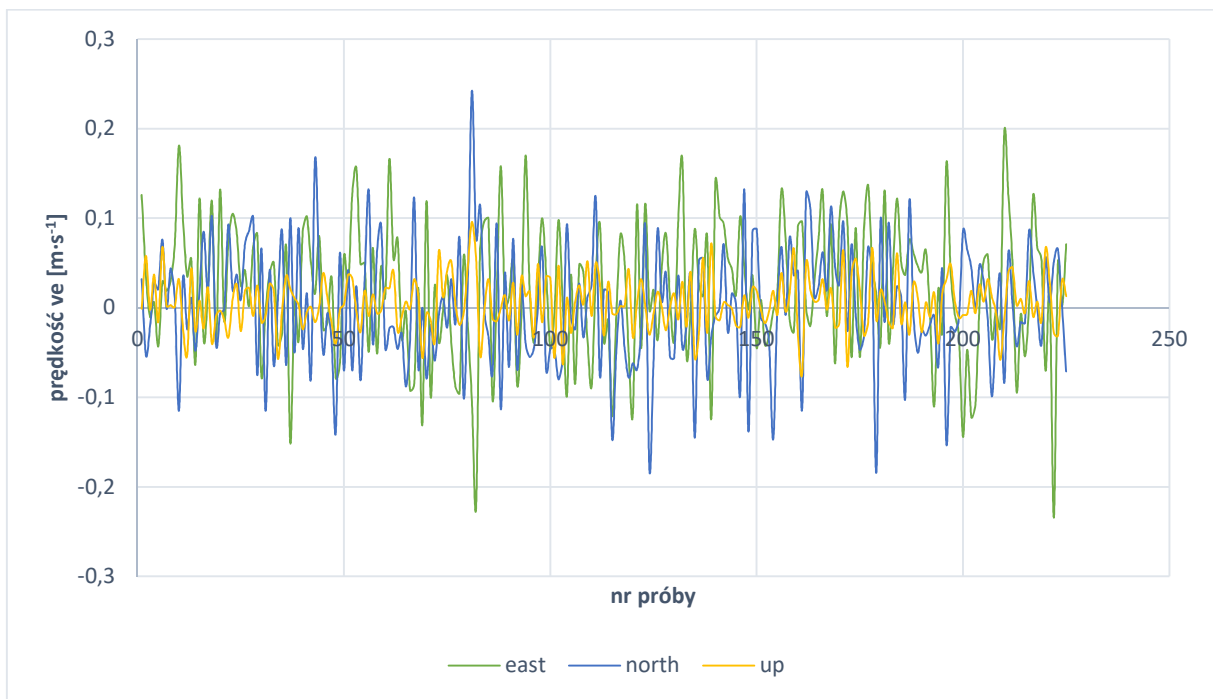
Analizę ruchu falowego wód jeziornych należy rozpocząć od ujęcia mikroskalowego, uwzględniającego turbulentny charakter ruchu cząstek wody. Pod wpływem działania wiatru poruszają się one po kołowych lub eliptycznych orbitach. Obserwując przemieszczanie się cząstek można zauważyć wahadłowe zmiany kierunku tego ruchu. Dane otrzymane podczas pomiarów wykazują te zmiany zarówno w płaszczyźnie poziomej jak i pionowej, przy czym odchylenia chwilowej prędkości poziomej są zdecydowanie większe od odchyień prędkości pionowej. Mimo, że zastosowana metoda pomiaru ADCP nie daje bezpośredniej możliwości wizualizacji toru ruchu cząstek, powyższa obserwacja pozwala założyć, że ruch ten odbywa się po orbitach eliptycznych. Podczas jednego pomiaru, trwającego 300 s, urządzenie rejestruje prędkości w pionie pomiarowym około 240 razy, co w zależności od wielkości komórki pomiarowej daje od około 1 do kilku tysięcy chwilowych wartości prędkości i kierunku ruchu. Tak duża liczba danych pozwala dość dobrze określić charakter badanego zjawiska.

Dla każdej komórki pomiarowej rejestrowane są trzy składowe prędkości:

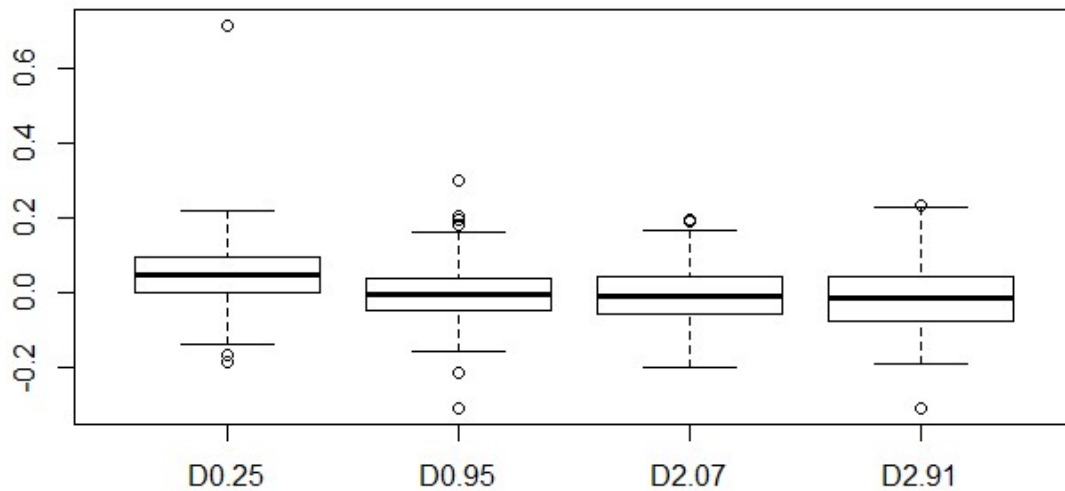
- składowa pozioma wzdłuż osi wschód-zachód (east)
- składowa pozioma wzdłuż osi północ-południe (north)

- składowa pionowa (up).

Ujemna składowa „east” oznacza ruch w kierunku zachodnim, a dodatnia w kierunku wschodnim. Podobnie jest w przypadku składowej „north” (dodatnia – kierunek północny, ujemna – kierunek południowy) i „up” (dodatnia – ruch w górę, ujemna – ruch w dół). Obserwując na wykresie zmienność ich wartości w czasie, zauważalne są częste zmiany znaku, oznaczające w efekcie częste zmiany kierunku ruchu. Chwilowe wartości prędkości poziomej na ogół nie przekraczają $\pm 0,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, co najlepiej prezentuje wykres pudełkowy. Wartości składowej pionowej mieszczą się w przedziale $\pm 0,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

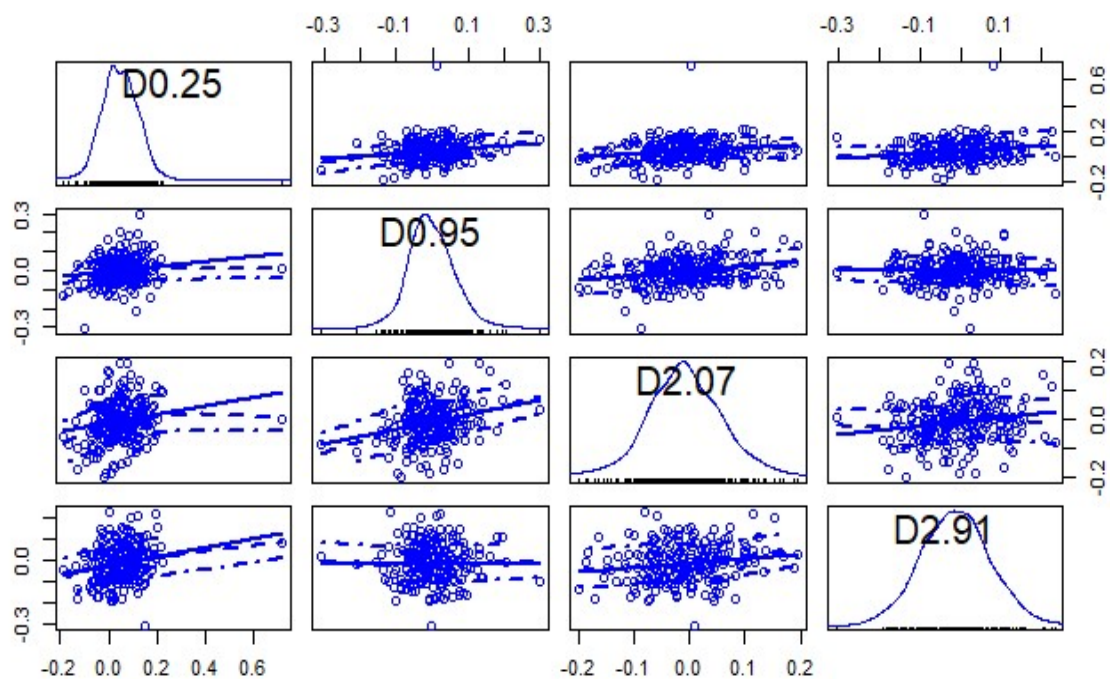


Ryc. 21. Przebieg zmienności wszystkich składowych prędkości w trakcie jednego pomiaru na głębokości 0,53 m



Ryc. 22. Wykres pudełkowy danych dla jednej składowej prędkości („east”) na 4 wybranych głębokościach (0,25; 0,95; 2,07 i 2,91 m)

Przykłady danych prezentowane w tym podrozdziale na wykresach i w tabelach są typowe dla całego okresu pomiarowego, mają charakter poglądowy i służą jedynie ukazaniu charakteru ruchu wody podczas falowania wiatrowego w warunkach jeziornych. Podstawowe statystyki opisowe, dające pogląd na rozrzut danych, zestawiono na ryc. 22 - 24 oraz w tab.2. Analizując wyniki z całego okresu pomiarowego, wszystkie dane dotyczące wartości prędkości charakteryzował rozkład normalny, z niewielką ilością danych odstających.

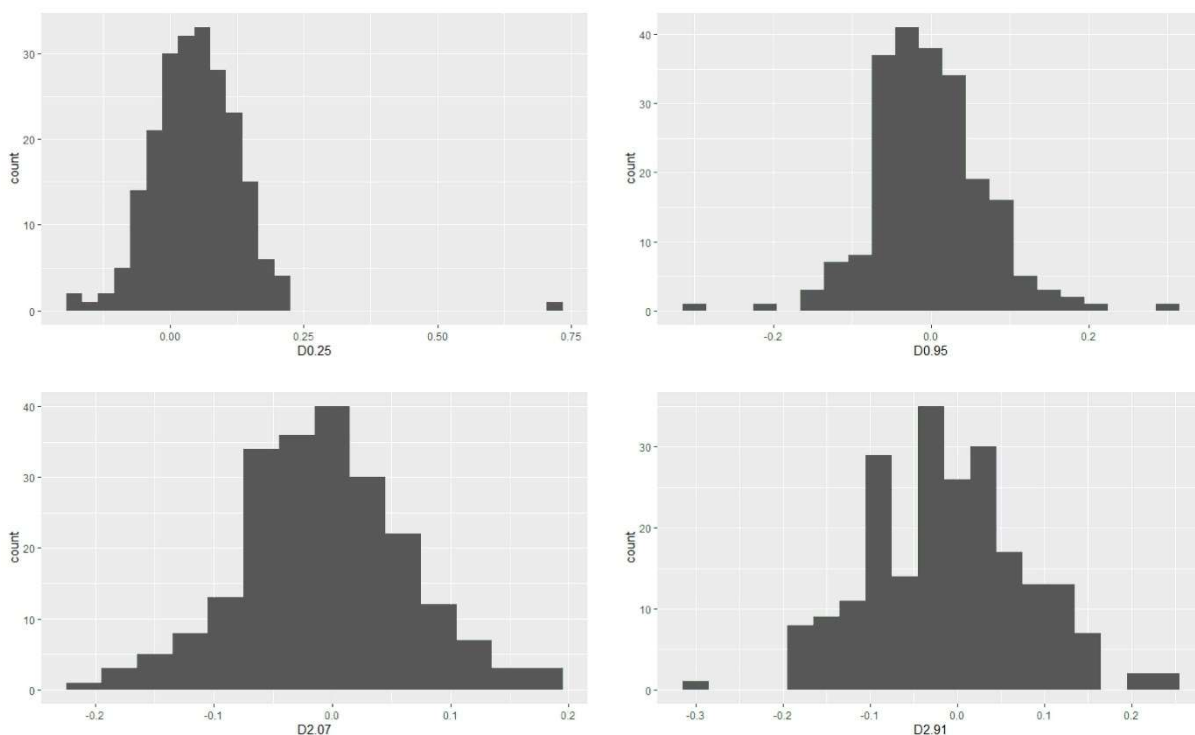


Ryc. 23. Wykres rozproszenia danych dla jednej składowej prędkości („east”) na 4 wybranych głębokościach (0,25; 0,95; 2,07 i 2,91 m)

Tabela 2. Podstawowe statystyki opisowe danych dla jednej składowej prędkości („east”) na 4 wybranych głębokościach (0,25; 0,95; 2,07 i 2,91 m)

summary(east)

D0.25	D0.95	D2.07	D2.91
Min. : -0.18400	Min. : -0.308000	Min. : -0.198000	Min. : -0.30600
1st Qu.: -0.00100	1st Qu.: -0.048000	1st Qu.: -0.055000	1st Qu.: -0.07700
Median : 0.04600	Median : -0.006000	Median : -0.010000	Median : -0.01400
Mean : 0.04804	Mean : -0.001751	Mean : -0.006949	Mean : -0.01035
3rd Qu.: 0.09500	3rd Qu.: 0.037000	3rd Qu.: 0.041000	3rd Qu.: 0.04500
Max. : 0.71300	Max. : 0.298000	Max. : 0.194000	Max. : 0.23400



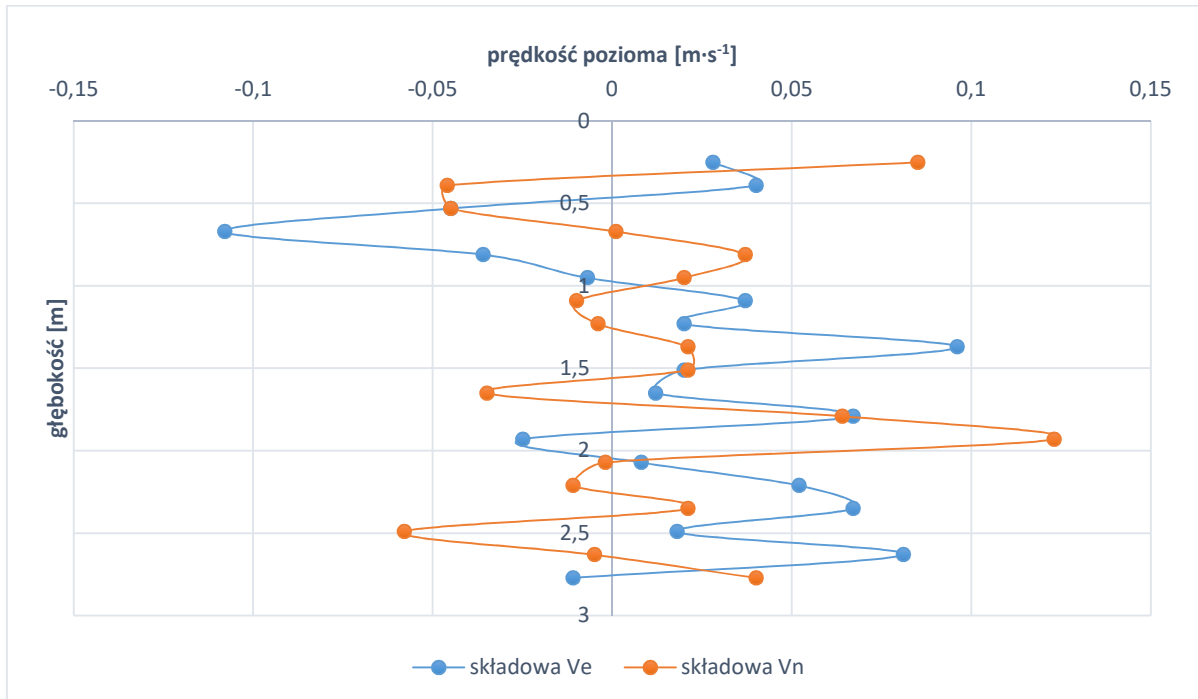
Ryc. 24. Histogramy danych dla jednej składowej prędkości („east”) na 4 wybranych głębokościach (0,25; 0,95; 2,07 i 2,91 m)

5.1.2 Zasięg pionowy falowania wiatrowego

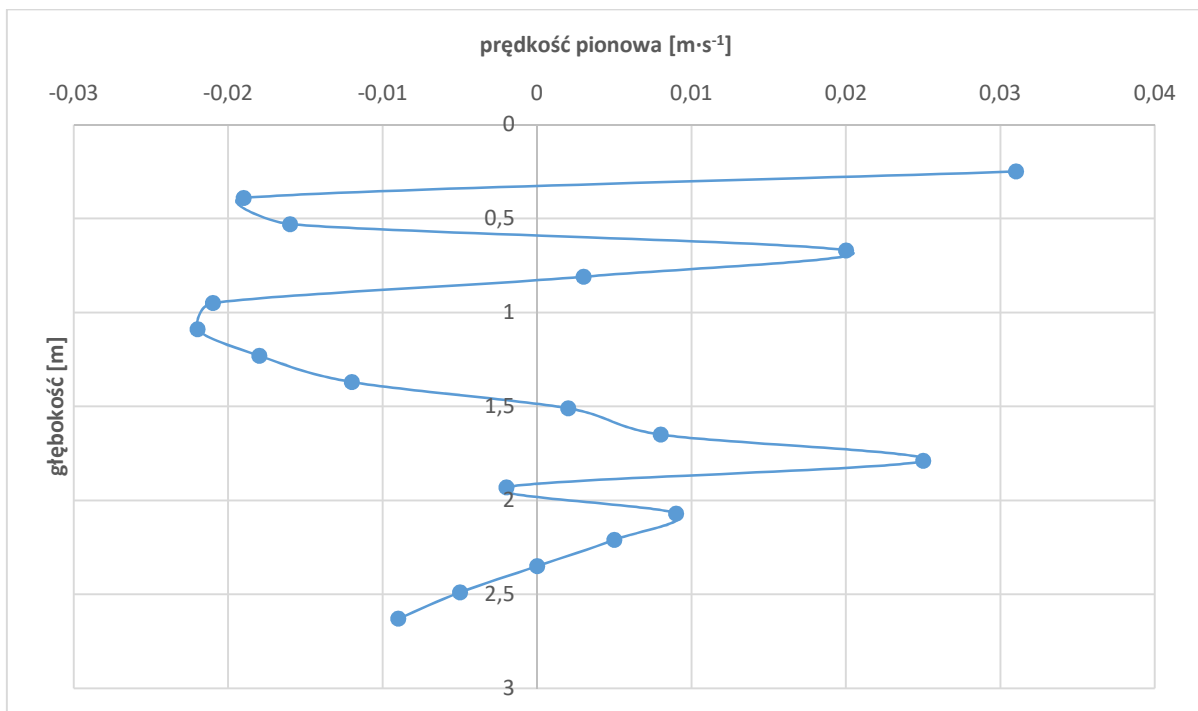
Mieszanie się wód jest uzależnione od pionowego zasięgu falowania wiatrowego, różnic temperatury wody i parametrów morfometrycznych zbiornika. Głębokość warstwy mieszanej – epilimnionu - zależy od siły wiatru, a ta z kolei od długości jego rozbiegu nad powierzchnią wody. Jednolitość temperatury epilimnionu wynika z jego mieszania. Założenie, że zasięg mieszania jest równy miąższości epilimnionu, oznacza, że w jeziorach polimiktycznych, w których nie wykształca się stratyfikacja termiczna, wpływ falowania sięga do dna zbiornika.

Wiele współczesnych prac dotyczących cyrkulacji i ruchów wody wywołanych wiatrem opisuje zagadnienie z pominięciem parametrów fal (Torma i Wu, 2019; Chao i in., 2008; Kocyigit i Kocyigit, 2004; Chubarenko i in., 2001). Analizując pionowy zasięg falowania wiatrowego bez pomiaru tych parametrów, należałoby wziąć pod uwagę punkty, w których działanie wiatru będzie miało porównywalny efekt, a więc uwzględnić rozbieg fali przy danym kierunku wiatru. Istotny wpływ może mieć również czas trwania wiatru, jednak podczas badań dane takie nie były rejestrowane. Początkowo do analizy wybrane zostały po trzy punkty z Jeziora Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego, ale w celu uzyskania większej dokładności uwzględniono ostatecznie wszystkie punkty pomiarowe.

Wiatr oddziałując na powierzchnię jeziora powoduje ruch poziomy i pionowy wody, ale obserwacja tylko chwilowych prędkości poziomych i pionowych nie wykazuje istotnego zróżnicowania wartości wraz ze wzrostem głębokości (ryc. 25, 26).

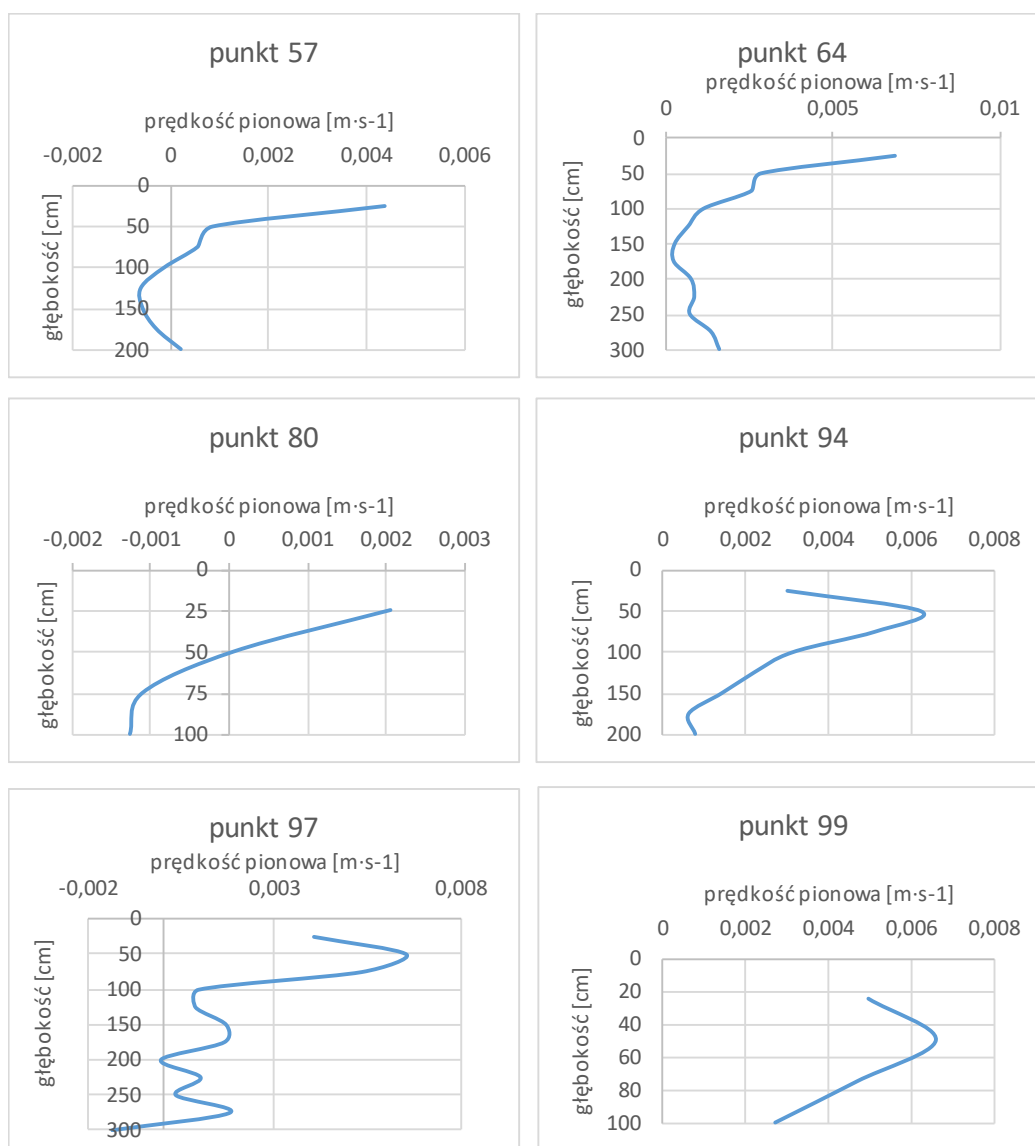


Ryc. 25. Przykładowa zmienność chwilowych wartości prędkości poziomych ruchu wody



Ryc. 26. Przykładowa zmienność chwilowych wartości prędkości pionowych ruchu wody

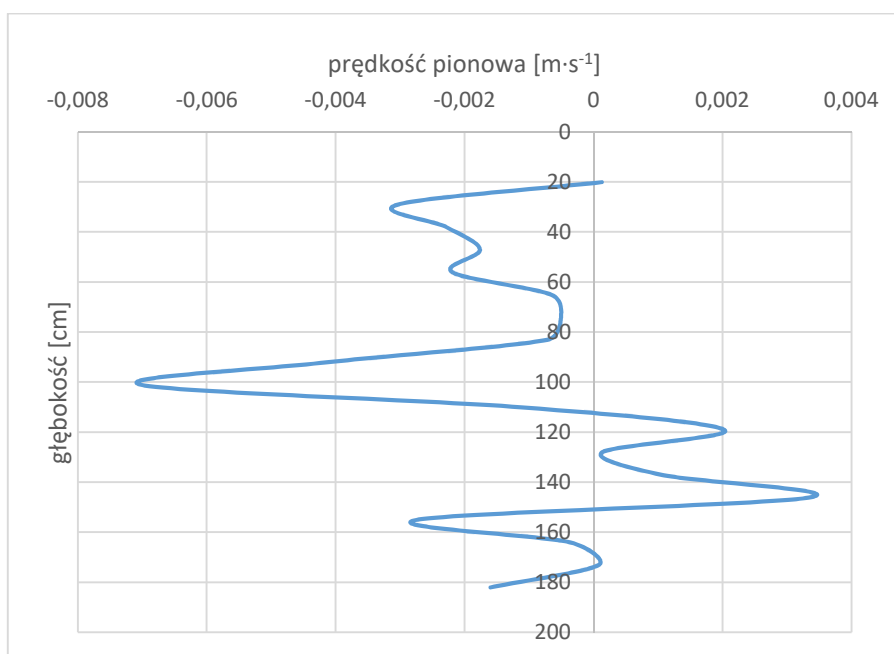
Aby zaobserwować pewne tendencje zmian wartości prędkości cząstek wody należy wziąć pod uwagę wartości uśrednione dla poszczególnych komórek pomiarowych. Taka obserwacja pozwala zauważyć, że prędkości są wyraźnie większe w warstwie przy powierzchni wody (ryc. 27). Zakładając, że miąższość tej warstwy zależy przede wszystkim od prędkości wiatru, można ją określić jako zasięg falowania wiatrowego. Jednakże prędkości ruchu cząstek wody poniżej oczywiście nie zanikają całkowicie, a jedynie maleją, co oznacza, że mieszanie wód może sięgać głębiej. Potwierdzają to między innymi badania temperatury wody, która (z małymi wyjątkami) jest jednolita na całej głębokości obu badanych jezior.



Ryc. 27. Zmienność średnich wartości prędkości pionowych ruchu wody w zależności od głębokości w wybranych punktach pomiarowych badanych jezior

Kierunek i wartość prędkości ruchu wody zmieniają się z głębokością i przy wietrze wiejącym z prędkością około $20 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ wartość prędkości poziomej wody może wynosić od 3 do $5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ przy powierzchni i około $1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ przy dnie na głębokości około 1,5 m (Chao i in.,

2008). Poziome składowe prędkości zmieniają się podobnie jak składowa pionowa, ale ich wartości mogą być zniekształcone przez występujące na różnych głębokościach prądy cyrkulacji wiatrowych i przepływowe. Dobrym rozwiązaniem wydaje się więc analiza zmienności prędkości pionowych. W tym przypadku należy zwrócić uwagę na możliwość występowania ruchów wody związanych z konwekcją, wynikającą ze zmian temperatury i gęstości. Wykonane pomiary potwierdzają występowanie niewielkich prędkości pionowych nawet przy pozornie nieruchomej tafli wody w bezwietrzne dni. Przeważające ujemne wartości prędkości pionowej przy powierzchni oznaczają, że gęstsza woda opada na dno, co może mieć miejsce, kiedy chłodniejsza woda przy powierzchni ogrzewa się do ok 4°C, lub kiedy ciepła woda przy powierzchni ulega szybkiemu ochłodzeniu w wyniku zmiany temperatury powietrza (ryc. 28).



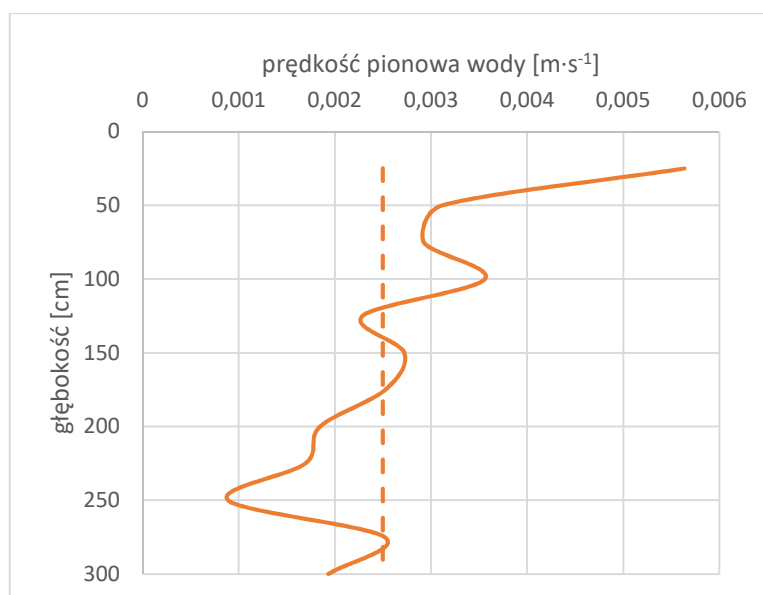
Ryc. 28. Przykładowa zmienność prędkości pionowej ruchu wody przy temperaturze wody przy powierzchni ok 3,5°C

Prędkość pionowa wody zmienia się ze wzrostem głębokości, osiągając przy powierzchni wartość ok. 0,01 m·s⁻¹ natomiast przy dnie ok 0,002 m·s⁻¹ (tab. 3). Maksymalna zanotowana wartość prędkości pionowej wynosiła 0,035 m·s⁻¹ i zaobserwowana została podczas pomiarów w maju 2020 roku w punkcie 96. Nawet w dni bezwietrzne i z niewielkim wiatrem (do 5 km·h⁻¹) woda porusza się w kierunku pionowym z niedużą prędkością. Może ona być nieznacznie większa przy powierzchni, a jej średnia wartość w punktach pomiarowych wynosi 0,0025 m·s⁻¹. Wartość ta stanowi pewne tło dla pomiarów prędkości wody wywołanej działaniem wiatru (ryc. 29). Jest ono uwzględnione przy obliczeniach zasięgu falowania. Współczynnik korelacji Pearsona między średnią prędkością pionową ruchu wody dla obu

jezior, a głębokością wynosi $r = -0,77$, co wskazuje na bardzo silną zależność tych dwóch zmiennych (wg klasyfikacji Guilford'a). Jest on oczywiście różny w przedziałach określających zasięg falowania, a na głębokości do 100 cm wynosi $-0,97$.

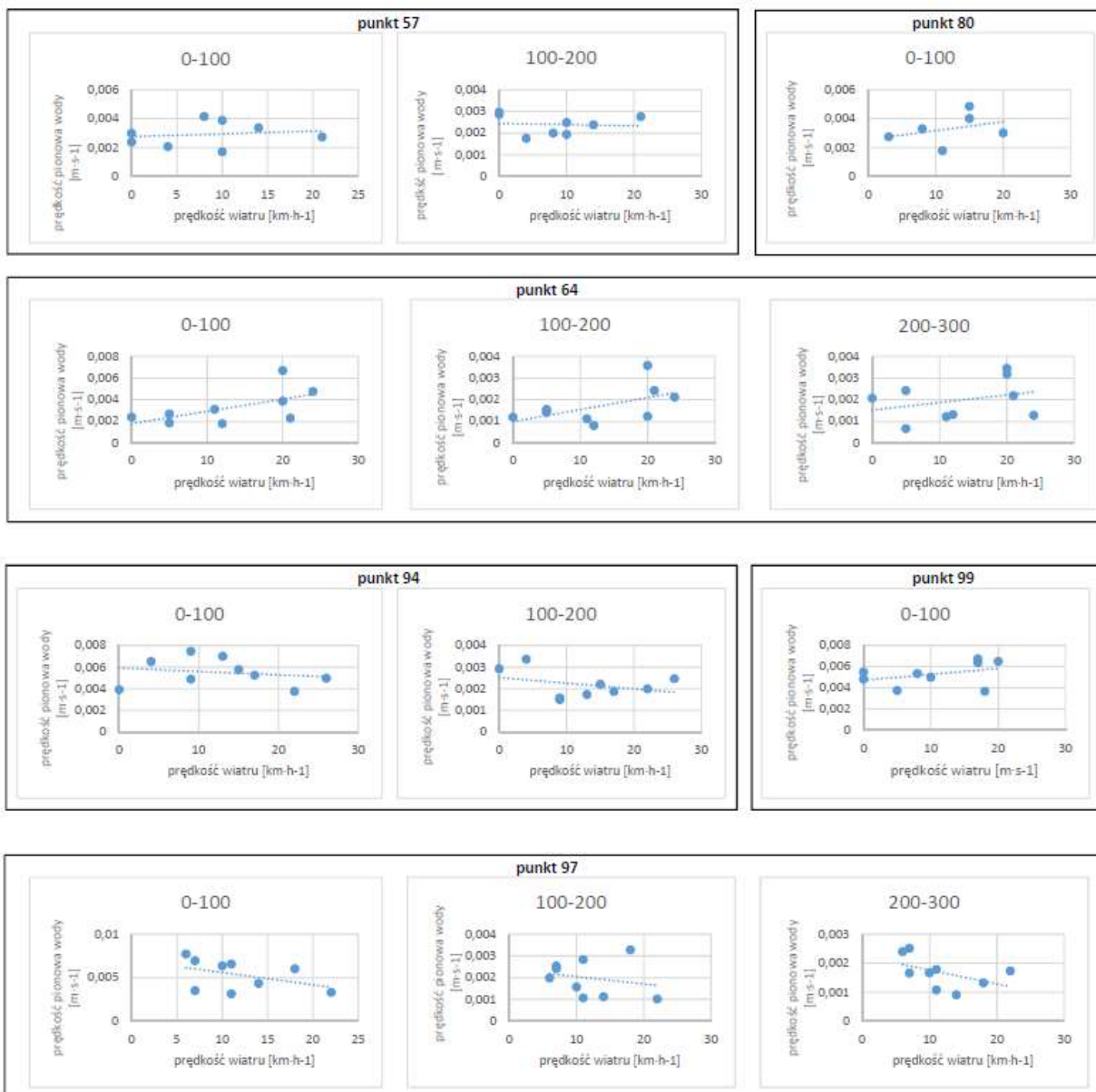
Tabela 3. Zmienność prędkości pionowej dla wybranych prędkości wiatru w punkcie pomiarowym 64 [$m \cdot s^{-1}$]

Prędkość wiatru [$km \cdot h^{-1}$]	głębokość [cm]											
	25	50	75	100	125	150	175	200	225	250	275	300
21	0,0074	0,0027	0,0015	0,0003	-0,0029	-0,0011	-0,0023	-0,0027	-0,0040	-0,0014	-0,0008	-0,0021
20	0,0172	0,0080	0,0052	0,0023	-0,0001	0,0026	0,0001	0,0013	0,0025	0,0031	0,0035	0,0036
5	0,0100	0,0008	0,0012	-0,0011	0,0031	-0,0004	0,0013	0,0009	0,0009	0,0012	0,0047	0,0027
0	0,0073	0,0026	-0,0007	-0,0011	-0,0014	-0,0018	0,0011	0,0003	0,0037	0,0006	-0,0019	0,0015



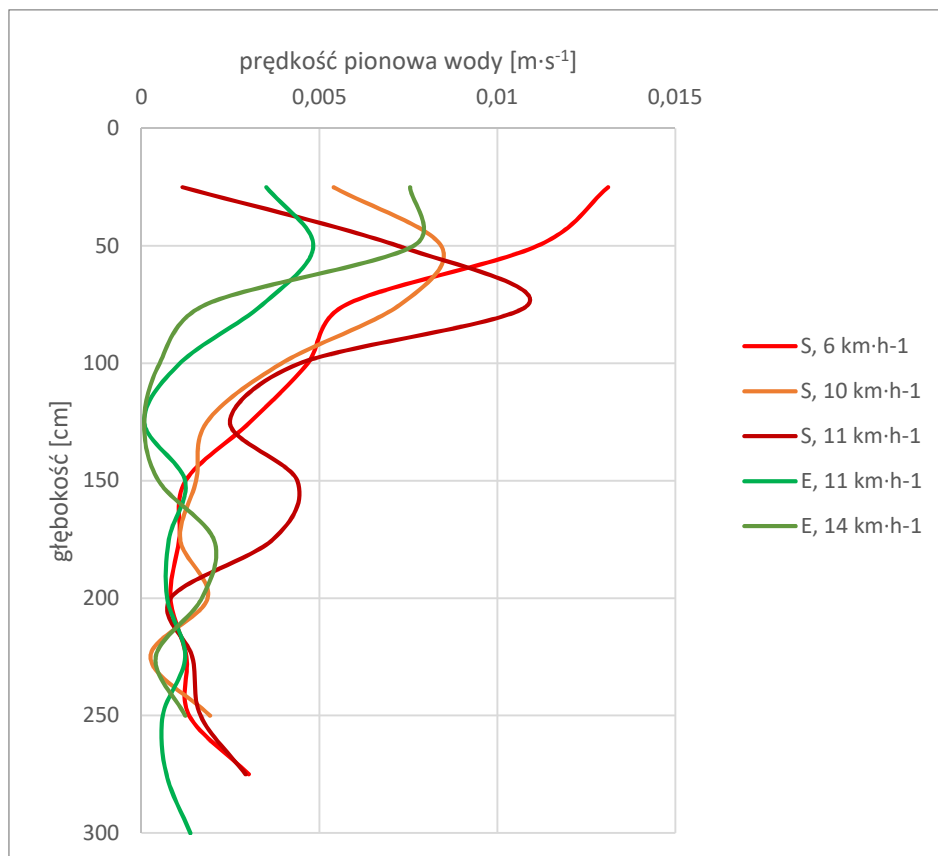
Ryc. 29. Prędkość pionowa ruchu wody w badanych jeziorach przy prędkości wiatru do $5 km \cdot h^{-1}$

Można przypuszczać, że zasięg głębokościowy falowania wiatrowego zależy przede wszystkim od prędkości wiatru. Jednakże współczynnik korelacji prędkości wiatru i średniej prędkości wody w całym pionie pomiarowym dla obu jezior nie wykazuje nawet nikłej zależności ($r = 0,056$). Rozpatrując to zagadnienie osobno dla każdego punktu pomiarowego wysoki wpływ prędkości wiatru na prędkość wody, a więc także na zasięg falowania, widoczny jest w punkcie 64, przeciętny w punktach 80 i 99, słaby w punkcie 57 (na głębokości do 1 m). W punktach 94 oraz 97 zaznacza się nawet korelacja odwrotna (ryc. 30).



Ryc. 30. Zależność pionowej składowej prędkości wody od prędkości wiatru w wybranych punktach pomiarowych badanych jezior w trzech różnych zakresach głębokości (0-100, 100-200 i 200-300 m)

Powyższe rozważania są jednak pewnym uproszczeniem, gdyż nie uwzględniają one kierunku wiatru oraz rozbiegu fal. W punkcie 97 wiatr wiejący z kierunku południowego z prędkością $6 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ wywołuje falowanie o zasięgu pionowym około 120 cm, natomiast w tym samym punkcie wiatr ze wschodu o prędkości $14 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ wywołuje falowanie o zasięgu tylko około 70 cm. Wynika to z większej długości rozbiegu fal z kierunku południowego w tym punkcie (ryc. 31).



Ryc. 31. Różnice pionowego zasięgu falowania w punkcie pomiarowym 97 na Jeziorze Wolsztyńskim przy wietrze wiejącym z kierunku południowego i wschodniego

Rozbieg fali ma więc istotne znaczenie dla zasięgu falowania wiatrowego. Analiza składowych głównych wykonana dla czterech zmiennych – prędkości wiatru, rozbiegu fal, pionowego zasięgu falowania oraz wysokości fal obliczonej ze wzoru Andriejanowa, wskazuje na większą zależność pomiędzy zasięgiem a rozbiegiem, aniżeli pomiędzy zasięgiem a prędkością wiatru, czy wysokością fal (ryc. 32). Nie oznacza to oczywiście, że prędkość wiatru nie ma wpływu na zasięg falowania. Analiza ta dotyczy wszystkich punktów pomiarowych na obu badanych jeziorach.

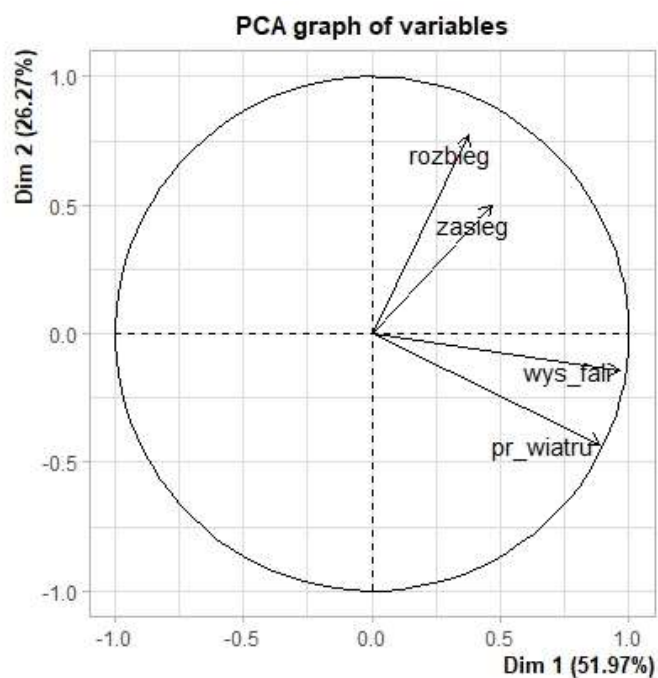
Wzory określające miąższość warstwy ulegającej mieszaniu cytowane przez Choińskiego (2007), wiążą głębokość mieszania z temperaturą wody oraz powierzchnią jeziora. Prosty wzór zaproponowany przez Patalasa (1960) zakłada, że zasięg mieszania odpowiada miąższości epilimnionu:

$$E = 4,4\sqrt{D}$$

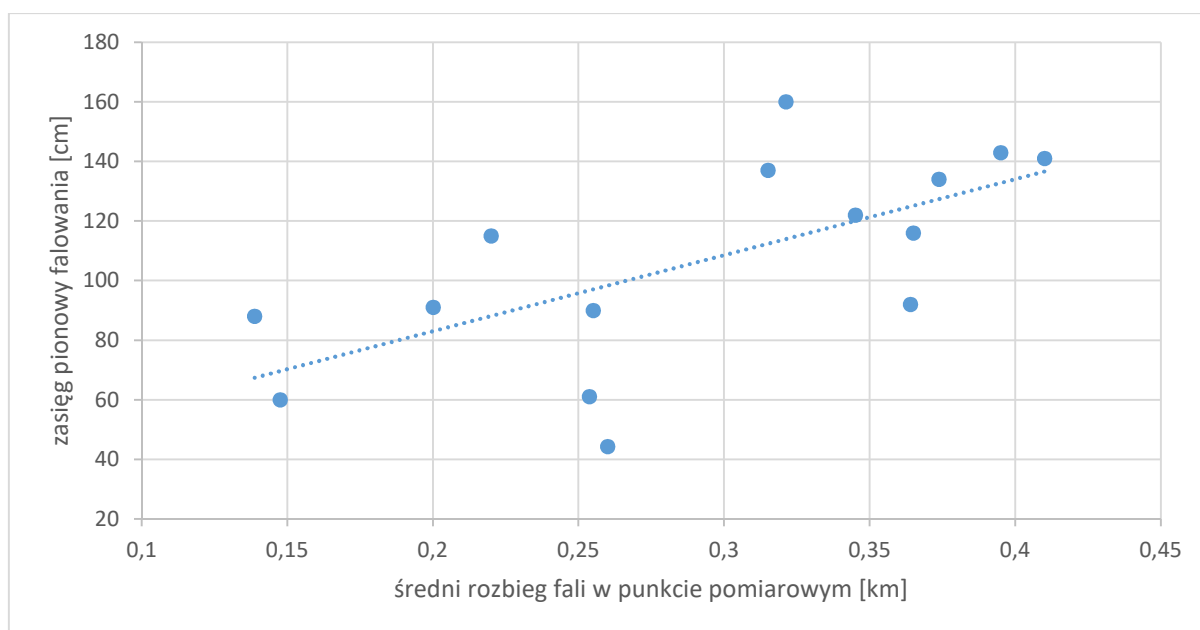
gdzie: E – miąższość epilimnionu [m], D – średnia efektywna długość osi jeziora [km].

Wzór ten został sprawdzony na przykładzie Jezior Raduńsko-Ostrzyckich przez Okulanisa (1965) i dobrany został nowy współczynnik. Wskazuje to na konieczność weryfikacji wzorów przed podjęciem próby ich zastosowania w różnych regionach (Choiński,

2007). Kajak (1998) podaje ten sam wzór na zasięg mieszania, zaznaczając jednocześnie, że jest on aktualny dla zbiorników o długości do kilkudziesięciu kilometrów, powyżej tej długości głębokość epilimnionu już się nie zwiększa.



Ryc. 32. Wykres ładunków czynnikowych analizy składowych głównych: wys_fali – wysokość fali, pr_wiatru – prędkość wiatru, rozbieg – rozbieg fali, zasięg - zasięg pionowy falowania.



Ryc. 33. Zależność zasięgu falowania od średniego rozbiegu fal w danym punkcie pomiarowym dla badanych jezior

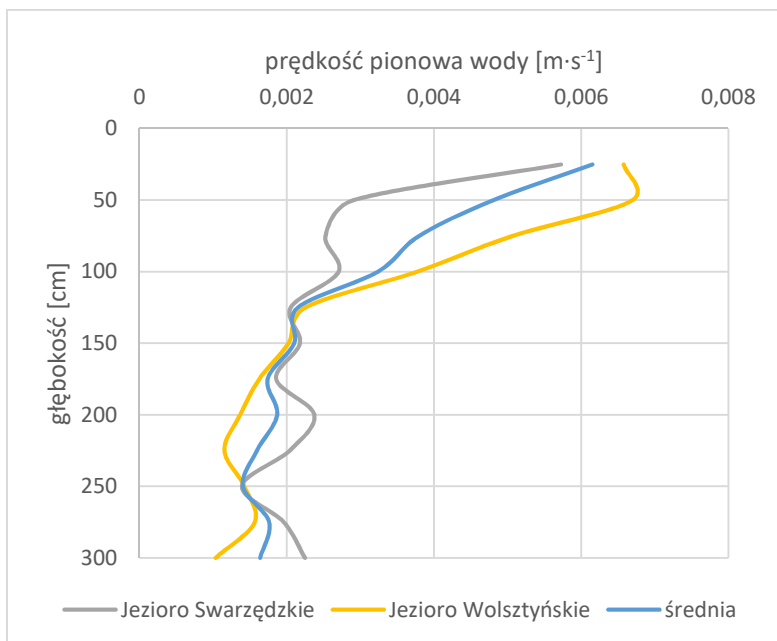
Wzór Patalasa (1960) na miąższość epilimnionu, która odpowiada zasięgowi mieszania wiatrowego nie uwzględnia w ogóle prędkości wiatru, a jedynie właśnie średnią efektywną

długość osi jeziora, związaną z długością rozbiegu fal. Sama definicja efektywnej długości fal w literaturze nie jest jednoznaczna. Choiński (2007) określa ją jako długość linii prostej łączącej najdalej oddalone punkty jeziora, po której działanie wiatru i fal nie napotyka na przeszkody, typu wyspy czy półwyspy. Zależności głębokości mieszania od wielkości jeziora, wyrażanej przez długości efektywne są znane z literatury. Okulanic (1976, 1981) wiąże zasięg falowania ze średnimi długościami efektywnymi dla zbiorników o wydłużonym kształcie, Skowron (1990, 2011) ze średnią długością rozbiegu wiatru dla linii środkowej jeziora (Sobolewski i in., 2014). Badania Jeziora Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego potwierdzają słuszność tego podejścia – rozbieg fal ma większy wpływ na zasięg falowania niż sama tylko prędkość wiatru. Współczynnik korelacji Pearsona pomiędzy średnim rozbiegiem, a średnim zasięgiem falowania w danym punkcie pomiarowym wskazuje na wysoką zależność tych zmiennych ($r = 0,67$) (ryc. 33).

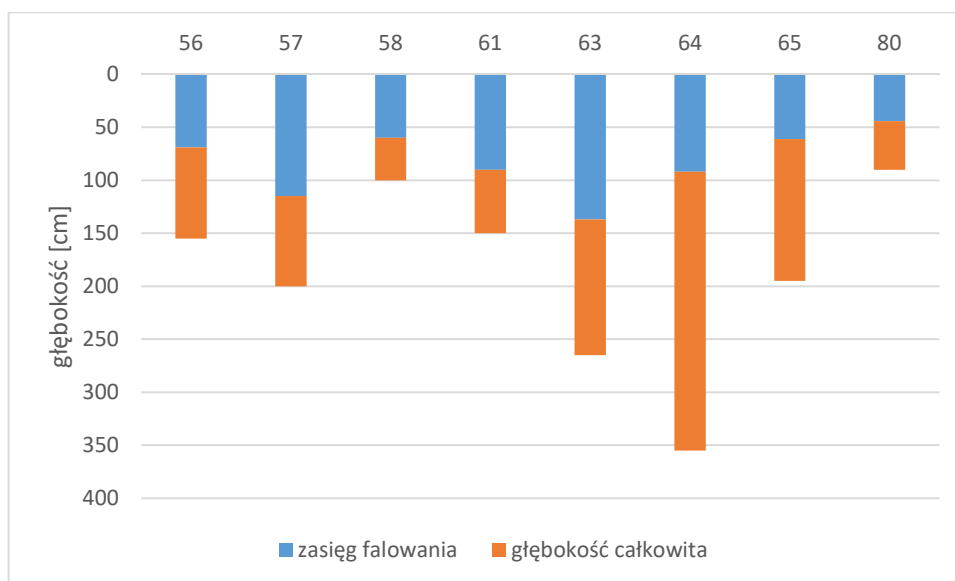
Tabela 4. Długości rozbiegu fal z różnych kierunków we wszystkich punktach pomiarowych

	pkt	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	średnia
Jezioro Swarzędzkie	56	0,08	0,27	0,17	0,14	0,86	0,07	0,02	0,03	0,205
	57	0,17	0,23	0,11	0,07	0,83	0,18	0,08	0,09	0,220
	58	0,25	0,26	0,05	0,02	0,07	0,24	0,14	0,15	0,148
	61	0,08	0,02	0,05	0,05	0,11	1,38	0,23	0,12	0,255
	63	0,44	0,02	0,02	0,04	0,16	1,13	0,4	0,31	0,315
	64	0,3	0,34	0,13	0,18	0,63	1,02	0,15	0,16	0,364
	65	0,19	0,42	0,23	0,3	0,74	0,07	0,04	0,04	0,254
	80	0,31	1,07	0,07	0,04	0,03	0,04	0,44	0,08	0,260
										0,2525
Jezioro Wolsztyńskie	92	0,09	0,18	0,13	0,18	0,38	0,06	0,04	0,05	0,139
	93	0,06	0,7	0,72	0,27	0,57	0,59	0,04	0,04	0,374
	94	0,38	0,49	0,62	0,14	0,44	0,84	0,21	0,16	0,410
	95	0,58	0,4	0,04	0,03	0,05	0,98	0,39	0,29	0,345
	96	0,03	0,45	0,38	0,33	0,59	1,11	0,02	0,01	0,365
	97	1,04	0,44	0,29	0,23	0,48	0,42	0,15	0,11	0,395
	98	0,43	0,25	0,06	0,04	0,16	0,54	0,83	0,26	0,321
	99	0,74	0,33	0,17	0,13	0,1	0,04	0,09	0,018	0,202
										0,3189

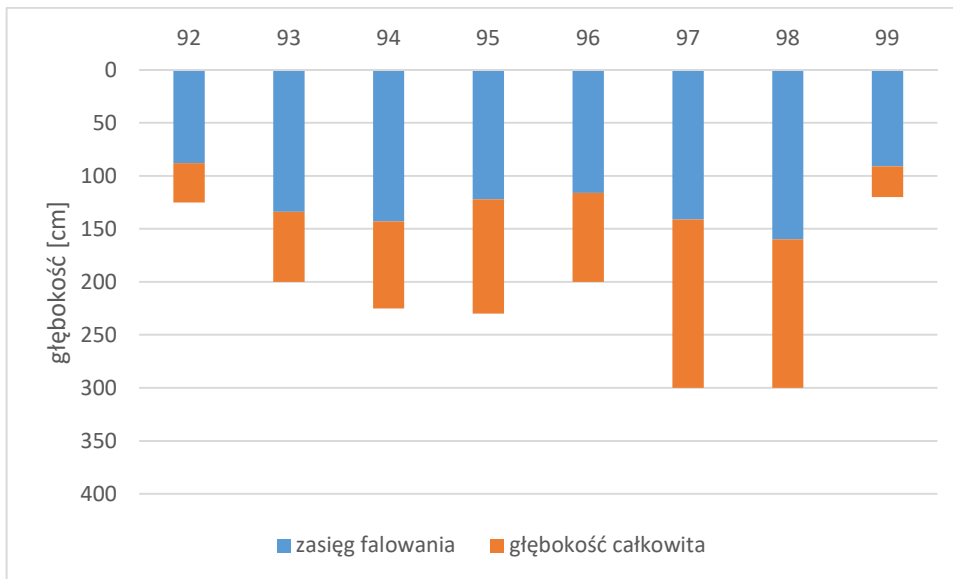
Interesujący wydaje się fakt, że obliczony średni zasięg głębokościowy różni się dla Jeziora Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego. Dla pierwszego z nich wynosi około 84 cm, dla drugiego 124 cm (ryc. 34). Zasięg falowania w badanych zbiornikach wahał się w przedziale od 0 do 300 cm. Największe jego wartości obserwowane były na ogół w środkowych punktach przekrojów pomiarowych (57 i 64, 94 i 97).



Ryc. 34. Porównanie średnich zasięgów falowania wiatrowego dla Jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego oraz średnia dla obu jezior



Ryc. 35. Średnie zasięgi falowania w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego



Ryc. 36. Średnie zasięgi falowania w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego

Przytaczane wyżej zależności zasięgu falowania od długości efektywnej określają głębokość mieszania wiatrowego w skali całego zbiornika. Wykorzystując wzór Patalasa do określenia zasięgu falowania w konkretnych punktach pomiarowych (podstawiając za zmienną D średnią długość rozbiegu fali dla punktu) obliczone wartości zasięgu przekraczają te uzyskane podczas pomiarów. Obliczona w ten sposób głębokość warstwy mieszanej sięga dna zbiornika we wszystkich punktach pomiarowych z wyjątkiem najgłębszych (63, 64, 97, 98). Różnica pomiędzy wartościami obliczonymi i uzyskanymi podczas pomiarów wynikać może z faktu, że pomiary miały charakter chwilowy i nie były wykonywane podczas silnego wiatru i zjawisk ekstremalnych, podczas których zapewne zasięg falowania byłby większy, sięgając w większości punktów pomiarowych do dna zbiornika.

Jezioro Wolsztyńskie jest bardziej podatne na działanie falowania wiatrowego niż Jezioro Swarzędzkie. Wynika to z różnic w średnich długościach rozbiegu fal (tab. 4). Większą podatność na działanie czynników zewnętrznych Jeziora Wolsztyńskiego potwierdza także wyższy wskaźnik odsłonięcia, wynoszący dla tego zbiornika $W_o = 62$, w stosunku do $W_o = 36$ dla Jeziora Swarzędzkiego.

5.2 Cyrkulacja pozioma wód

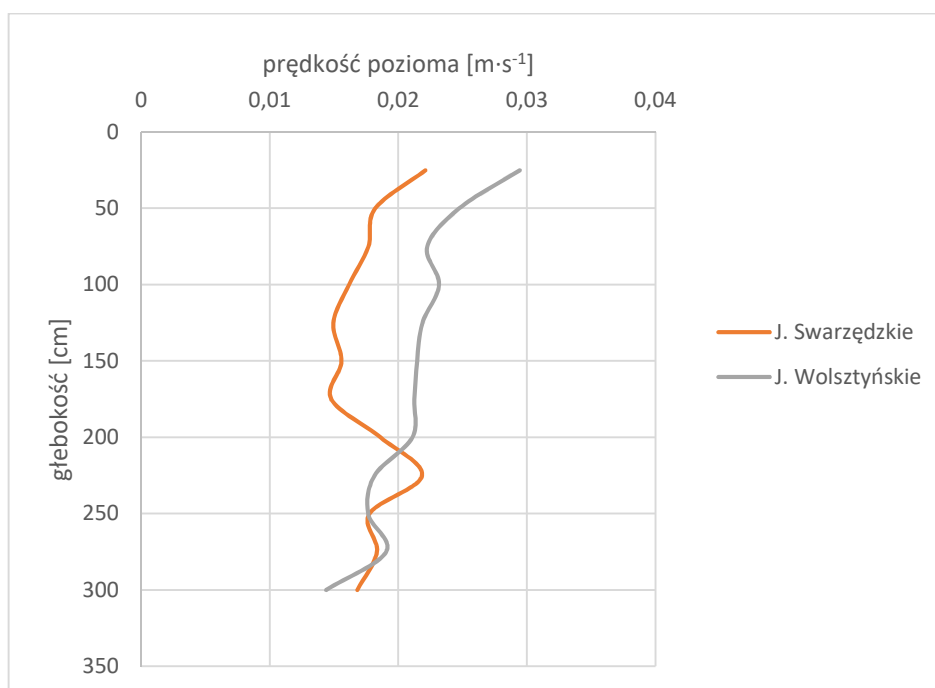
5.2.1 Prądy wywołane wiatrem

Wiatr może mieć znaczący wpływ na strukturę przepływu i transport zanieczyszczeń w kanałach, płytkich jeziorach oraz przy ujściach rzek. Cyrkulacja ma istotne znaczenie dla oceny ryzyka ekologicznego i zarządzania środowiskiem (G. Li i in., 2017). W płytkich zbiornikach wiatr wpływa na jakość wód poprzez resuspensję osadów i dyfuzję składników odżywczych (Y. Li i in., 2017). W głębszych jeziorach może wpływać na warunki stratyfikacji wód (Bowyer, 2004). Poziome przemieszczanie się nagranych powierzchniowych mas wody może powodować unoszenie się niżej położonych chłodniejszych wód i intensywne mieszanie (Pan i in., 2002). W płytkich jeziorach cyrkulacje poziome mogą wywoływać szybkie mieszanie się wód w obrębie całego akwenu (Bowyer, 2004). Duży wpływ na cyrkulację ma topografia zbiornika – ukształtowanie dna i linii brzegowej, a także występujące na zbiorniku wyspy (Bowyer, 2004; Chubarenko i in., 2001; Gibbs i in., 2016; Gedney i Lick, 2008). Znaczenie prądów cyrkulacyjnych w warunkach jeziornych potwierdza rosnąca liczba publikacji na ten temat. Większość z nich dotyczy jednak numerycznego modelowania cyrkulacji, a powstające modele są kalibrowane i porównywane z danymi terenowymi z kilku punktów pomiarowych. Dane te stanowią najczęściej wyniki pomiarów zmian temperatury (Laval, Imberger, Hodges, i Stocker, 2003), ruchu wody z wykorzystaniem ADCP (Gibbs i in., 2016), przemieszczania traserów metodą Lagrange’a (Chao i in., 2008; Liu i in., 2018) lub połączenie pomiarów kilku parametrów (Weaver i in., 2016). Badania poziomych cyrkulacji prowadzone na jeziorach Swarzędzkim i Wolsztyńskim wykonano w ośmiu punktach pomiarowych na każdym ze zbiorników. Być może nie jest to wystarczająca liczba, aby w pełni scharakteryzować powstające prądy wiatrowe w skali całego zbiornika, ale pozwala przybliżyć to zjawisko i zaobserwować pewne prawidłowości dotyczące prędkości ruchu wody oraz zmienności kierunków przepływu w poziomie i pionie.

Mając dane uśrednione wartości składowych prędkości poziomej „east” i „north” z jednego pomiaru, można za pomocą funkcji trygonometrycznych wyznaczyć kierunek cyrkulacji oraz obliczyć wartość wypadkową prędkości prądu. Wszystkie pionowe pomiarowe podzielono na 25-centymetrowe fragmenty, aby umożliwić obserwację zmienności kierunku i wartości cyrkulacji ze wzrostem głębokości. Powierzchniowa warstwa pomiarowa oraz warstwa przy dnie, zawierają niewielkie strefy bez wartości pomiarowych, związane z konstrukcją głowicy pomiarowej oraz z odbijaniem się sygnału od niejednorodnego dna. W praktyce stanowi to warstwę o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów. Podejmowane są próby określania charakteru prądów w kilkunastocentymetrowej

przypowierzchniowej warstwie wody w warunkach laboratoryjnych i terenowych, z wykorzystaniem instrumentów optycznych. Takie pomiary stanowiłyby cenne uzupełnienie pomiarów z wykorzystaniem ADCP, na razie jednak są to badania eksperymentalne (Laxague i in., 2017).

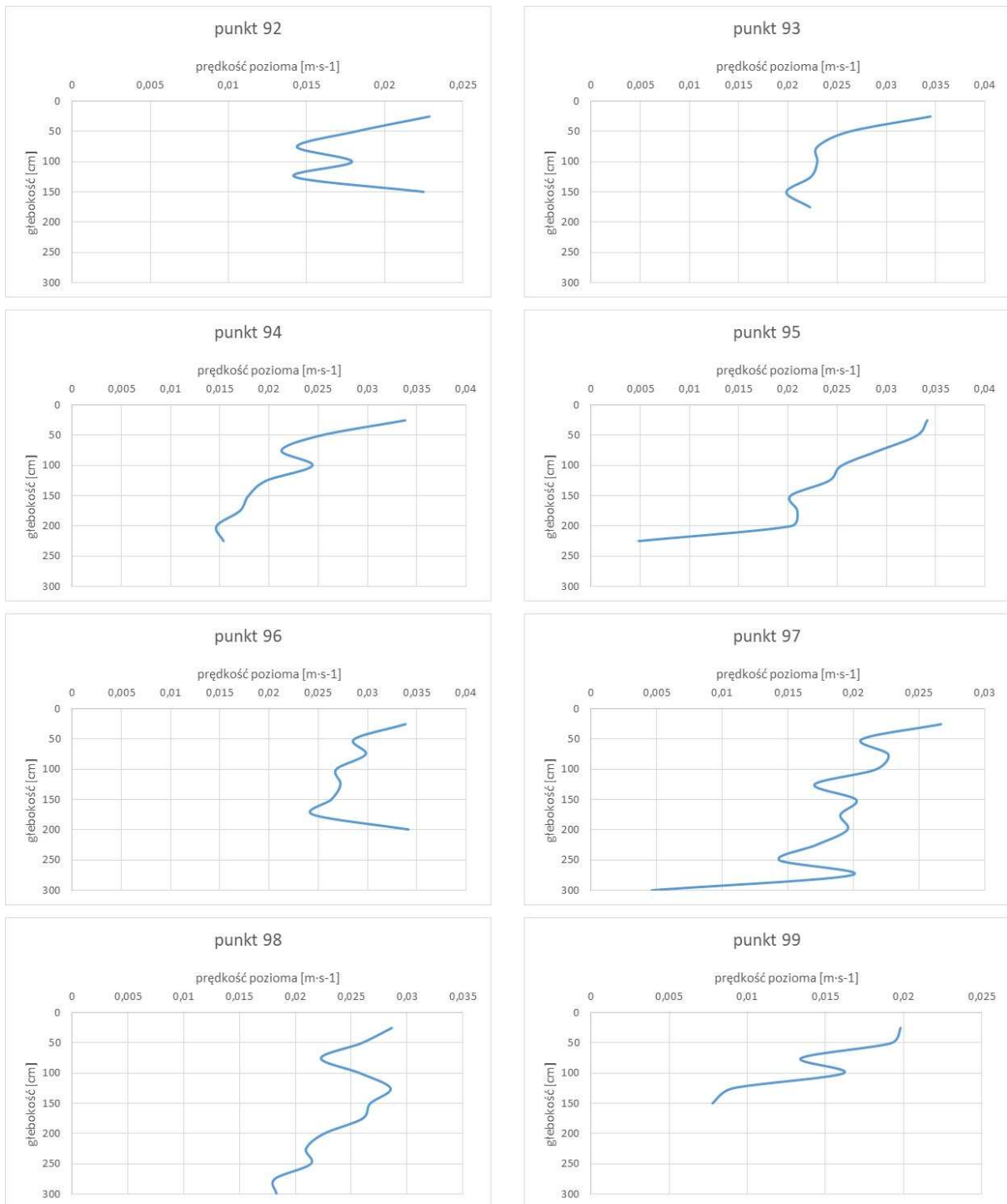
Średnie wartości prędkości prądów wywołanych wiatrem w całym pionie pomiarowym dla całego okresu badań wynoszą dla Jeziora Swarzędzkiego $0,018 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a dla Jeziora Wolsztyńskiego $0,023 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ryc. 37). Większe wartości dla drugiego z nich mogą wynikać z większej powierzchni zbiornika. Na wartość prędkości prądów wpływa też długość akwenu. Długości obu jezior są zbliżone, ale wyznaczona długość Jeziora Swarzędzkiego obejmuje również jego południowo zachodnią część, którą wyraźnie oddziela wyspa oraz gęste trzcinowiska.



Ryc. 37. Różnice średnich wartości prędkości poziomych dla Jeziora Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego

Obserwowane w Jeziorze Wolsztyńskim średnie prędkości cyrkulacji maleją ze wzrostem głębokości. Jest to tendencja obserwowana we wszystkich prawie punktach pomiarowych tego zbiornika (ryc. 38). Średnie wartości prędkości w poszczególnych punktach wynoszą od około $0,035 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ przy powierzchni do $0,005 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ przy dnie, na ogół jednak zawierają się w przedziale $0,015 - 0,035 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Mniejsze prędkości prądu, zwierające się w przedziale $0,008-0,023 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ są notowane w punktach 92 i 99, a więc na dopływie i odpływie Dojcy z jeziora. Są to jednocześnie naj płytsze z punktów pomiarowych, dodatkowo w okresie od wiosny do jesieni silnie porośnięte makrofitami. W miesiącach jesienno-zimowych (od

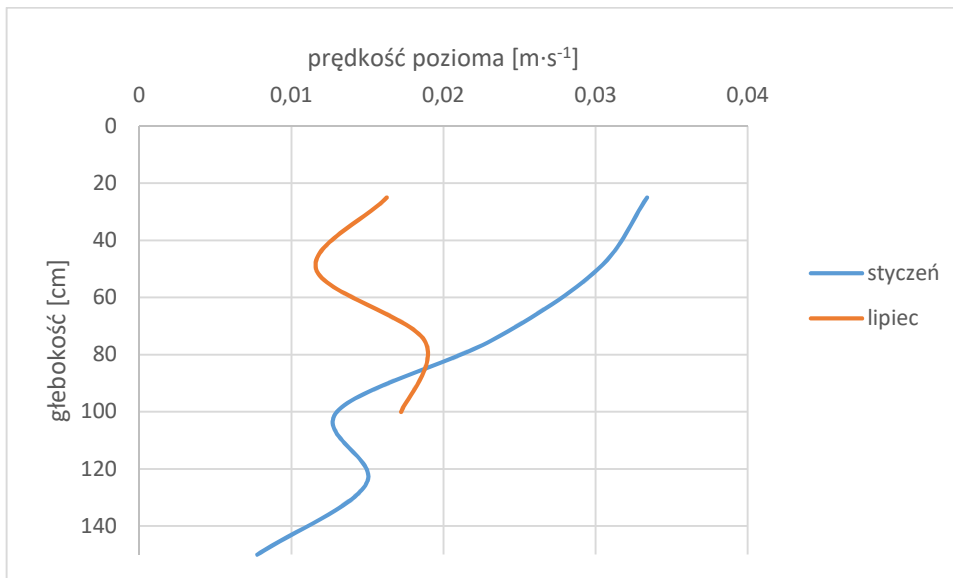
listopada do marca) prędkości cyrkulacji w tych punktach, zwłaszcza w warstwie powierzchniowej, są zdecydowanie większe w porównaniu do okresu wiosenno-letniego (ryc. 39).



Ryc. 38. Zmienność prędkości poziomej w zależności od głębokości dla punktów pomiarowych na Jeziorze Wolsztyńskim

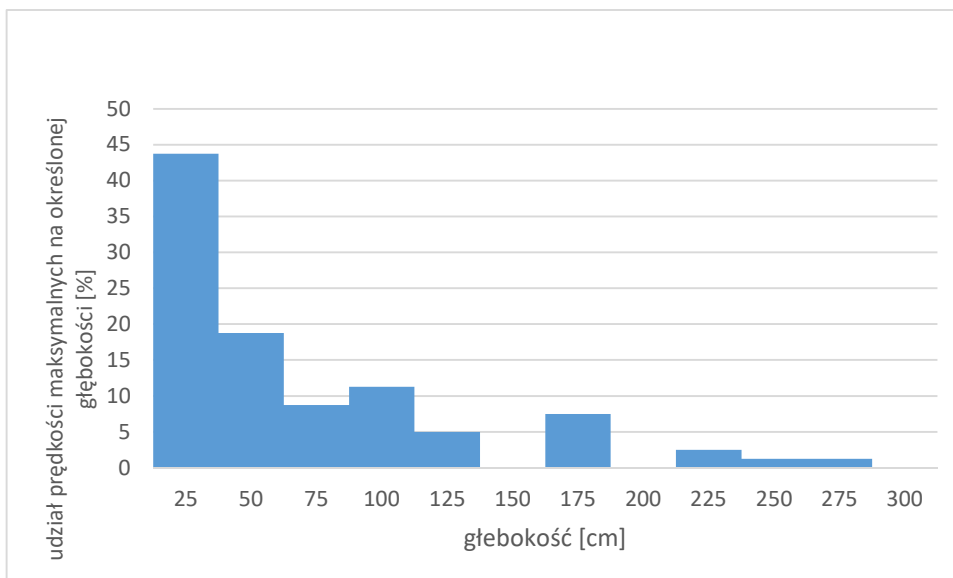
Roślinność makrofitowa, stawiając opór ruchom wody, znacząco wpływa na hydrodynamikę jeziora. Zwłaszcza w strefie litoralnej zbiornika profil prędkości zmienia się w zależności od rodzaju roślinności w taki sposób, że maksymalne wartości występują przy

powierzchni, a ze wzrostem głębokości następuje szybki spadek prędkości (por. ryc. 42) (Torma i Wu, 2019).



Ryc. 39. Porównanie prędkości poziomych w punkcie 99 w styczniu i lipcu

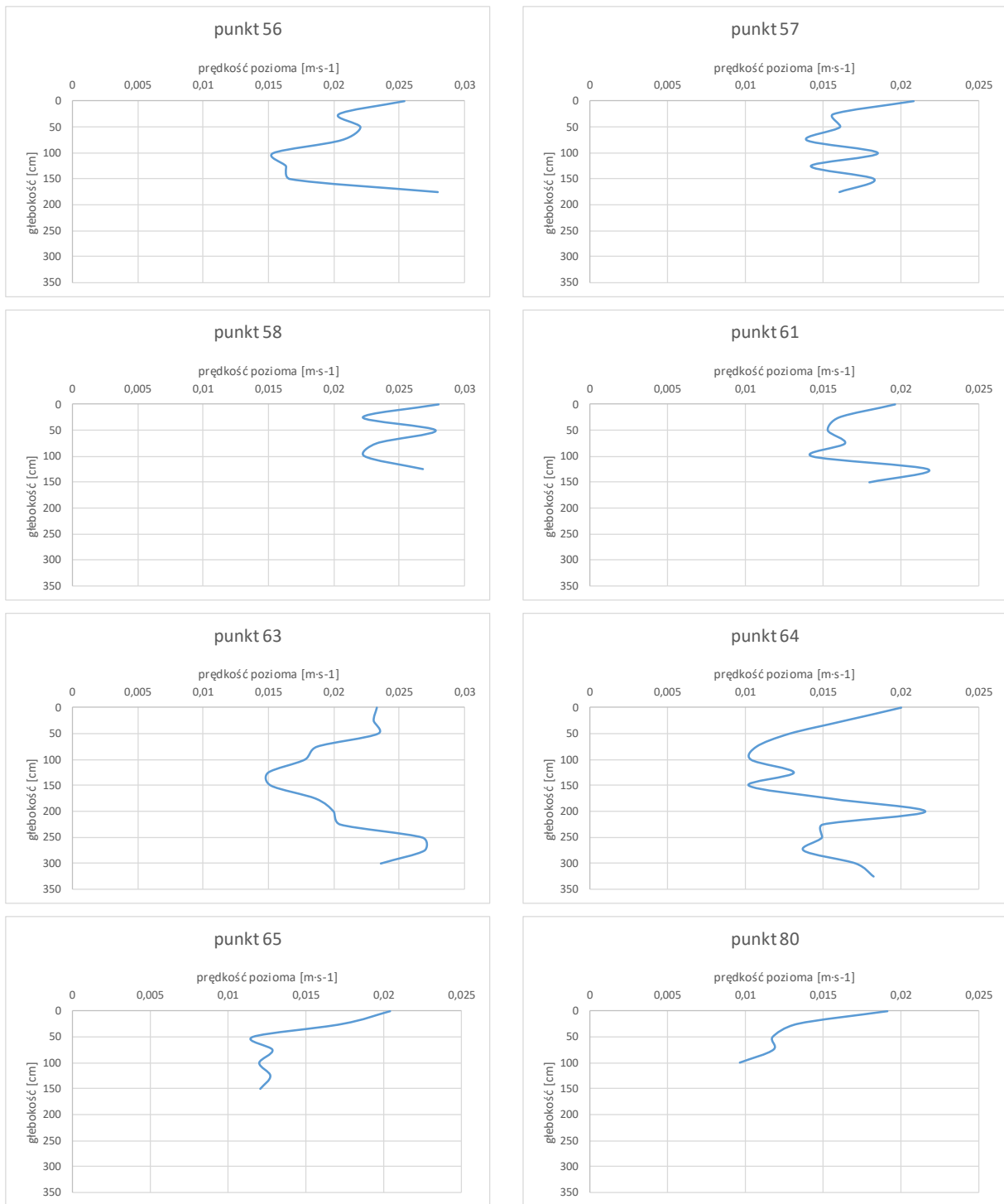
W Jeziorze Wolsztyńskim na ogół najwyższe prędkości są obserwowane w przypowierzchniowej warstwie 0 – 25 cm. Na tę głębokość przypada blisko 44% prędkości maksymalnych, natomiast w warstwie o miąższości 0 – 100 cm mieści się już ponad 80% maksymalnych wartości prędkości.



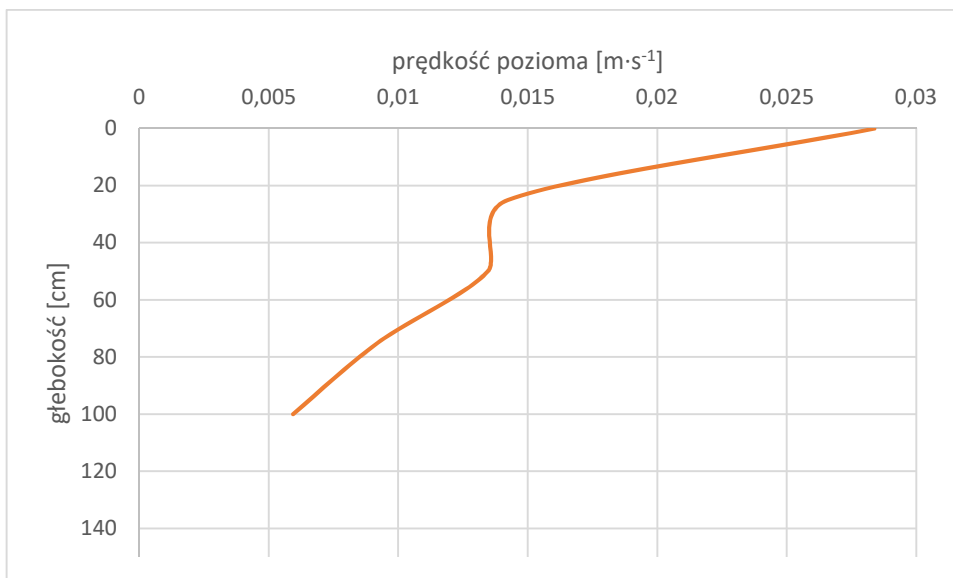
Ryc. 40. Histogram rozkładu prędkości maksymalnych na określonych głębokościach w Jeziorze Wolsztyńskim

Średnie prędkości cyrkulacji w Jeziorze Swarzędzkim również wykazują spadek wartości ze wzrostem głębokości, nie jest to jednak trend tak znaczny, jak w przypadku Jeziora Wolsztyńskiego. Zwłaszcza na głębokości poniżej 2 m widoczny jest wyraźny wzrost wartości

prędkości (ryc. 37). Dotyczy on w zasadzie dwóch najgłębszych punktów pomiarowych jeziora, których głębokość przekracza 3 m. Świadczyć to może o występujących w tych miejscach silnych prądach wyrównujących. Średnie wartości prędkości w poszczególnych punktach wynoszą od około $0,01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ do $0,028 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Wartości prędkości w płytkim i najbardziej porośniętym roślinnością zanurzoną punkcie 80 nie odstają tak znacząco od pozostałych, jak to ma miejsce w przypadku analogicznych miejsc w Jeziorze Wolsztyńskim. Obserwowane są jedynie znaczne spadki wartości ze wzrostem głębokości w tym punkcie, zwłaszcza w miesiącach letnich, co może sugerować wpływ makrofitów (ryc. 42).

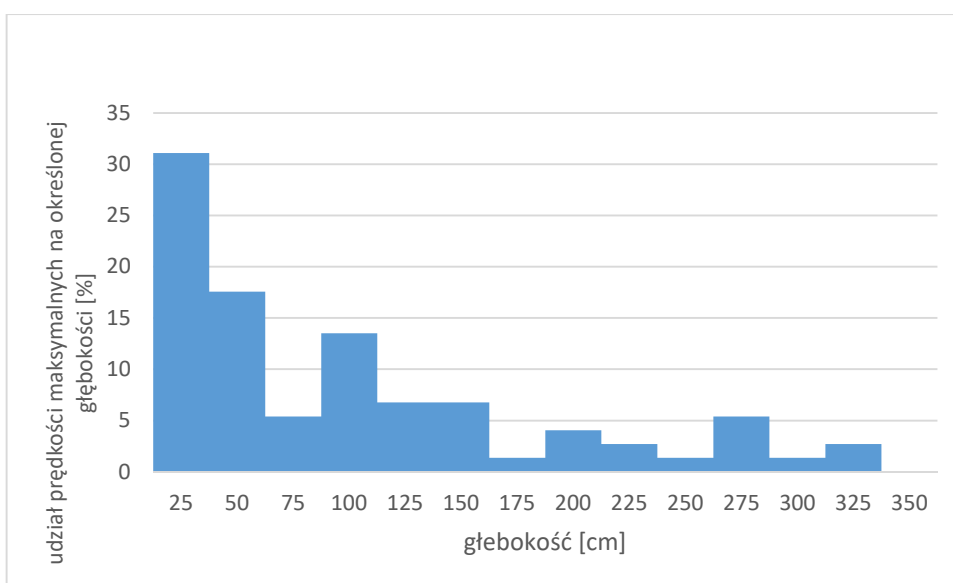


Ryc. 41. Zmienność prędkości poziomej w zależności od głębokości dla punktów pomiarowych na Jeziorze Swarzędzkim



Ryc. 42. Prędkości poziome w punkcie 80 w miesiącach letnich

W Jeziorze Swarzędzkim niespełna jedna trzecia najwyższych wartości prędkości jest obserwowana w przy powierzchniowej warstwie 0 – 25 cm. Natomiast w warstwie o miąższości 0 – 100 cm mieści się ponad 67% maksymalnych wartości prędkości (ryc. 43).



Ryc. 43. Histogram rozkładu prędkości maksymalnych na określonych głębokościach w Jeziorze Swarzędzkim

W Jeziorze Swarzędzkim maksymalną wartość prędkości cyrkulacji poziomych odnotowano w czerwcu 2019 roku w punkcie pomiarowym 64 na głębokości 2,25 m. Wynosiła ona 0,0627 m·s⁻¹ przy wietrze wiejącym ze średnią prędkością ponad 19 km·h⁻¹. W Jeziorze Wolsztyńskim maksymalna prędkość cyrkulacji wyniosła 0,072 m·s⁻¹ przy podobnej prędkości wiatru, a zaobserwowano ją w lutym 2020 roku w punkcie 95 na głębokości 0,5 m. Pozostałe wartości maksymalne prędkości prądów poziomych wywołanych wiatrem zestawiono w tabeli 5 i 6.

Tabela 5. Wartości maksymalne prędkości prądów poziomych w Jeziorze Swarzędzkim

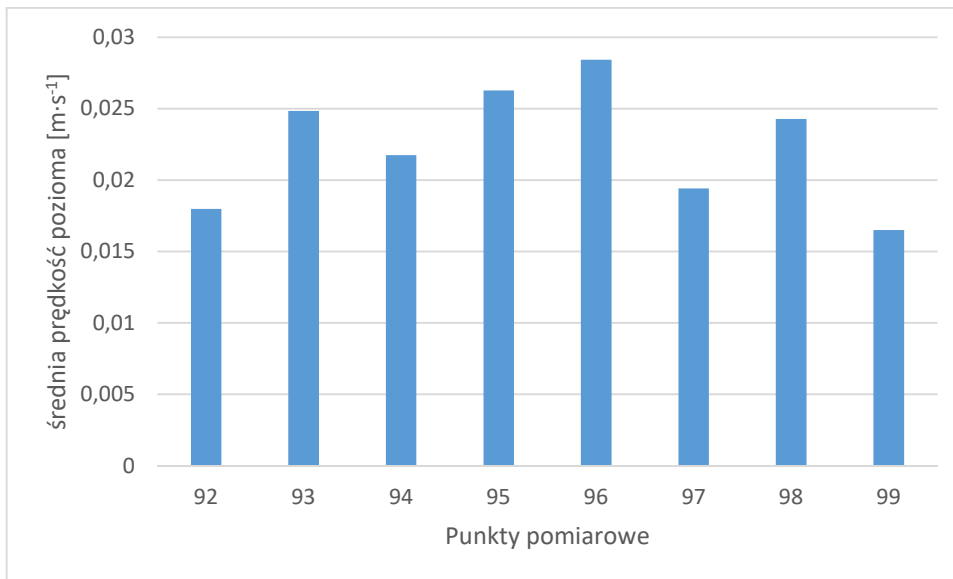
punkt	prędkość [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]	miesiąc	głębokość [cm]	prędkość wiatru [$\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$]
56	0,0506	czerwiec	75	19,6
57	0,0354	wrzesień	125	0,9
58	0,0497	maj	25	6,0
61	0,0349	październik	25	9,5
63	0,0513	czerwiec	50	19,6
64	0,0627	czerwiec	225	19,6
65	0,0523	sierpień	25	2,9
80	0,0329	lipiec	25	14,5

Tabela 6. Wartości maksymalne prędkości prądów poziomych w Jeziorze Wolsztyńskim

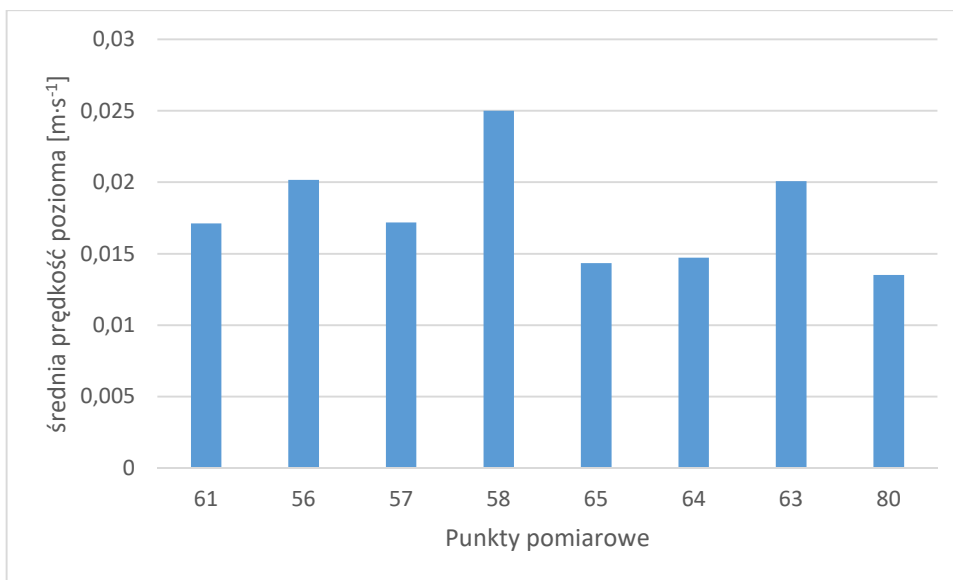
punkt	prędkość [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]	miesiąc	głębokość [cm]	prędkość wiatru [$\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$]
92	0,0458	luty	25	19,8
93	0,0593	czerwiec	25	11,4
94	0,0538	sierpień	25	4,9
95	0,0724	luty	50	19,8
96	0,0684	luty	100	19,8
97	0,0559	październik	25	6,8
98	0,0513	sierpień	125	4,9
99	0,0334	luty	25	19,8

Średnie prędkości cyrkulacji poziomej wód wyznaczone dla wszystkich punktów pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego oraz dla całego pionu pomiarowego wykazują pewne przestrzenne zróżnicowanie. Wyraźnie wyższe wartości osiągają w punktach zlokalizowanych przy wyspie (95 i 96) oraz w pobliżu brzegów (93 i 98), niższe zaś w środkowych punktach przekrojów (94 i 97) oraz w strefach dopływu i odpływu Dojcy (92 i 99). Przyczyn takiego rozkładu przestrzennego wartości prędkości można doszukiwać się w zjawisku zmiany ruchu falowego w ruch postępowy wody w strefie brzegowej i mniejszej głębokości w tych miejscach (ryc. 44). Analogicznie przestrzennie kształtuje się również rozkład maksymalnych wartości prędkości cyrkulacji odnotowanych w poszczególnych punktach pomiarowych (por. tab. 5 i 6). Podobny rozkład prędkości prądów, z wartościami maksymalnymi przy brzegach zbiornika, przedstawiali w swoich modelach Koçyigit i Falconer a także inni badacze (m.in. Koçyigit i Falconer, 2004; Pan i in., 2002; Gibbs i in., 2016).

Podobnie wygląda rozkład przestrzenny wartości średnich prędkości poziomych dla Jeziora Swarzędzkiego. Większe wartości obserwowane są w punktach zlokalizowanych w pobliżu brzegów (63 i 56) oraz przy wyspie (58), niższe w środkowych punktach przekrojów (57 i 64) oraz przy dopływie i odpływie Cybiny (61 i 80) (ryc. 45).



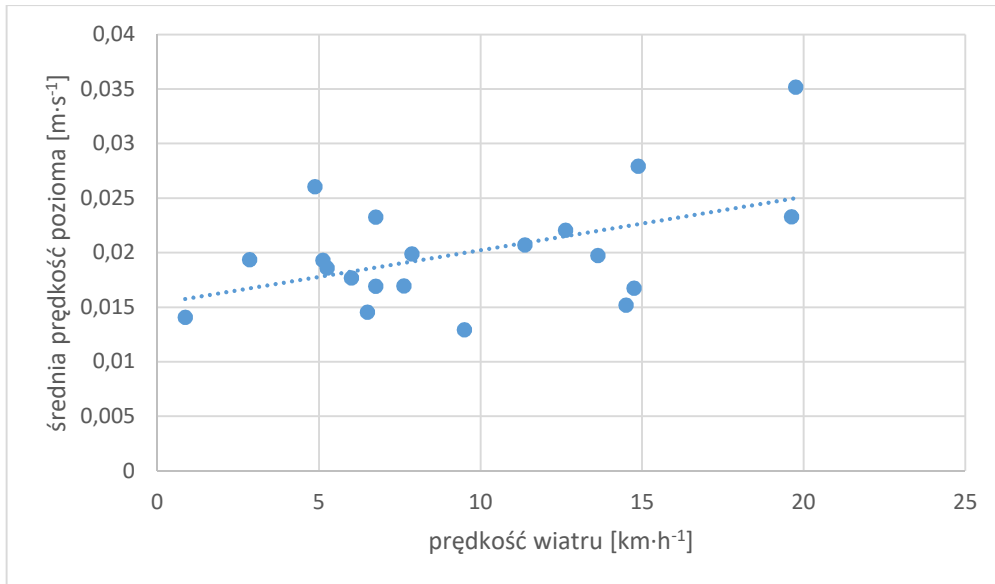
Ryc. 44. Średnie prędkości cyrkulacji w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego



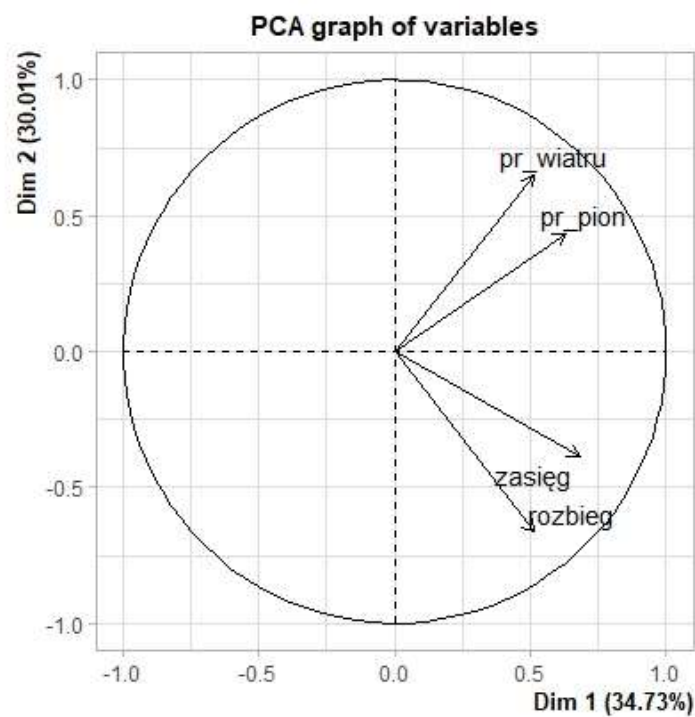
Ryc. 45. Średnie prędkości cyrkulacji w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego

Prądy cyrkulacyjne wywołane wiatrem są zjawiskiem obejmującym swoim zasięgiem cały zbiornik, nie mają charakteru miejscowego jak zasięg falowania. W związku z tym należy inaczej podejść do obserwacji zależności między prędkością cyrkulacji a prędkością wiatru. Jak wykazano powyżej, prędkości prądów osiągają wartości maksymalne w pobliżu brzegów jeziora, czyli w miejscach, gdzie na ogół prędkość wiatru jest najmniejsza. Współczynnik korelacji pomiędzy uśrednioną prędkością całego pionu pomiarowego a prędkością wiatru w danym punkcie wynosi zaledwie 0,12. Biorąc jednak pod uwagę cały zbiornik, zależności między średnią prędkością wiatru w danym dniu, a średnią prędkością cyrkulacji dla całego zbiornika są zdecydowanie większe ($r = 0,49$). Prędkość cyrkulacji wzrasta ze wzrostem

prędkości wiatru, co potwierdza analiza składowych głównych wykonana dla czterech zmiennych – prędkości wiatru, rozbiegu fal, pionowego zasięgu falowania oraz prędkości prądu w całym pionie pomiarowym. Wskazuje ona, że prędkość cyrkulacji zależy w większym stopniu od prędkości wiatru, natomiast omawiany wcześniej zasięg falowania od rozbiegu (ryc. 46 i 47).



Ryc. 46. Zależność prędkości cyrkulacji od prędkości wiatru dla obu badanych jezior



Ryc. 47. Wykres ładunków czynnikowych analizy składowych głównych: pr_pion – prędkość prądu w całym pionie pomiarowym, pr_wiatru – prędkość wiatru, rozbieg – rozbieg fali, zasięg - zasięg pionowy falowania.

Pod wpływem działania wiatru, wody jezior, zwłaszcza ich warstwa powierzchniowa, poruszają się na ogół w kierunku zgodnym z kierunkiem wiatru. W dużym stopniu zależy to od siły i kierunku wiatru, ukształtowania dna oraz morfometrii jeziora. Wiatry wiejące wzdłuż osi Jeziora Wolsztyńskiego wywołują poziomy ruch powierzchniowej warstwy wody w kierunku zgodnym z kierunkiem wiatru we wszystkich prawie punktach pomiarowych. Wiatry poprzeczne do osi powodują ruch wody zgodny z kierunkiem wiatru w znacznie mniejszym stopniu. Dla wszystkich wykonanych w Jeziorze Wolsztyńskim pomiarów, kierunek ruchu powierzchniowej warstwy wody pokrywa się z kierunkiem wiatru w 71% przypadków. W ujęciu przestrzennym największa zgodność kierunku cyrkulacji powierzchniowej warstwy wody z kierunkiem wiatru występuje w środkowych punktach przekrojów (94 i 97) (tab. 7).

Tabela 7. Zgodność kierunków prądów poziomych z kierunkami wiatru dla poszczególnych punktów pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego

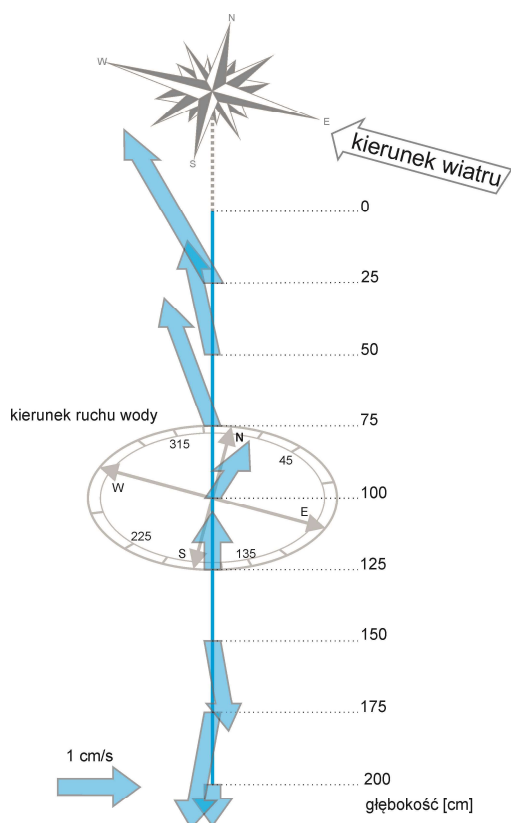
punkt	E	N	NE	S	SE	SW	W	%
92	2	1	1	0	2	1	1	70
93	3	1	0	2	2	1	1	70
94	4	1	1	3	1	1	1	90
95	2	1	2	1	1	1	2	60
96	2	1	1	3	1	1	1	80
97	2	1	1	3	1	1	1	90
98	1	1	1	2	2	2	1	60
99	2	1	1	0	3	2	1	50
zgodność kierunku cyrkulacji z kierunkiem wiatru [%]	67	75	43	100	54	78	67	

W Jeziorze Swarzędzkim zgodność kierunków poziomej cyrkulacji wody z kierunkiem wiatru jest największa dla wiatru wiejącego wzdłuż osi jeziora (SW), podobnie jak w przypadku Jeziora Wolsztyńskiego. Dla wszystkich wykonanych w Jeziorze Swarzędzkim pomiarów, kierunek ruchu powierzchniowej warstwy wody pokrywa się z kierunkiem wiatru w 62% przypadków. Rozkład przestrzenny kierunków ruchu wody jest podobny, ale nie zaznacza się tak wyraźnie. Środkowy punkt przekroju (57) charakteryzuje się największą zgodnością kierunków cyrkulacji z kierunkami wiatru, ale już dla drugiego przekroju w punkcie środkowym (64) zgodność ta wynosi zaledwie 50% (tab. 8).

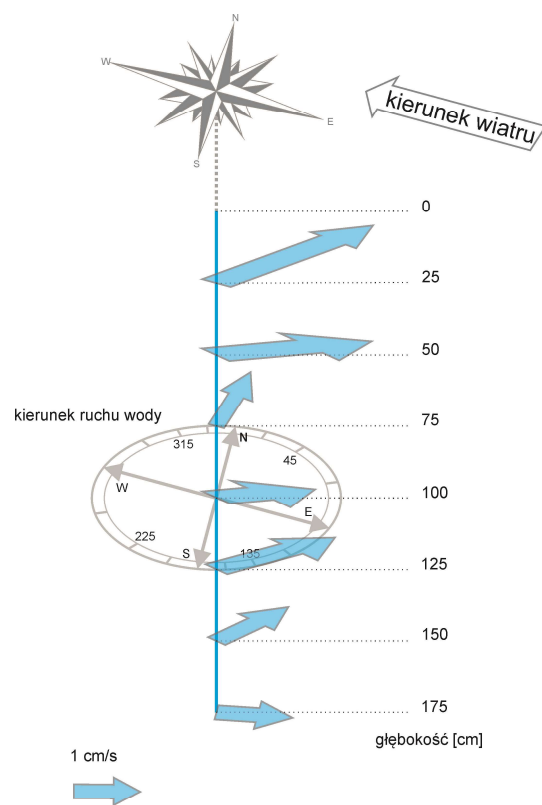
Tabela 8. Zgodność kierunków prądów poziomych z kierunkami wiatru dla poszczególnych punktów pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego

punkt	N	NE	NW	S	SE	SW	W	%
56	2	1	1	1	0	2	2	67
57	2	1	1	1	1	2	2	89
58	2	1	0	1	1	2	1	56
61	2	0	1	1	2	2	1	70
63	1	0	1	1	2	1	2	60
64	1	1	0	2	1	2	2	50
65	1	0	1	0	1	2	2	60
80	1	1	1	1	0	2	2	43
zgodność kierunku cyrkulacji z kierunkiem wiatru [%]	36	50	60	60	63	92	64	

Jak wcześniej wykazano, prędkość cyrkulacji zmniejsza się na ogół ze wzrostem głębokości. Często zmienia się także kierunek prądu. Podczas badań w Jeziorze Wolsztyńskim zmianę kierunku ruchu wody w pionie pomiarowym zaobserwowano dla 62% pomiarów. Blisko połowę z tych przypadków stanowi zmiana kierunku ruchu o około 180°. Świadczy to o występowaniu w tych miejscach prądów wyrównujących. Zjawisko to dotyczy przede wszystkim punktów głębszych i położonych w środku przekrojów (94 i 97). Natomiast prądy zgodne co do kierunku w całym pionie występują głównie w punktach w pobliżu brzegów i wyspy (93, 95, 96, 98). W punktach przy dopływie i odpływie Dojcy (92 i 99) obserwuje się ze wzrostem głębokości częste zmiany kierunku cyrkulacji, które nie wykazują uporządkowania. Może to być skutkiem występowania w tych miejscach znacznej ilości roślin zanurzonych.



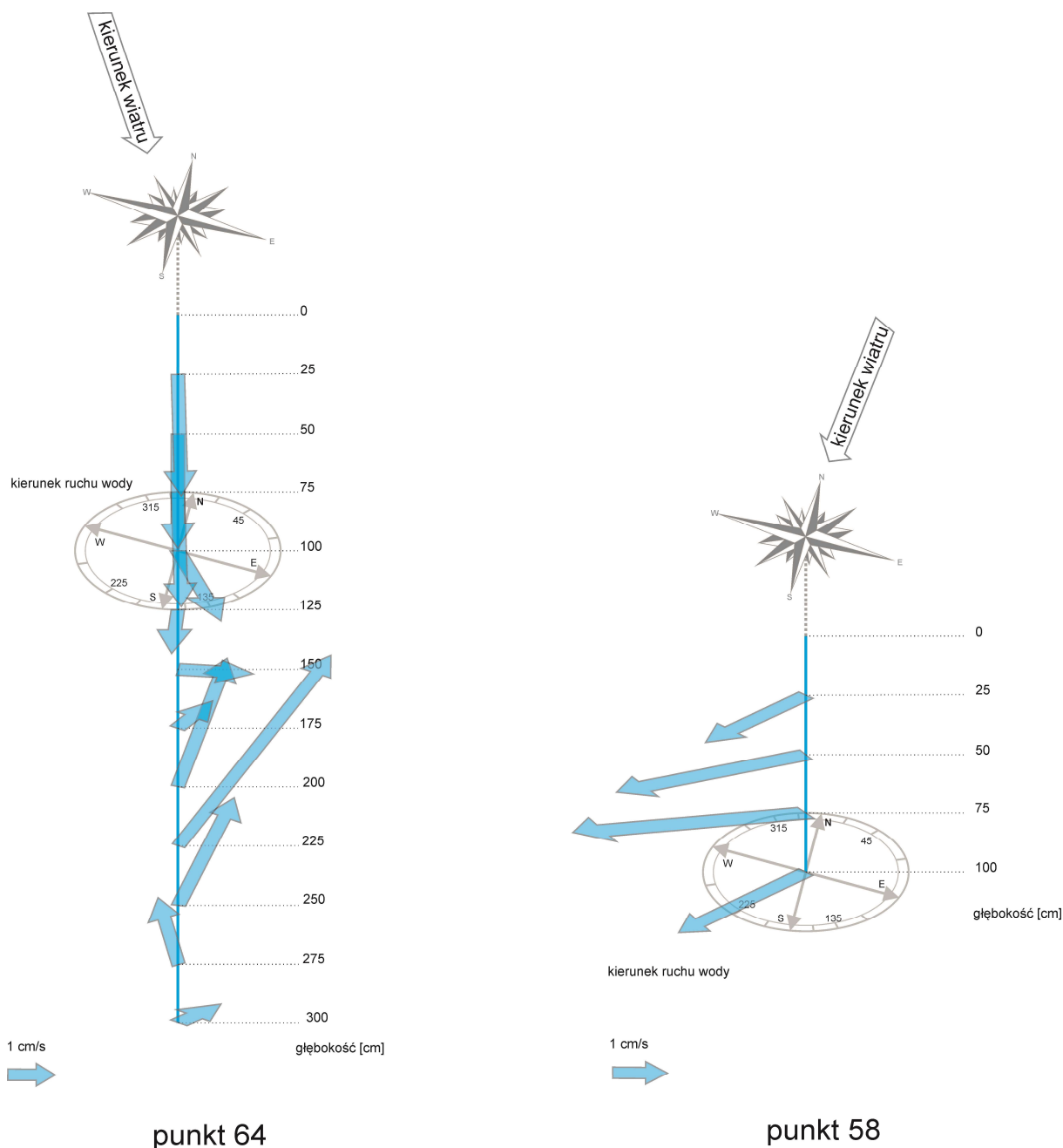
punkt 94



punkt 95

Ryc. 48. Kierunki i wartości prądów oraz kierunek wiatru w punktach 94 i 95 w listopadzie 2019 roku. Prędkość wiatru w punkcie 94 – 9 km/h, w punkcie 95 – 0 km/h

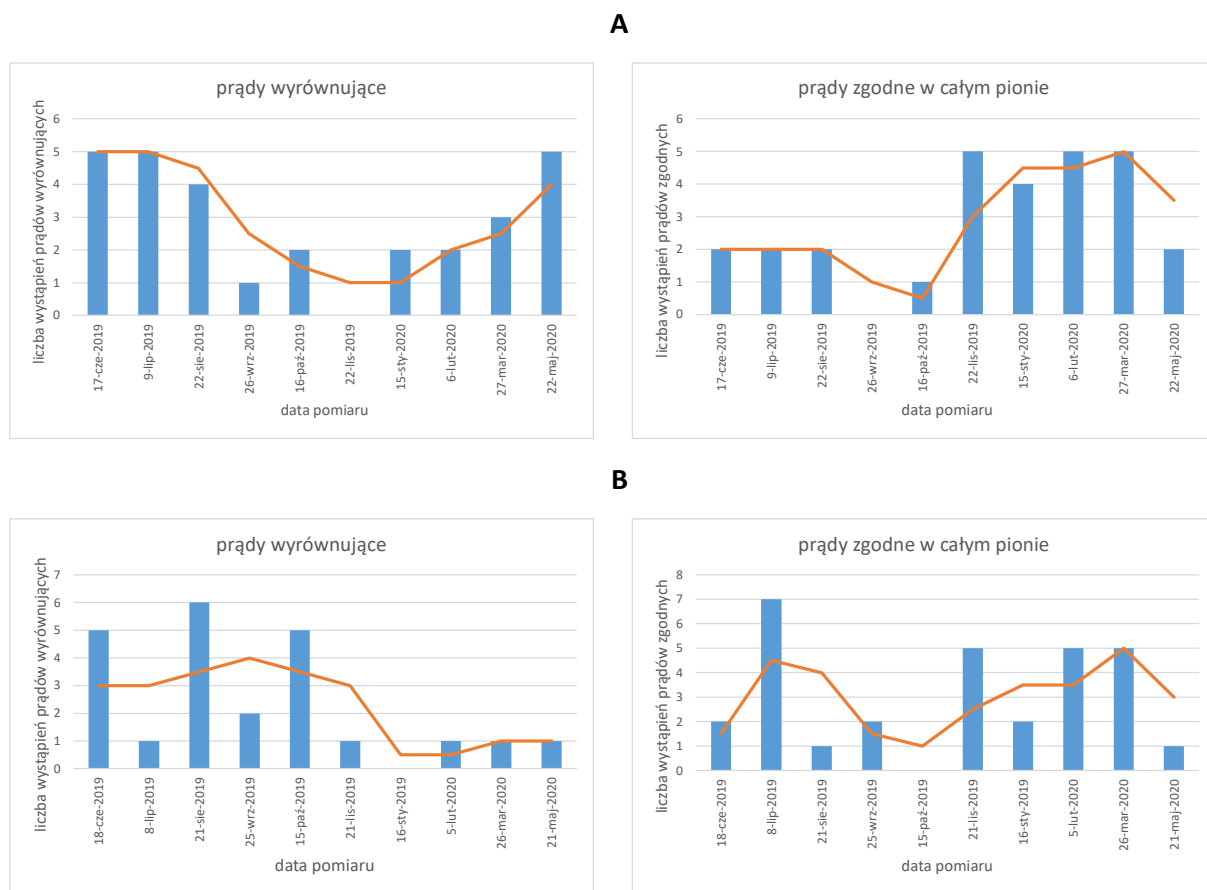
W Jeziorze Swarzędzkim zmianę kierunku ruchu wody w pionie pomiarowym zaobserwowano, podobnie jak w Jeziorze Wolsztyńskim, także dla 62% pomiarów. Ponad połowę z tych przypadków stanowią prądy wyrównujące, dla których zmiana kierunku wynosi około 180°. Prądy te w Jeziorze Swarzędzkim występują w punktach o większej głębokości, przede wszystkim w przekroju na wschód od wyspy (64 i 63), a także w analogicznych punktach drugiego przekroju (56 i 57). Prądy o kierunku niezmiennym w całym pionie, najczęściej obserwuje się w pobliżu wyspy (58 i 65), nieco rzadziej przy brzegach (56 i 63). W płytkim i zarośniętym roślinnością podwodną punkcie 80, kierunek ruchu wody zmienia się często ze wzrostem głębokości, nie wykazując przy tym żadnego uporządkowania.



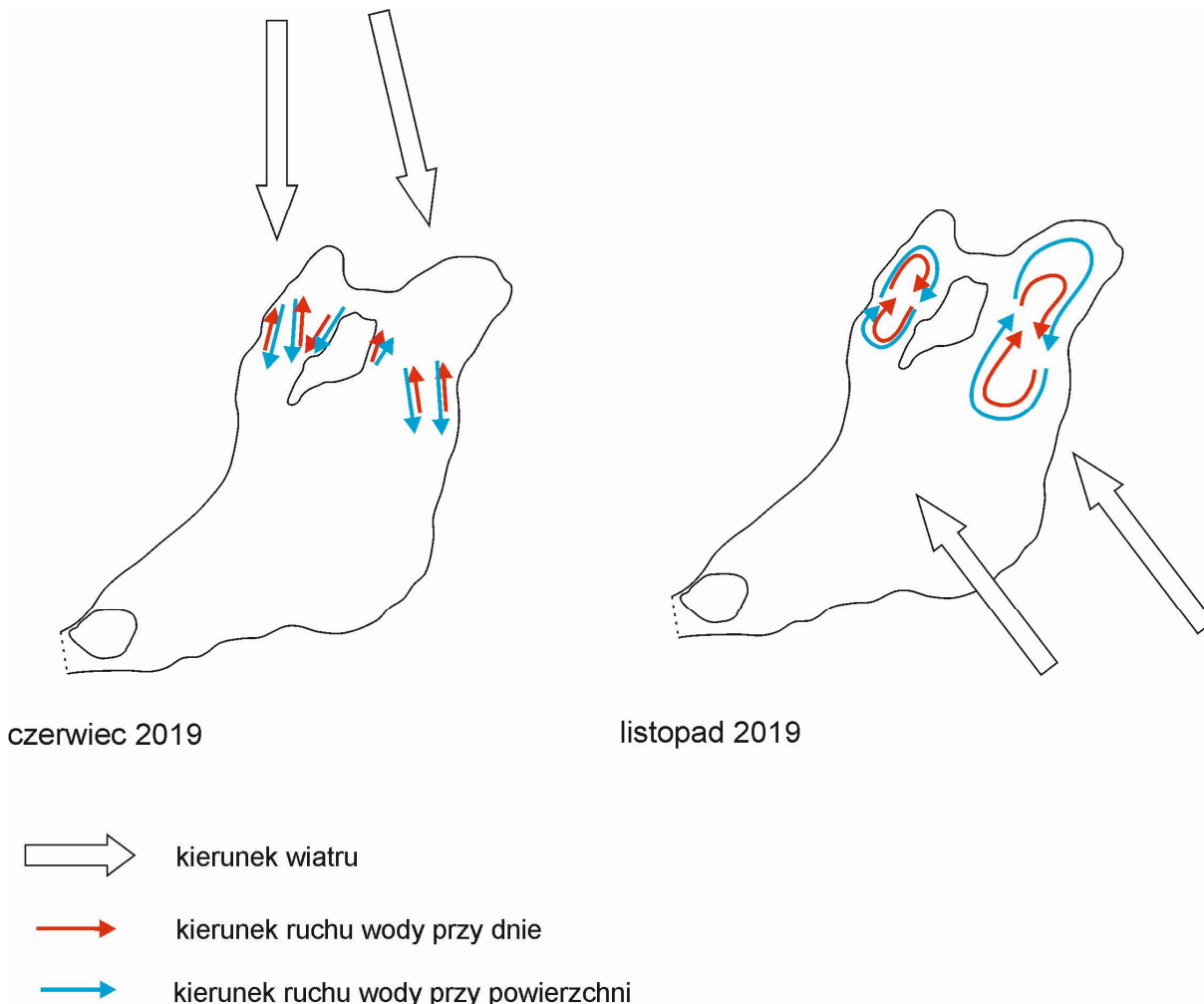
Ryc. 49. Kierunki i wartości prądów oraz kierunek wiatru w punktach 64 i 58 w czerwcu 2019 roku. Prędkość wiatru w punkcie 64 – 21 km/h, w punkcie 58 – 15 km/h

Observacje prądów poziomych w omawianych jeziorach wskazują na istnienie zmienności sezonowej. Prądy o kierunku zgodnym w całym pionie przeważają w miesiącach jesienno-zimowych (od listopada do marca), natomiast prądy wyrównujące występują głównie w miesiącach wiosenno-letnich (od maja do września) (ryc. 50). Zmienność ta wyraźniej zaznacza się w Jeziorze Swarzędzkim, w Jeziorze Wolsztyńskim odstępstwem od tej reguły są miesiące lipiec i październik. W związku z taką zmiennością można wyodrębnić dwa modele cyrkulacji poziomych: z pionowym rozwarstwieniem kierunków ruchu wody i przewagą

prądów wyrównujących oraz bez rozwarstwienia kierunków ruchu wody, z przewagą prądów zgodnych w całym pionie. W pierwszym przypadku częściej występuje płynięcie powierzchniowej warstwy wody w jednym kierunku dla niemal całego zbiornika, w drugim tworzą się okrężne cyrkulacje, na które znaczący wpływ ma wyspa pośrodku jeziora (ryc. 51 i 52).

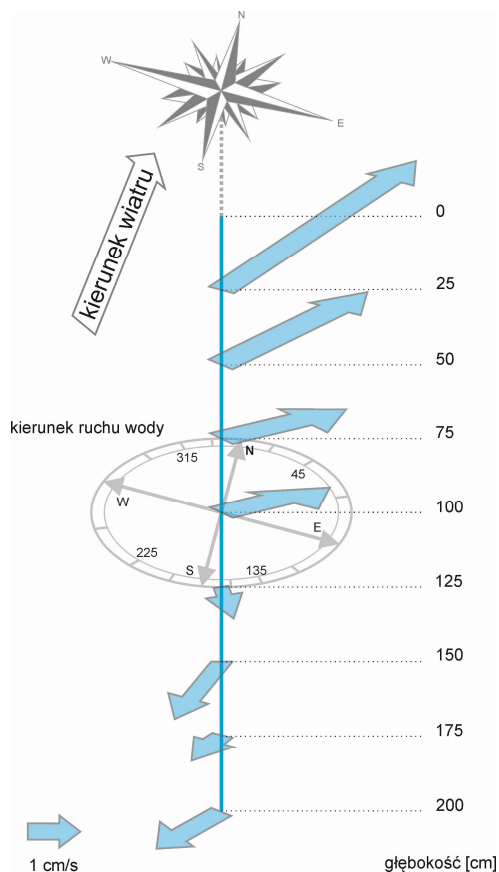


Ryc. 50. Zmienność sezonowa prądów: A – Jezioro Swarzędzkie, B – Jezioro Wolsztyńskie



Ryc. 51. Cyrkulacje wody w Jeziorze Swarzędzkim w czerwcu i listopadzie 2019

tylko pomiary, w których kierunek prądu przy powierzchni wody pokrywa się z kierunkiem wiatru, odsetek ten jest nieznacznie większy i wynosi 28%. Podobnie jak w Jeziorze Wolsztyńskim, najczęściej kierunek prądu odchyła się w prawo dla wiatru wiejącego z południowego wschodu. Dla 18% pomiarów zaobserwowano odchylenie się prądu w lewo wraz ze wzrostem głębokości. Także w tym przypadku, dane te nie pozwalają jednoznacznie stwierdzić, że zjawisko Ekmana występuje w Jeziorze Swarzędzkim.



Ryc. 53. Odchylenie się prądu w prawo od kierunku wiatru, wzrastające z głębokością (pkt 94, październik 2019)

5.2.2 Prądy przepływowe

Przy tak niewielkich przepływach, jakie obserwowane są na Cybinie i Dojcy, należy spodziewać się, że prądy przepływowe sięgają jedynie wąskiej strefy przylegającej do ujścia tych cieków do jeziora. Analiza kierunków i wartości prędkości przepływu wody w tych miejscach wykazuje, że pod względem dynamiki, ruchy wód w punktach 61 i 92 położonych w pobliżu dopływów, są charakterystyczne dla wód jeziornych. Jedynie sporadycznie odnotowano kierunki ruchu wody zgodne z kierunkiem płynięcia rzeki. Nie można jednak ze stuprocentową pewnością wykluczyć wpływu wiatru na to zjawisko, zwłaszcza uwzględniając wartości prędkości, które nie odbiegają w najmniejszym nawet stopniu od wartości w pozostałej części zbiornika. Wartości przepływu cieków oraz wartości i kierunki ruchu wód jeziornych

w strefie dopływu, a także kierunki wiatru zebrano w tabelach 9 i 10. Wody cieków mogą mieć inny skład chemiczny i różne parametry fizykochemiczne w stosunku do wód jeziornych, dlatego na te właściwości należy zwrócić uwagę analizując zasięg rzeki w jeziorze. Natomiast pod względem dynamiki wód w badanych zbiornikach już od samej strefy dopływu funkcjonuje jezioro bez zaznaczenia się strefy zasięgu rzeki.

Tabela 9. Wartości przepływu Cybiny oraz średnia prędkość ruchu wody oraz kierunek tego ruchu przy powierzchni i przy dnie oraz kierunek wiatru w punkcie 61

data	przepływ [m ³ /s]	średnia prędkość ruchu wody	kierunek ruchu wody przy pow.	kierunek ruchu wody przy dnie	kierunek wiatru
17.06.2019	0,18	0,013926664	E	W	NW
09.07.2019	0,19	0,015362633	NE	W	W
22.08.2019	0,031	0,02393033	N	N	N
26.09.2019	0,005	0,012059326	NE	N	SW
16.10.2019	0,019	0,021576083	NE	S	S
22.11.2019	0,25	0,011856901	N	W	SE
15.01.2020	0,17	0,016298122	NW	SW	S
06.02.2020	0,27	0,019887629	NW	W	W
27.03.2020	0,27	0,019086789	W	SW	N
22.05.2020	0,13	0,01559736	N	W	SE

Dane dotyczące przepływu udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy. Stacja pomiarowa 152170020 „Antoninek”

Tabela 10. Wartości przepływu Dojcy oraz średnia prędkość ruchu wody oraz kierunek tego ruchu przy powierzchni i przy dnie oraz kierunek wiatru w punkcie 92

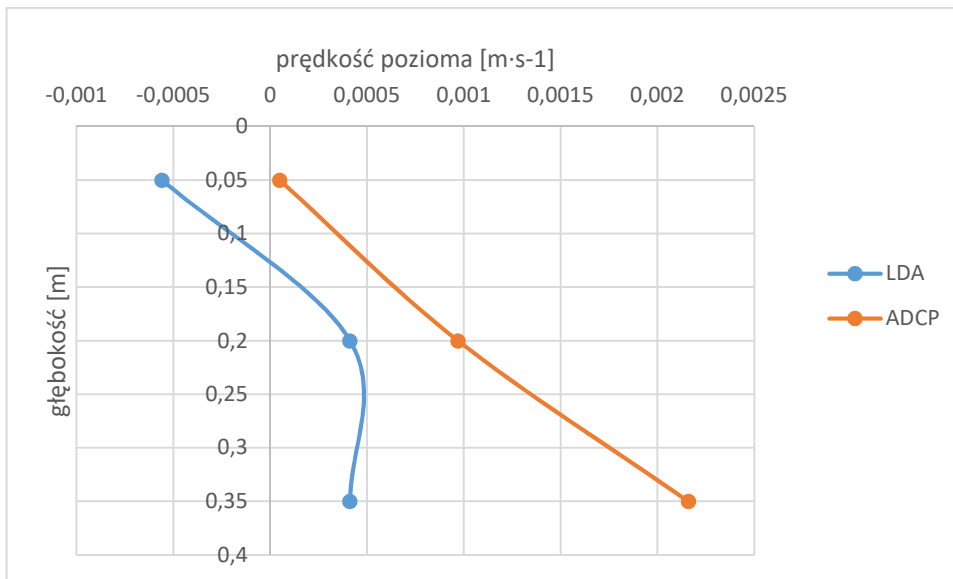
data	przepływ [m ³ /s]	średnia prędkość ruchu wody	kierunek ruchu wody przy pow.	kierunek ruchu wody przy dnie	kierunek wiatru
18.06.2019	0,09	0,018487108	NE	NW	NE
08.07.2019	0,07	0,022562855	NE	W	S
21.08.2019	0,1	0,02026185	N	S	SW
25.09.2019	0,1	0,023329143	NE	S	SE
15.10.2019	0,15	0,020114128	N	W	S
21.11.2019	0,54	0,01085901	SE	SW	SE
16.01.2019	0,47	0,00991968	NW	NE	S
05.02.2020	0,16	0,030626227	S	E	N
26.03.2020	0,37	0,00773625	W	SE	E
21.05.2020	0,16	0,015855748	SW	SW	E

Dane dotyczące przepływu udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy. Stacja pomiarowa 152160030 „Obra”

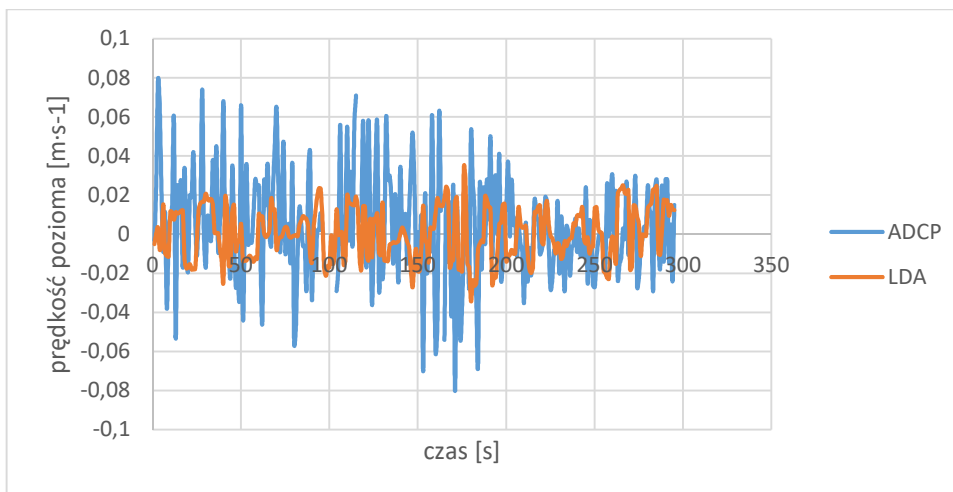
5.3 Badania laboratoryjne

W celu precyzyjnego określenia zjawiska falowania oraz określenia wpływu wysokości fali na charakterystykę tego zjawiska wykonano doświadczenie laboratoryjne. W kanale eksperymentalnym wyznaczono prędkości poziome ruchu wody wykorzystując różne techniki pomiarowe. Oprócz stosowanej podczas badań terenowych metody ADCP, wykorzystano także nieinwazyjną metodę anemometrii laserowej LDA (Laser Doppler Anemometry). Pomiarów dokonano dla trzech różnych stanów falowania – przy założonej wysokości fali około 3 cm, 7 cm oraz bez wzbudzania fali. Średnie wysokości fali zmierzone na podstawie kilkudziesięciu zdjęć fotograficznych wynosiły odpowiednio 2,8 cm, 6,2 cm i 0 cm. Urządzenie ADCP umożliwia pomiar prędkości w całym profilu pionowym pod urządzeniem z wyłączeniem dystansu wygaszania (niewielkich stref przy powierzchni i przy dnie), natomiast w przypadku urządzenia LDA, które dokonuje pomiaru punktowego, prędkość zmierzono na głębokościach 0,05 m, 0,2 m oraz 0,35 m. Pewnym ograniczeniem była głębokość kanału eksperymentalnego, która w przypadku pomiarów z falowaniem nie mogła przekraczać 0,45 m. Na podstawie uzyskanych danych wyznaczono profile uśrednionych prędkości poziomych wody (ryc.54). W przypadku braku falowania prędkości te różnią się od zera i dla LDA wahają się w zakresie $\pm 0,0005 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a dla ADCP zawierają się w przedziale od 0 do $0,002 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Odchylenia te można traktować jako wskaźnik dokładności stosowanych metod pomiarowych. Stachurska (2017) podczas badań w kanale eksperymentalnym dla metody akustycznej otrzymała takie same odchylenia. Uwzględniając amplitudy prędkości poziomych można określić błąd względny opisywanego pomiaru. Dla pomiaru bez wzbudzania falowania wynosi on w przypadku metody LDA około 15%, w przypadku metody ADCP aż 25%, ale wartości te ze wzrostem wysokości fali zmniejszają się poniżej 5% dla obu metod.

Zarówno metoda LDA jak i ADCP potwierdzają oscylacyjny charakter ruchu wody w osi poziomej wywołany falowaniem, przy czym na ogół większe amplitudy chwilowych prędkości poziomych są charakterystyczne dla metody akustycznej (ryc. 55).



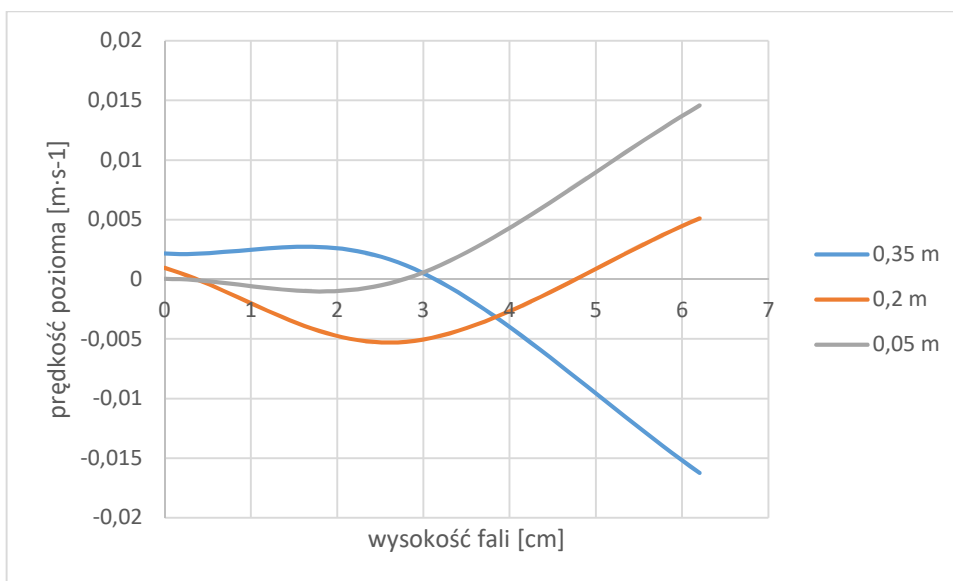
Ryc. 54. Profile średnich prędkości poziomych wody przy braku falowania



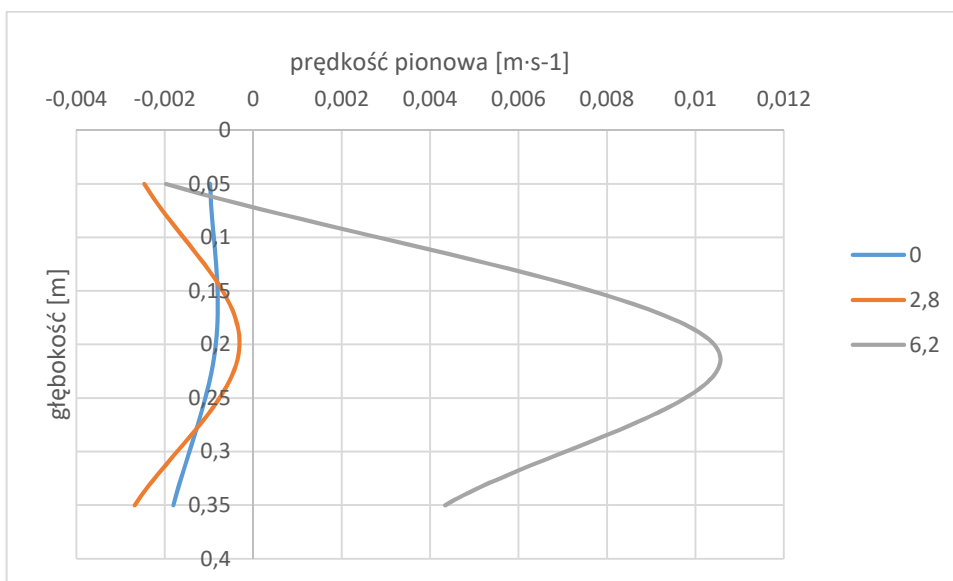
Ryc. 55. Amplitudy chwilowych prędkości poziomych uzyskane metodami ADCP oraz LDA

Analiza uśrednionych prędkości poziomych pokazuje, że ich wartości rosną wraz ze wzrostem wysokości fali. Największe uśrednione wartości prędkości poziomej, wynoszące około $0,015 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ uzyskano przy wzbudzeniu fali o wysokości 6,2 cm. Charakterystyczne są kierunki tych prędkości, zmieniające się w zależności od głębokości. Dla najwyższej z omawianych wysokości fali, w warstwie powierzchniowej kierunek prędkości jest zgodny z kierunkiem rozchodzenia się fali, a wartość prędkości jest równa $0,015 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, natomiast w pobliżu dna kierunek prędkości poziomej jest przeciwny, a wartość prędkości wynosi również około $0,015 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. W środkowej części profilu pomiarowego wartości prędkości poziomej są zdecydowanie niższe dla tej wysokości fali, a kierunek prędkości jest zgodny z kierunkiem rozchodzenia się fali. Dla wysokości fali 2,8 cm najwyższe wartości prędkości zaobserwowano w środkowej części profilu, wartość ich wynosi około $0,005 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a kierunek

jest przeciwny do kierunku rozchodzenia się fali (ryc. 56). Rozkład uśrednionych prędkości poziomych jest identyczny dla obu zastosowanych metod pomiarowych.



Ryc. 56. Wartości uśrednionych prędkości poziomych na różnych głębokościach profilu pomiarowego i dla różnych wysokości fali



Ryc. 57. Zmienność uśrednionych prędkości pionowych w zależności od głębokości dla różnych wysokości fali

Zdecydowaną przewagą metody akustycznej ADCP nad metodą anemometrii laserowej jest możliwość uzyskania podczas jednego pomiaru rozkładu prędkości dla całego pionu pomiarowego od powierzchni do dna. Ponadto metoda ta w przeciwieństwie do metody LDA umożliwia pomiar pionowej składowej prędkości. Dla fali o wysokości 2,8 cm oraz w przypadku pomiaru bez wzbudzenia falowania uśrednione prędkości pionowe na ogół nie przekraczają wartości $0,002 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, natomiast dla fali o wysokości 6,2 cm są już zdecydowanie

wyższe, przekraczając wartość $0,01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Charakterystyczne jest to, że najwyższe wartości pionowej składowej prędkości zaobserwowano w środkowej części przekroju, a nie jak można by przypuszczać, przy powierzchni (ryc. 57).

6 WŁAŚCIWOŚCI FIZYKOCHEMICZNE WODY

Jednym z zadań badawczych niniejszej pracy jest próba skorelowania ruchu wody z przestrzennym zróżnicowaniem parametrów fizykochemicznych, takich jak mętność, temperatura, przewodność elektrolityczna i pH z uwzględnieniem pionowego zasięgu falowania, cyrkulacji poziomych wywołanych działaniem wiatru oraz przepływu rzeki.

Promieniowanie słoneczne docierające do zbiornika wodnego jest w znacznej części pochłaniane blisko powierzchni i ulega przemianie w ciepło. Ciepło to przenika na większe głębokości w wyniku prądów będących następstwem różnic gęstości i działania wiatru (Lampert i Sommer, 1996). Od intensywności światła i wartości temperatury wody zależy produkcja fitoplanktonu, który jest na ogół głównym składnikiem zawiesiny powodującej mętność wód jeziornych. Z kolei na pH wody wpływają fotosynteza, oddychanie i asymilacja azotu, w związku z czym, pionowe zróżnicowanie odczynu wody może wynikać z pionowych różnic aktywności metabolicznej organizmów. Ponadto gradient pH zależy od wyjściowego odczynu i zdolności buforowych zbiornika (Lampert i Sommer, 1996). Przewodność elektrolityczna natomiast zależy od temperatury, a także od poziomu trofii jeziora, a pionowa zmienność tego parametru nawiązuje do charakteru procesów miktycznych w zbiorniku (Sobolewski i in., 2014). Na pionowe zróżnicowanie wymienionych parametrów może więc mieć wpływ zasięg falowania wiatrowego, natomiast cyrkulacje poziome, zwłaszcza w powiązaniu z morfometrią jeziora, oraz przepływający ciek, mogą powodować ich zmienność poziomą w obrębie jeziora.

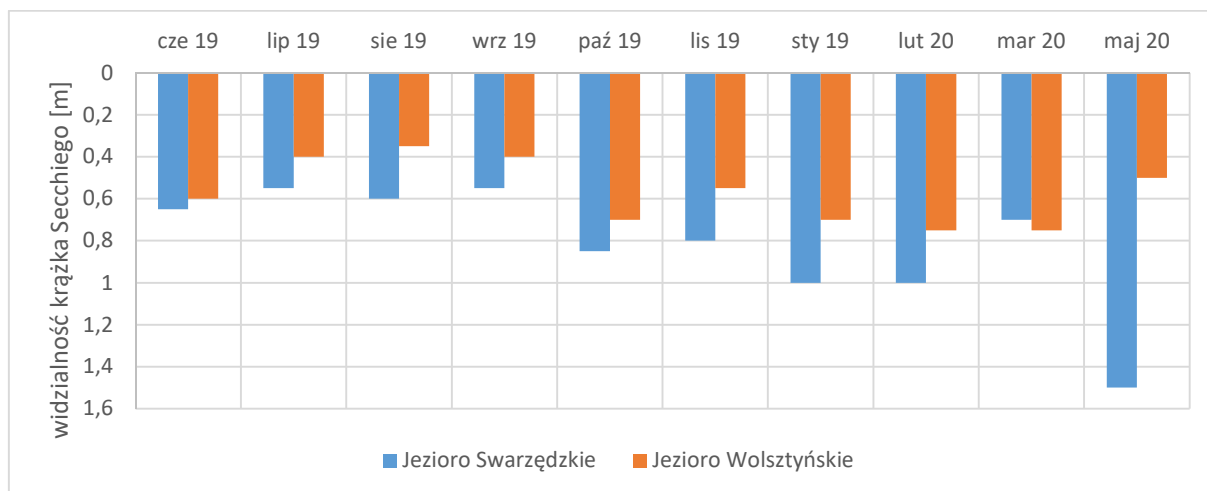
6.1 Mętność

Mętność jest efektem występowania w wodzie zawiesiny, która może być pochodzenia mineralnego lub organicznego. Zawiesina ta może się przemieszczać w wyniku działania prądów wywołanych przepływem lub falowaniem wiatrowym. Mętność wody ma istotne znaczenie dla systemów rzeczno-jeziornych nie tylko ze względu na jej wpływ na zasięg strefy eufotycznej jeziora, a co za tym idzie występowanie roślinności makrofitowej, ale także warunkuje rozwój różnych form rekreacji. Jednocześnie mętność jest jednym z trudniejszych do zmierzenia parametrów fizyko-chemicznych wody. Jest ona właściwością optyczną, polegającą na rozproszeniu i absorbowaniu części widma promieniowania widzialnego przez cząstki stałe obecne w wodzie. Dawniej pomiary nefelometryczne wykonywało się metodą wizualną porównując badaną próbkę z określonym wzorcem. Taki pomiar był obarczony błędami związanymi na przykład z subiektywnym odczytem skali, a także ze względu na zasadnicze różnice pomiędzy mętnością a barwą. W odróżnieniu od barwy rzeczywistej,

będącej efektem występowania w wodzie związków rozpuszczonych i koloidów, mętność jest wywołana przez występującą w wodzie zawiesinę, dlatego bywa też nazywana barwą pozorną.

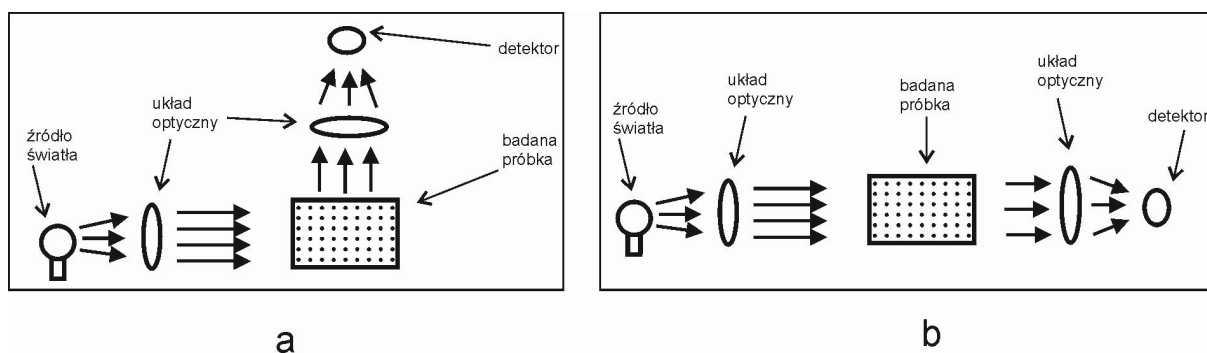
Należy też rozróżnić pojęcie mętności od przezroczystości. Przezroczystość to zdolność przepuszczania promieni światła przez wodę, natomiast mętność jest jej odwrotnością, czyli zdolnością do absorbowania tych promieni. Przezroczystość jest też pojęciem związanym z widzialnością, mierzoną za pomocą krążka Secchiego. Jest to metoda znana i stosowana od dziewiętnastego wieku, dlatego pomiary dla niektórych jezior można porównać z wynikami sprzed nawet stu lat. Zakres czasowy istniejących danych i powszechność stosowania to niewątpliwe zalety tej metody, natomiast za wady należy uznać jej niedokładność i subiektywność pomiaru. Zakłada się, z pewnym uproszczeniem, że światło przenika na głębokość większą dwukrotnie od widzialności krążka Secchiego, lecz dla wód eutroficznycych należy przyjąć przelicznik 3–5, ze względu na silne pochłanianie światła przez seston (Kajak, 1998 w: Borkowski, 2014). Każdy typ troficzny jeziora charakteryzuje się ustaloną średnią wartością widzialności. Dla jezior eutroficznycych wynosi ona 2,7 m. Wody Jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego charakteryzują się bardzo niewielką średnioroczną wartością tego parametru, wynoszącą odpowiednio 0,82 i 0,57 m. Tak niskie wartości przezroczystości, zwłaszcza dla Jeziora Wolsztyńskiego, świadczyć mogą o znacznej hipertrofii wód tych zbiorników (Borkowski, 2014). Klasyfikacja OECD (1982) jednoznacznie wskazuje na hipertrofię badanych jezior (przezroczystość $<1,5$ m). Stężenie zawiesiny oraz mających wpływ na barwę wody składników rozpuszczonych, wykazuje wyraźnie widoczne sezonowe wahania. Są one spowodowane okresowymi zmianami intensywności i wielkości produkcji pierwotnej jeziora, zmianami objętości ładunku organicznego i materii mineralnej dostarczanej ze zlewni oraz sezonowością zachodzących procesów termodynamicznycych w jeziorach. W konsekwencji właściwości optyczne wód jeziora również podlegają sezonowej zmienności. W strefie umiarkowanej, w większości przypadków, najmniejszą przezroczystość obserwuje się wiosną, podczas zakwitów glonów okrzemkowych lub latem, kiedy występują zakwity glonów zielonych i sinic (Borowiak, 2014). Wody Jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego cechuje umiarkowana zmienność sezonowa przezroczystości, z maksymalnymi wartościami w miesiącach zimowych oraz minimalnymi od lipca do września (ryc. 58). W latach 2012-2014 przeprowadzono zrównoważoną rekultywację Jeziora Swarzędzkiego. W jej wyniku średnia widzialność krążka Secchiego w sezonie wegetacyjnym wzrosła z 0,74 przed do 1,00 m w trakcie rekultywacji (Rosińska i in., 2018). Średnia widzialność w sezonie wegetacyjnym 2019 wyniosła około 0,6 m, a więc zbliżona jest do wartości sprzed rekultywacji i świadczyć może o nietrwałości przeprowadzonych zabiegów. Także Jezioro Wolsztyńskie przeszło

w latach 2005-2006 oraz 2012-2014 proces rekultywacji, który jednakże w kwestii poprawy przezroczystości wody nie przyniósł oczekiwanych efektów. Bezpośrednio po wykonanych zabiegach przezroczystość wynosiła zaledwie 0,5 m (Bryl i in., 2017). Podobne wartości notowano podczas badań w latach 2015-2016 (Dunalska, 2016).



Ryc. 58. Sezonowa zmienność widzialności krążka Secchiego w Jeziorach Swarzędzkim i Wolsztyńskim

Obecnie do wyznaczania mętności w warunkach laboratoryjnych używa się spektrofotometrów, ale także prostszych urządzeń – turbidymetrów i nefelometrów, których zasada działania polega na pomiarze światła odpowiednio przechodzącego lub rozproszonego przez próbkę (ryc. 59).



Ryc. 59. Schemat działania nefelometru (a) i turbidymetru (b)

Dotychczasowe pomiary mętności tym sposobem wiązały się przeważnie z koniecznością pobrania próbki wody do dalszej analizy w laboratorium, ale istnieją także przenośne mętnościomierze, pozwalające na wykonanie pomiarów w terenie. W ostatnich latach ponadto coraz częściej stosowane są sondy pomiarowe, mierzące mętność punktowo in situ. Niektóre proste urządzenia do bezpośredniego pomiaru mętności w wodzie są podatne na zakłócenia związane z występującym podczas badań w terenie niekorzystnym wpływem światła słonecznego, czy nawet barwy wody. Istnieją również metody pośredniego pomiaru mętności. Akustyczny dopplerowski przepływomierz profilujący ADCP pozwala w sposób

pośredni uzyskać dane o przestrzennym rozkładzie mętności, poprzez pomiar siły sygnału, która zależy od ilości zawiesiny w wodzie, a zatem od mętności. Takie pomiary są nieinwazyjne i mniej podatne na zanieczyszczenia biologiczne niż pomiary optyczne a także umożliwiają uzyskanie lepszej rozdzielczości czasowej (Gartner, 2002). W związku z tym w ostatnich latach coraz częściej wykorzystuje się urządzenia ADCP do pomiaru koncentracji ilości zawiesiny [mg/l] w wodzie. Sprawdzają się one do tego celu w zatokach morskich (Manik i in., 2020; Dwinovantyo i in., 2019) i rzekach (Venditti i in., 2016; Filizola i Guyot, 2004; Baranya i Józsa, 2013). Urządzenie użyte do badań Jeziora Wolsztyńskiego i Jeziora Swarzędzkiego każdorazowo rejestruje intensywność sygnału. Intensywność ta jest miarą siły sygnału powracającego z impulsu nadawczego ADCP. Wykorzystane w urządzeniu oprogramowanie WinRiver konwertuje intensywność siły sygnału wyrażaną w liczbie zliczeń (counts) na intensywność w decybelach (dB) (tzw. rozproszenie wsteczne) (*WinRiver Software User's Guide*, 2016). Do tej pory nie opracowano jeszcze procedur absolutnej kalibracji pomiarów intensywności sygnału na ilość zawiesiny, ale urządzenia ADCP są przydatne do pomiarów względnych oraz obrazowania zmienności. Omawiana intensywność zależy od:

- pochłaniania dźwięku,
- rozproszenia wiązki,
- mocy urządzenia,
- współczynnika rozproszenia wstecznego.

Powyższe zależności opisuje równanie:

$$EI = SL + SV + const - 20 \log(R) - 2\alpha R$$

gdzie: EI – intensywność echa (dB), SL – moc źródła sygnału (dB), SV – rozproszenie wsteczne w całym pionie (dB), α – współczynnik pochłaniania (dB/m), R – odległość od głowicy pomiarowej do mierzonego punktu (m), $const$ – stała dla urządzenia.

Stała ($const$) musi być zawarta w równaniu, gdyż pomiar intensywności jest pomiarem względnym, co oznacza, że otrzymanych wyników nie można porównywać z wynikami z innych typów urządzeń. Ponadto należy zwrócić uwagę, że intensywność sygnału zależy od wielkości cząstek, a to z kolei oznacza konieczność kalibracji związku między intensywnością sygnału a ilością zawiesiny poprzez pomiary in situ. Silnie zmienny rozkład wielkości cząstek może uniemożliwiać skalibrowanie tej zależności (*Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation. A Practical Primer*, 2011).

Na podstawie pomiarów mętności przenośnym mętnościomierzem dokonano kalibracji wyników uzyskanych za pomocą urządzenia ADCP. Mętność próbek wody pobranych przy powierzchni została porównana z intensywnością echa w powierzchniowej warstwie wody.

Zależność pomiędzy tymi zmiennymi charakteryzuje dodatni, umiarkowanie wysoki współczynnik korelacji Pearsona. Na rozbieżności wyników może wpływać duży rozrzut wielkości cząstek zawieszonych, ale w przypadku jezior wpływ ten jest raczej niewielki. Zapewne większe znaczenie ma sposób pomiaru mętnościomierzem, który wymaga pobrania próbki wody. Bardziej precyzyjny do celu kalibracji byłby pomiar mętności wykonany sondą bezpośrednio w zbiorniku wodnym. Zapis intensywności echa ADCP pozwala z powodzeniem określać i z dużą rozdzielczością obrazować zmienność przestrzenną mętności wody jeziornej zarówno w profilu pionowym jak i na powierzchni jeziora. Zależność mętności od intensywności echa została wyznaczona osobno dla Jeziora Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego. Dla Jeziora Wolsztyńskiego zależność tę opisuje równanie:

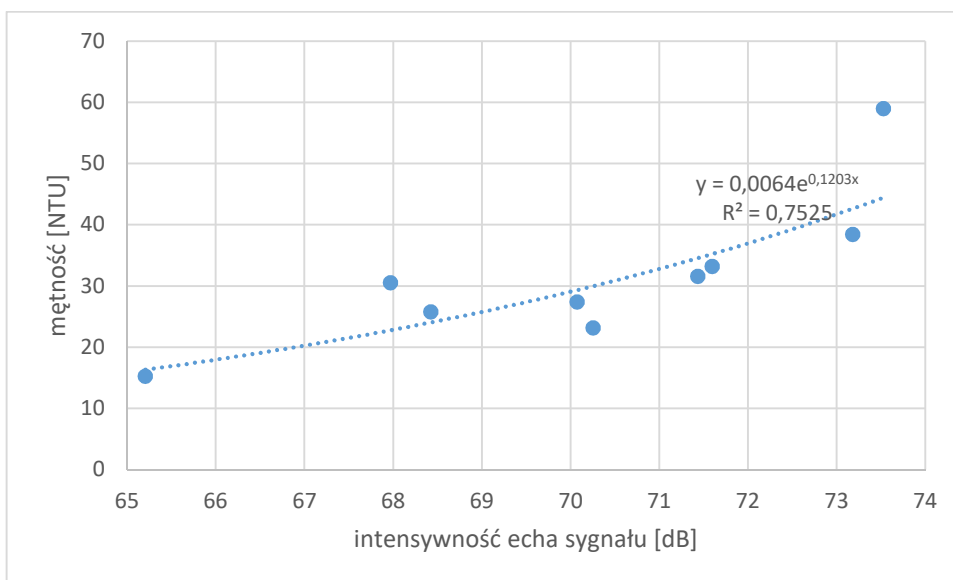
$$T = 10^{-9} \cdot e^{0,3123 \cdot EI},$$

a dla Jeziora Swarzędzkiego:

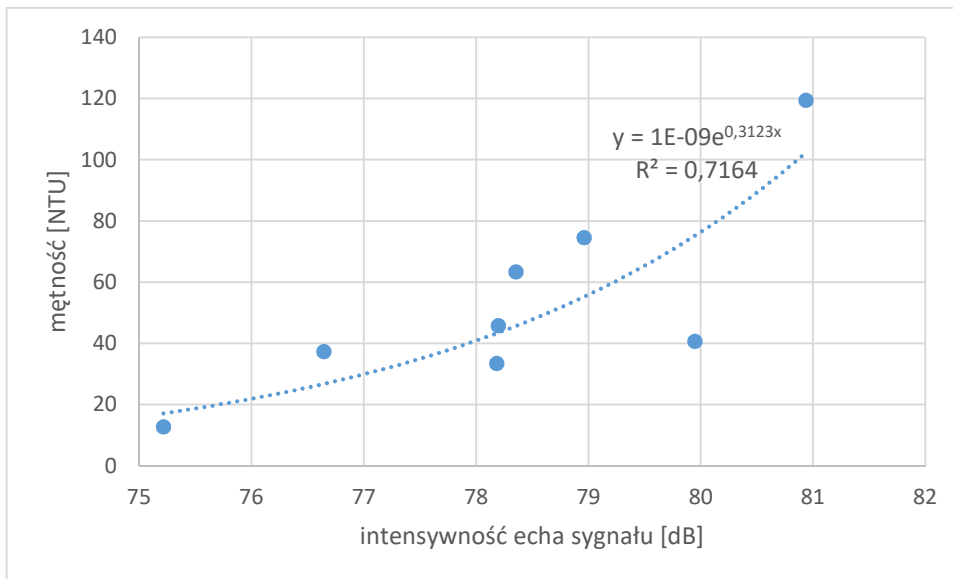
$$T = 0,0064 \cdot e^{0,1203 \cdot EI},$$

gdzie: T – mętność (NTU), EI – intensywność echa (dB).

Współczynnik determinacji (R^2) wynosi dla podanych równań odpowiednio 0,75 i 0,72. Równania zostały wyznaczone na podstawie uśrednionych w poszczególnych miesiącach wartości mętności (ryc. 60 i 61).



Ryc. 60. Zależność pomiędzy mętnością wody a intensywnością echa w Jeziorze Swarzędzkim



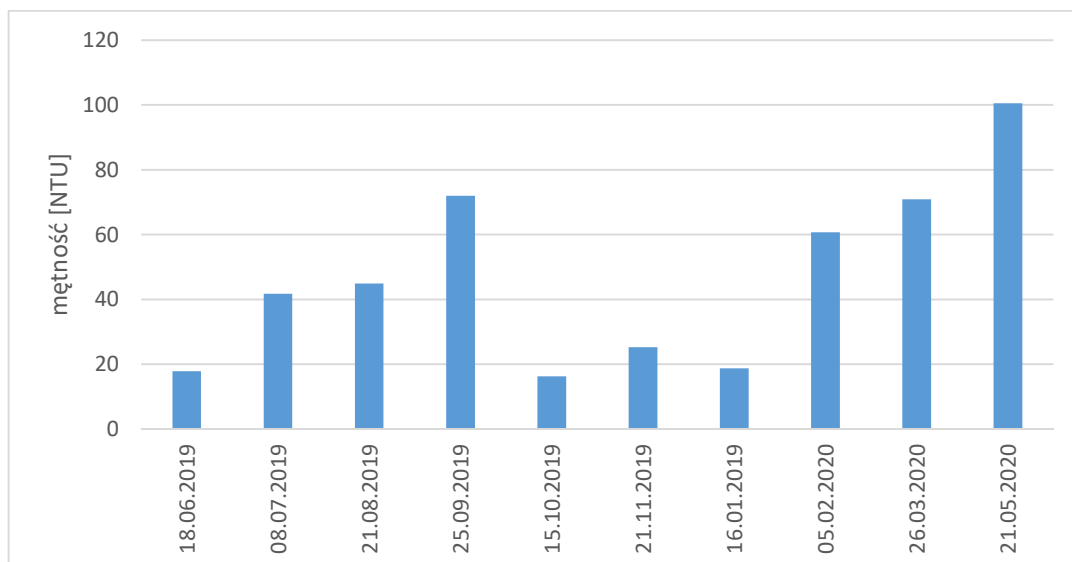
Ryc. 61. Zależność pomiędzy mętnością wody a intensywnością echa w Jeziorze Wolsztyńskim

Mętność wód jeziornych spowodowana jest głównie zakwitami glonów i sinic. W płytkich jeziorach na mętność istotny wpływ ma również działanie wiatru, które powodować może resuspensję osadów i uwalnianie składników odżywczych, co z kolei zwiększa produkcję pierwotną zbiornika (Wu i in., 2013). Resuspensja w głównej mierze zależy od falowania pionowego, a migracja substancji zawieszonych jest większa w kierunku pionowym niż w poziomym. Mętność jest istotnie skorelowana z wysokością fali w przypadku fal o znacznych wysokościach (Ding i in., 2012 w: Wu i in., 2013). Czasami nawet poziomy transport zawiesiny bywa pomijany (Hamilton i Mitchell, 1996; Luettich i in., 1990). Jednakże Wu (2013) podkreśla, że nie należy pomijać działania poziomych prądów jeziornych, jako jednego z głównych procesów hydrodynamicznych zachodzących w jeziorach.

Wody Jeziora Wolsztyńskiego wykazują większą średnią mętność w skali roku w stosunku do wód Jeziora Swarzędzkiego (odpowiednio 47 i 32 NTU). Dla pierwszego z nich wartości wahają się w zakresie od niecałych 16 NTU w październiku 2019 r. do około 100 NTU w maju 2020 r. (ekstremalnie 260 NTU w marcu), dla drugiego od 16 NTU w sierpniu 2019 r. do 49 NTU w lutym (ekstremalnie 84 NTU w lutym 2020).

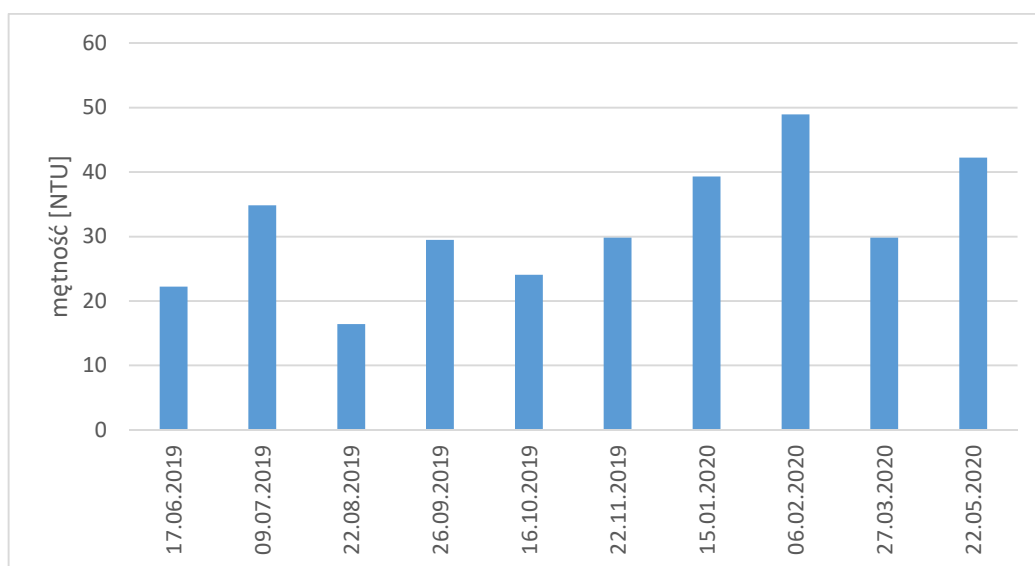
Sezonowa zmienność mętności w Jeziorze Wolsztyńskim bardzo wyraźnie koreluje ze zmianami widzialności krążka Secchiego. Najmniejsze wartości mętności obserwowano od października do stycznia (ryc. 62). Bardzo wcześnie, już w lutym, zaobserwowano wzrost mętności do wartości zbliżonych do tych z okresu letniego. Wzrost ten utrzymywał się do czerwca, kiedy to nastąpił krótkotrwały spadek mętności, po którym miał miejsce kolejny wzrost, utrzymujący się od lipca do września. Wiosenne maksimum związane jest prawdopodobnie z licznie występującymi i przeważającymi w biomasie ogólnej okrzemkami

(ok. 60% biomasy fitoplanktonu), natomiast letnie maksimum spowodowane jest zakwitami sinic (ok. 70% biomasy fitoplanktonu) i zielenic (Dunalska, 2016). Zmienność mętności, także czerwcowy spadek jej wartości, odpowiada zróżnicowaniu biomasy ogólnej fitoplanktonu opisywanemu przez Dunalską (2016).



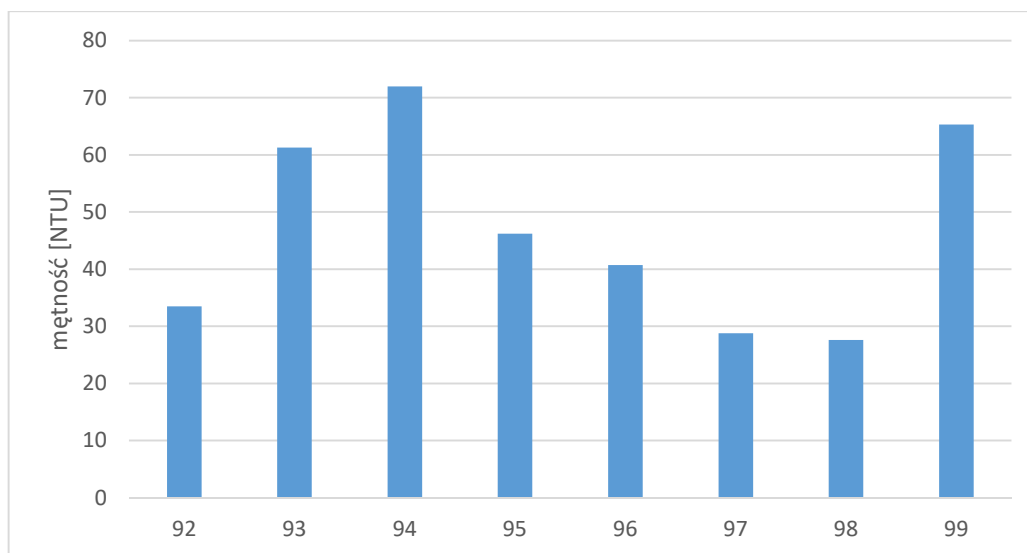
Ryc. 62. Sezonowa zmienność mętności wody w Jeziorze Wolsztyńskim

Sezonowa zmienność mętności wody w Jeziorze Swarzędzkim nie koreluje tak wyraźnie ze zmianami widzialności krążka Secchiego, jak w przypadku Jeziora Wolsztyńskiego. Najmniejsze wartości zaobserwowano w sierpniu 2019 roku, stosunkowo niskie także w czerwcu i październiku. Maksimum natomiast odnotowano w lutym 2020 roku (ryc. 63). Podczas badań zmian jakości wody w wyniku zabiegów rekultywacyjnych, w roku 2012, największe zawartości zawiesiny występowały wiosną (kwiecień, maj) oraz w sezonie letnim (od lipca do września) (Gołdyn i in., 2012).



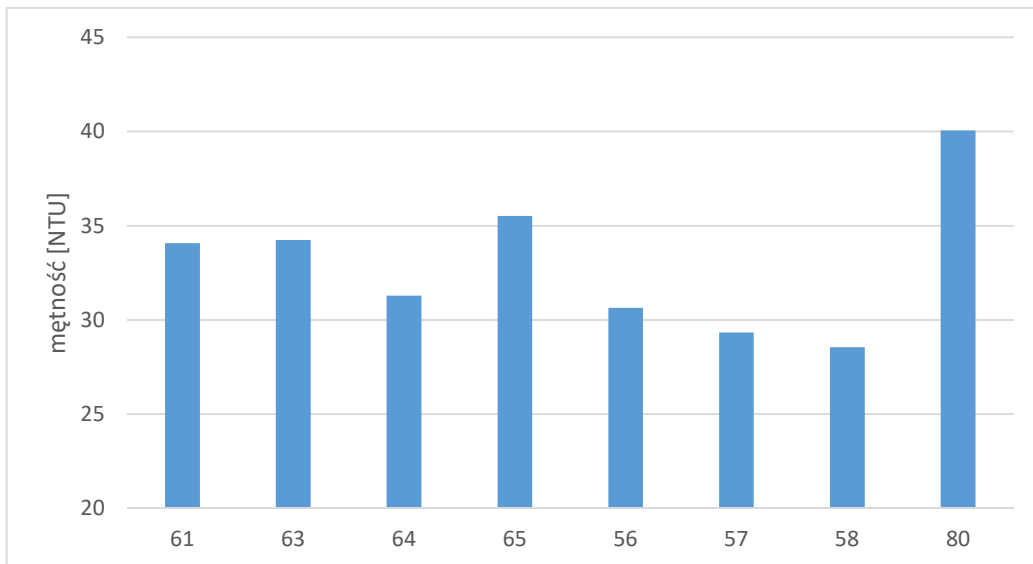
Ryc. 63. Sezonowa zmienność mętności wody w Jeziorze Swarzędzkim

Mętność wód Jeziora Wolsztyńskiego jest zróżnicowana nie tylko sezonowo, ale także przestrzennie. Wyraźnie większe wartości obserwowane są w pobliżu wypływu Dojcy z jeziora (pkt 99), natomiast zdecydowanie niższe na dopływie (pkt 92). Jest to spowodowane mieszaniem się znacznie mniej mętnych wód rzeki (średnioroczna wartość 29 NTU) z wodami jeziora. Ponadto w głębszej części zbiornika, na wschód od wyspy (punkty 96, 97, 98), mętność wód jest mniejsza niż w części położonej na zachód od wyspy (punkty 93, 94, 95) (ryc. 64).



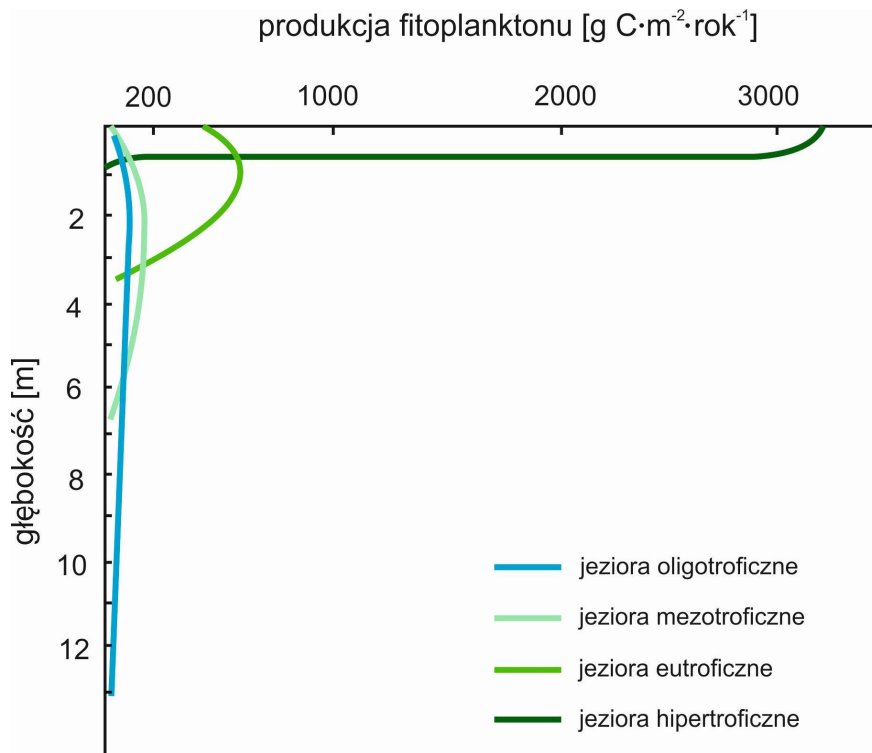
Ryc. 64. Zróżnicowanie średniej rocznej wartości mętności w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego

Podobnie jak w przypadku Jeziora Wolsztyńskiego, także w Jeziorze Swarzędzkim, największą średnią roczną wartość mętności odnotowano na wypływie wód z szerszej części zbiornika (pkt 80). Inaczej jednak sytuacja przedstawia się na dopływie, ponieważ nie ma tu tak wyraźnej różnicy pomiędzy mętnością wód rzecznych a jeziornych. Najniższe średnie wartości mętności w skali roku występują na zachód od wyspy (punkty 56, 57, 58) oraz w najgłębszym punkcie pomiarowym (pkt 64) (ryc. 65).



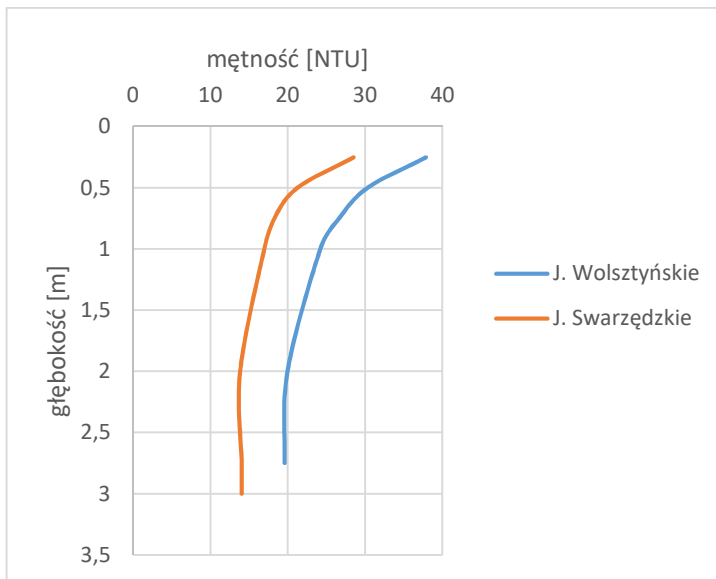
Ryc. 65. Zróżnicowanie średniej rocznej wartości mętności w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego

Mętność wód jeziornych zależy od ilości sestonu (zawiesiny), którego większą część (do kilkudziesięciu procent) stanowi fitoplankton, a resztę stanowią często pochodne produkcji fitoplanktonu. Zdecydowanie rzadziej zawiesinę tworzą allochtoniczne substancje mineralne lub substancje zmaczone z osadów dennych (Kajak, 1979). Produkcja fitoplanktonu zależy głównie od intensywności światła, trofii i temperatury (Kajak, 1998). W jeziorach oligotroficznym produkcja fitoplanktonu sięga głęboko ze względu na dobre warunki świetlne, ale limitowana jest przez fosfor i azot. W zbiornikach hipertroficznym występuje nadmiar substancji biogennych i produkcja fitoplanktonu jest bardzo wysoka, ale limitowana jest przez warunki świetlne, w związku z tym utrzymuje się tylko w powierzchniowej warstwie wody (Kajak, 1998) (ryc. 66).



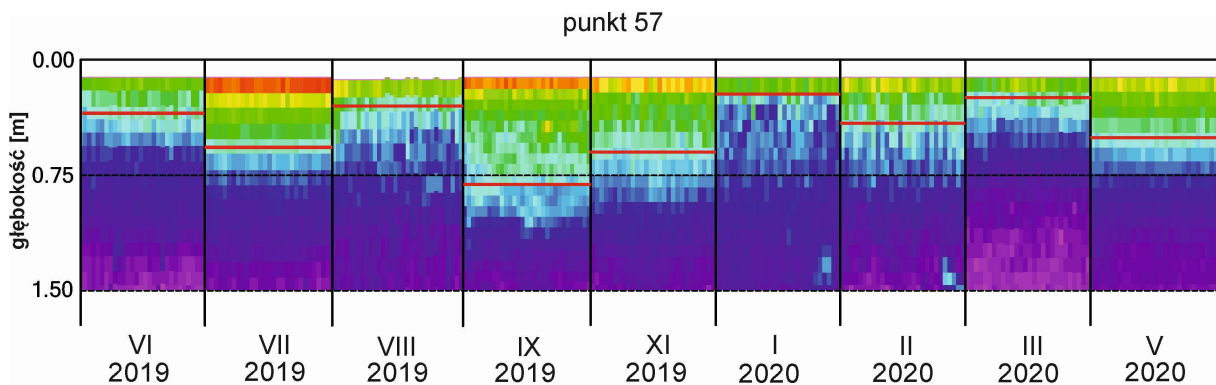
Ryc. 66. Schemat zróżnicowania wartości produkcji fitoplanktonu z głębokością w jeziorach o różnej trofii (Kajak, 1998)

Ze względu na charakter trofii badanych jezior największych wartości mętności należy spodziewać się w powierzchniowej warstwie wody. Potwierdza to wykres zmienności mętności w okresie wegetacyjnym dla najgłębszych punktów pomiarowych obu zbiorników (ryc. 67). Podobne, lecz mniej nasilone zróżnicowanie obserwowane było także w sezonie zimowym. Jeżeli utrzymująca się wtedy przy powierzchni mętność pochodzi od fitoplanktonu, przyczyn tego zjawiska można doszukiwać się w wyjątkowo łagodnej zimie.



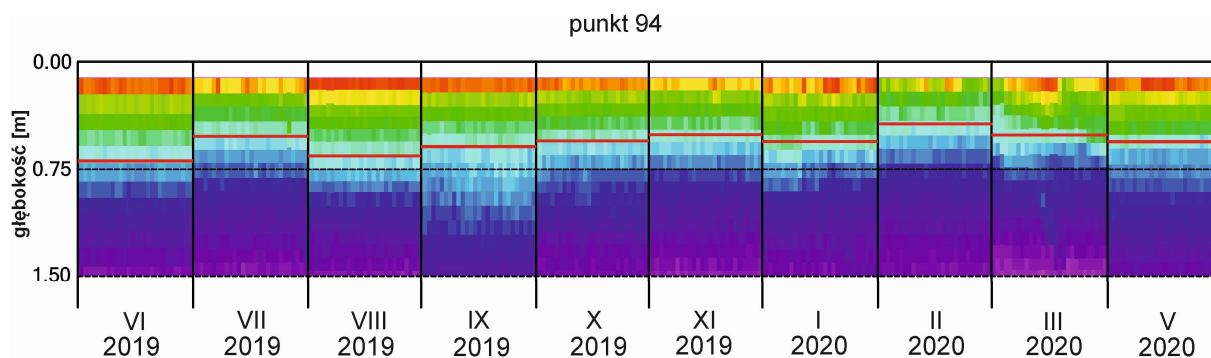
Ryc. 67. Wykres zmienności mętności ze wzrostem głębokości w punktach pomiarowych 64 i 97 w lipcu 2019 r.

Miażdżość warstwy powierzchniowej z największymi wartościami mętności zmienia się sezonowo i można zaobserwować jej korelację ze średnimi wartościami mętności w poszczególnych miesiącach. Zawiera się ona w przedziale od ok. do 0,2 do 1 m dla Jeziora Swarzędzkiego i od 0,4 do 0,8 m dla Jeziora Wolsztyńskiego. Do odwzorowania miażdżości powierzchniowej - najbardziej mętniej warstwy wody, wykorzystać można graficzne przedstawienie intensywności echa z programu WinRiver. Grafika ma charakter poglądowy, gdyż skale barw w poszczególnych miesiącach mogą się nieznacznie różnić (ryc. 68 i 69).



Ryc. 68. Zmienność mętności ze wzrostem głębokości w poszczególnych miesiącach pomiarowych w punkcie 57

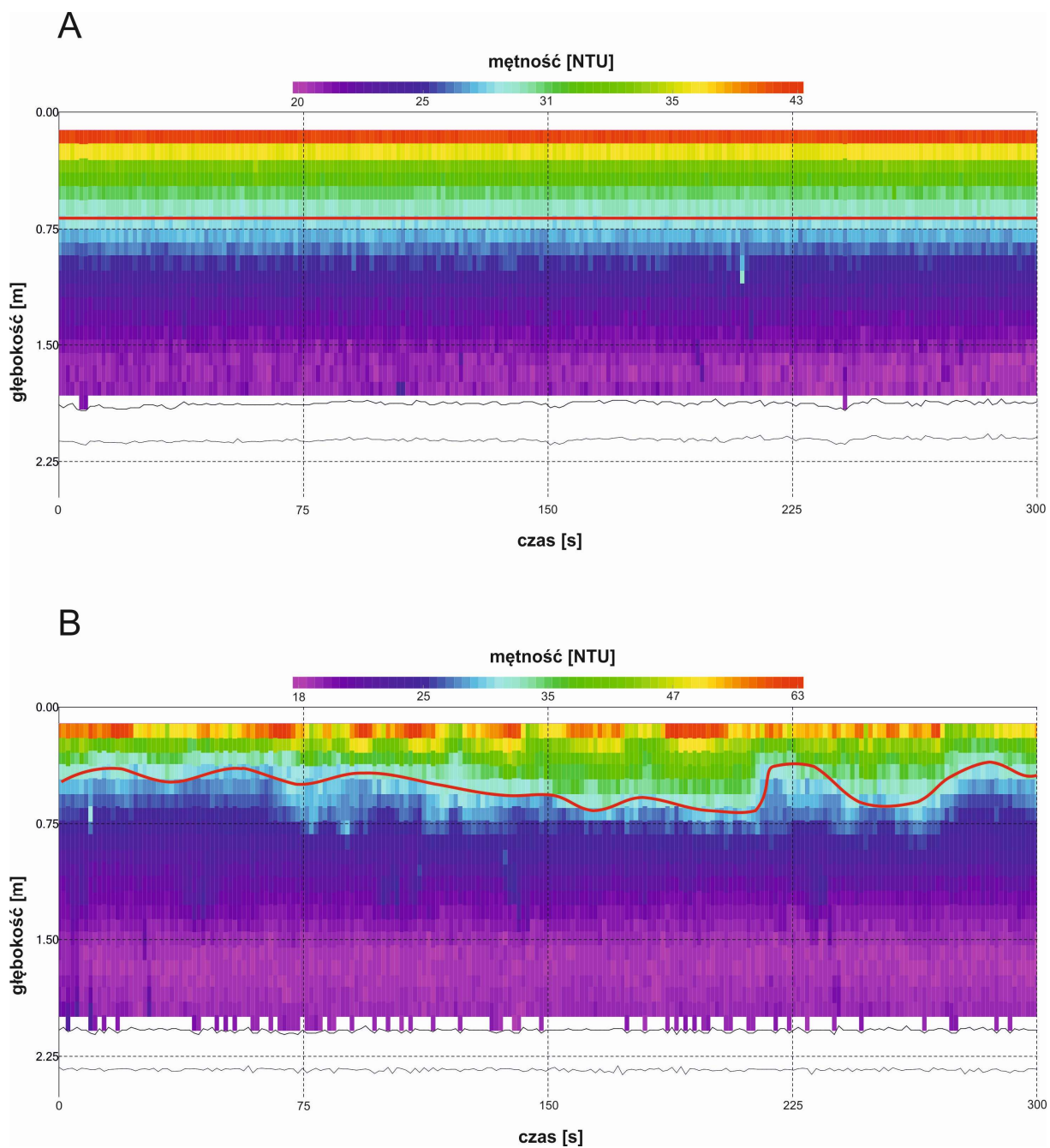
* Grafika ma charakter poglądowy - skale barw w poszczególnych miesiącach mogą się nieznacznie różnić



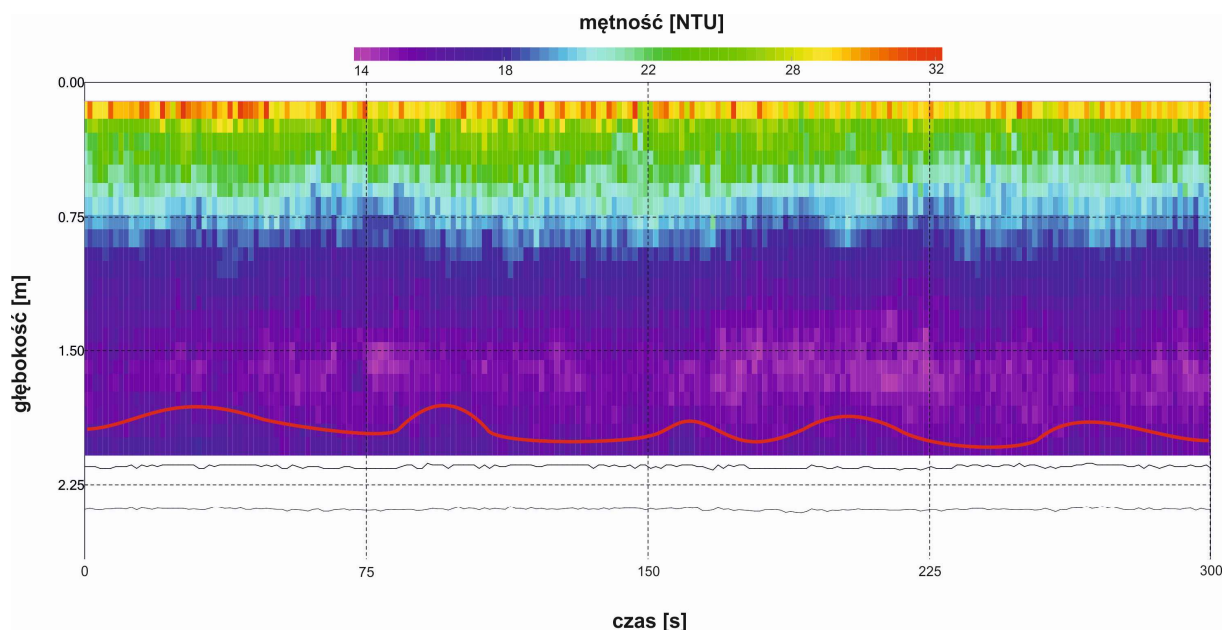
Ryc. 69. Zmienność mętności ze wzrostem głębokości w poszczególnych miesiącach pomiarowych w punkcie 94

* Grafika ma charakter poglądowy - skale barw w poszczególnych miesiącach mogą się nieznacznie różnić

Wykres zmienności mętności w czasie wraz z głębokością dobrze ukazuje też turbulencje (zakłócenia) wywołane działaniem wiatru (ryc. 70). Podczas silnych wiatrów może zmieniać się mętność wody w pobliżu dna, ze względu na resuspensję osadów. Niestety, podobnie jak w przypadku pomiaru prędkości ruchu wody, urządzenie nie daje możliwości określenia wartości mętności w naddennej warstwie wody o grubości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów (w zależności od głębokości w badanym punkcie i wielkości komórki pomiarowej). Jednakże w niektórych punktach pomiarowych można obserwować niewielki wzrost mętności w pobliżu dna (ryc. 71), co pozwala wnioskować, że resuspensja w badanych zbiornikach ma miejsce. W wyniku tego zjawiska z osadów, które są głównym kumulatorem substancji w jeziorze, uwalniane są nutrieny, zwłaszcza fosfor, które użyźniają epilimnion, powodując wzrost eutrofizacji i zwiększając produkcję fitoplanktonu.



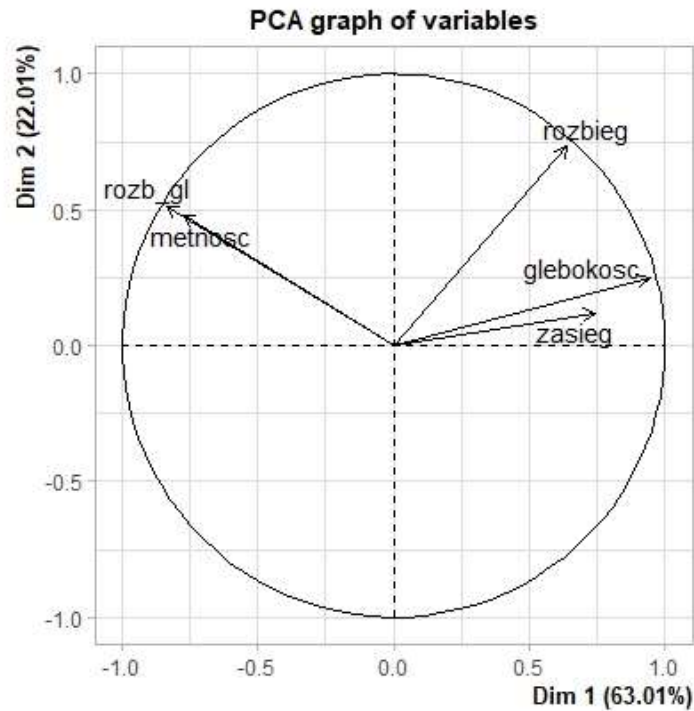
Ryc. 70. Turbulencje w powierzchniowej warstwie wody wywołane działaniem wiatru. A – punkt 94, prędkość wiatru 4 km/h, sierpień 2019 r.; B – punkt 94, prędkość wiatru 22 km/h, marzec 2020 r.



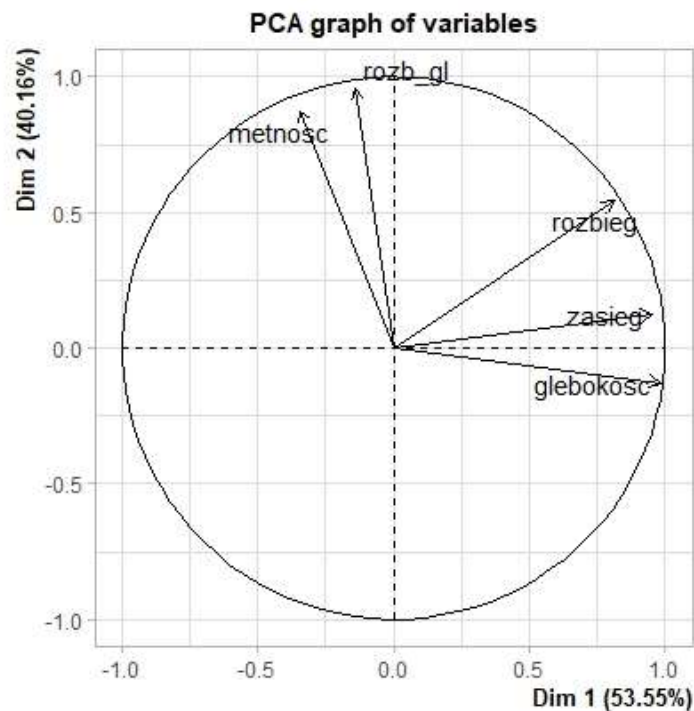
Ryc. 71. Zmiany mętności w pobliżu dna zbiornika

Im większy udział w całkowitej powierzchni jeziora mają obszary płytkie (tzw. aktywne dno), tym większa następuje wymiana chemiczna wód z osadami dennymi i wodami interstycjalnymi (Kajak, 1998). W zbiornikach polimiktycznych aktywne dno może zajmować 100% ich powierzchni. W kształtowaniu przezroczystości wody pośrednią funkcję pełni morfometria misy jeziornej. Przezroczystość zmienia się wprost proporcjonalnie do zmian głębokości średniej i maksymalnej (Borowiak, 2014). Zatem w głębszych zbiornikach panują warunki sprzyjające istnieniu większej przezroczystości. Håkanson (Håkanson, 2004 w: Borowiak, 2014) w badaniach przeprowadzonych w jeziorach skandynawskich potwierdził zależność pomiędzy przezroczystością a głębokością średnią. Związek z właściwościami optycznymi wody wykazuje też głębokość względna jeziora, określana jako stosunek głębokości maksymalnej do drogi rozbiegu wiatru, wyrażanej jako pierwiastek kwadratowy z powierzchni jeziora (Borowiak, 2014). Warto w tym miejscu wrócić do omawianego wcześniej przestrzennego zróżnicowania mętności w badanych jeziorach, poszukując przyczyn tej zmienności. W analizie tej, oprócz oczywiście mętności, uwzględniono głębokość w danym punkcie pomiarowym, rozbieg fali i zasięg falowania, obliczony na podstawie pomiarów prędkości pionowej. Według obliczeń, mętność w określonym miejscu jeziora nie wykazuje znaczącej zależności od głębokości, czy też średniego rozbiegu fali, ani też od samego tylko zasięgu falowania. Wykazuje natomiast istotną zależność od ilorazu wartości rozbiegu i głębokości – im mniejsza głębokość i dłuższy rozbieg fali w danym punkcie, tym większej można się spodziewać wartości mętności. Współczynnik korelacji Pearsona pomiędzy mętnością a wspomnianym ilorazem wynosi dla Jeziora Swarzędzkiego 0,75, a dla Jeziora

Wolsztyńskiego 0,8. Analiza składowych głównych wykonana osobno dla obu zbiorników, potwierdza te zależności (ryc. 72 i 73). Taka sytuacja może świadczyć o tym, że znaczący wpływ na mętność obu jezior ma resuspensja i związana z tym wymiana chemiczna wód z osadami dennymi.



Ryc. 72. Wykres ładunków czynnikowych analizy składowych głównych dla mętności w Jeziorze Swarzędzkim: rozb_gl – iloraz rozbiegu fali i głębokości w danym punkcie



Ryc. 73. Wykres ładunków czynnikowych analizy składowych głównych dla mętności w Jeziorze Wolsztyńskim: rozb_gl – iloraz rozbiegu fali i głębokości w danym punkcie

6.2 Temperatura

Temperatura wód jeziornych jest uznawana za jeden z podstawowych parametrów, znacząco wpływających na funkcjonowanie całego ekosystemu wodnego (Ptak i Nowak, 2016). Jest ona parametrem określającym stan energetyczny zbiornika, a jej najistotniejsze zmiany w jeziorach strefy umiarkowanej zachodzą w cyklu rocznym (Sobolewski i in., 2014). Głównym źródłem ciepła wód jeziornych jest promieniowanie słoneczne, ale istotny jest także pobór ciepła przez wodę z cieplejszego powietrza, zwłaszcza podczas ruchów turbulencyjnych wywołanych działaniem wiatru (Kajak, 1998). Temperatura wód jeziornych jest również zmieniana przez dopływy cieków. Ze względu na dużą bezwładność cieplną, zmiany temperatury wód powierzchniowych przebiegają łagodnie i stopniowo (Kajak, 1998).

Bez względu na typ miktyczny jeziora, jego głębokość czy powierzchnię, w strefie umiarkowanej temperatura wody, zwłaszcza warstwy powierzchniowej o miąższości do kilku metrów, wykazuje sezonową zmienność o przebiegu sinusoidalnym (Sobolewski i in., 2014). W jeziorach Swarzędzkim i Wolsztyńskim najwyższą temperaturę wody przy powierzchni odnotowano w czerwcu 2019 r., a wynosiła ona 27,79°C odpowiednio w punktach 80 i 99, czyli na wypływie cieków. Najniższą temperaturę powierzchniowej warstwy wody zarejestrowano w Jeziorze Swarzędzkim w styczniu 2020 r. i wynosiła ona 2,87°C (pkt 63), natomiast w Jeziorze Wolsztyńskim również w styczniu temperatura wody wynosiła 2,46°C (pkt 92).

Tabela 11. Temperatura wody [°C] w Jeziorze Swarzędzkim przy powierzchni oraz przy dnie we wszystkich punktach pomiarowych

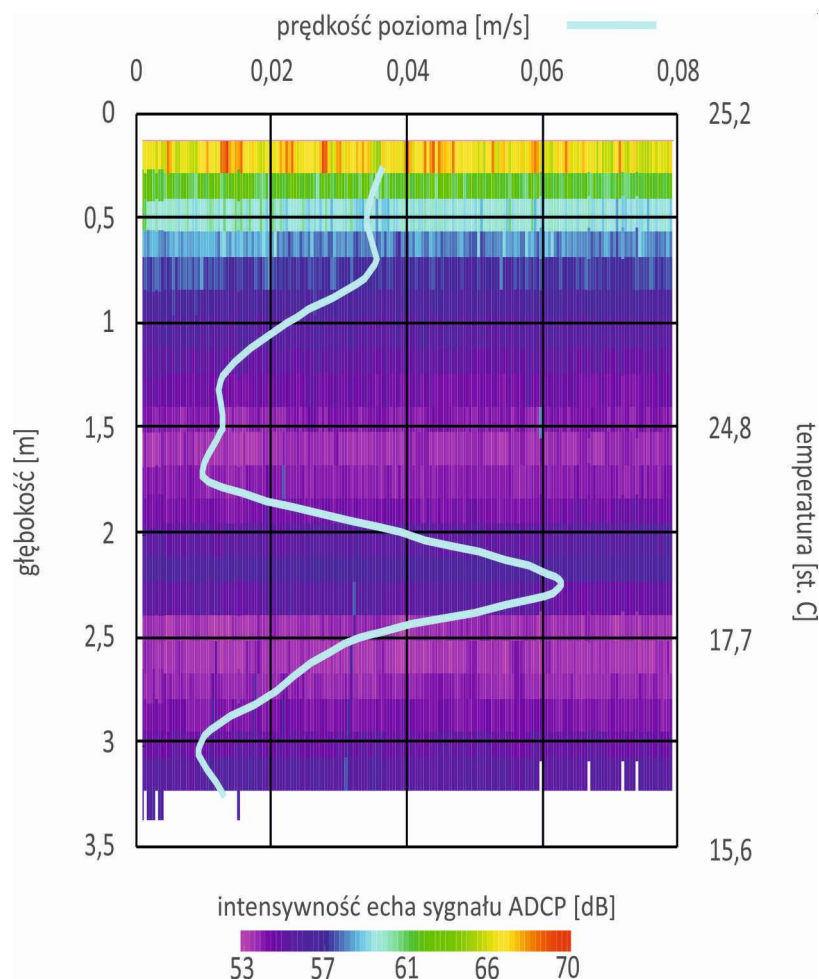
		56	57	58	61	63	64	65	80	68
VI 2019	dno		23,96		24,58	17,43	15,64	24,96	24,87	23,75
	pow.		25,76		24,93	25,43	25,17	25,23	27,79	23,75
VII 2019	dno	18,92	18,94	19,16	18,73	18,99	18,98	19,06	17,47	16,49
	pow.	19,18	19,15	19,36	18,88	19,02	19,03	19,08	18,04	16,49
VIII 2019	dno	21,27	21,56	21,72	21,06	21,24	21	21,65	20,38	
	pow.	22,89	22,87	22,58	21,4	21,89	21,83	22,21	23,08	
IX 2019	dno	15,31	15,24	15,33	15,38	15,13	15,06	15,24	14,48	
	pow.	15,38	15,34	15,35	15,39	15,34	15,37	15,37	15,21	
X 2019	dno	13,49	13,45	13,49	13,38	13,4	12,69	13,33	12,98	10,8
	pow.	13,51	13,45	13,49	13,39	13,43	13,38	13,34	12,98	10,8
XI 2020	dno	7,26	7,22	7,23	7,02	7,15	7,16	7,18	7,46	7,14
	pow.	7,29	7,28	7,24	7,11	7,16	7,17	7,18	7,46	7,14
I 2020	dno	3,02	3,05	3,02	2,77	2,86	2,89	2,96	3,19	3,6
	pow.	3,04	3,07	3,02	2,88	2,87	2,89	2,96	3,19	3,6
II 2020	dno	3,45	3,49	3,56	3,29	3,49	3,51	3,46	3,68	3,41
	pow.	3,49	3,51	3,56	3,32	3,5	3,51	3,47	3,7	3,41
III 2020	dno	6,57	6,01	5,95	6,11	6,36	5,89	6,8	7,18	6,9
	pow.	7,01	7,08	6,25	6,58	6,81	6,94	6,93	7,42	6,9
V 2020	dno	15,64	15,46	15,63	15,12	15,69	14,99	16,07	16,74	15,98
	pow.	16,2	16,18	15,77	15,97	16,15	16,15	16,12	16,96	15,98

Tabela 12. Temperatura wody [°C] w Jeziorze Wolsztyńskim przy powierzchni oraz przy dnie we wszystkich punktach pomiarowych

		92	93	94	95	96	97	98	99	101
VI 2019	dno	23,78	25,49	25,02	25,34	25,07	24,34	23,89	25,71	19,32
	pow.	25,98	26,29	26,26	26,66	26,76	27,03	26,97	27,79	19,32
VII 2019	dno	19,02	19,69	19,76	19,76	19,66	19,61	19,75	19,48	15,76
	pow.	19,24	19,7	19,8	19,81	19,62	19,73	19,85	19,72	15,76
VIII 2019	dno	19,94	21,46	21,42	21,54	21,42	21,43	21,71	21,94	17,98
	pow.	21,91	22,64	22,41	22,78	22,62	23,02	22,99	24,24	17,98
IX 2019	dno	14,7	15,51	15,24	15,41	15,47	14,94	14,93	15,85	13,4
	pow.	15,6	15,56	15,8	15,9	15,86	16,07	15,84	16,34	13,4
X 2019	dno	13,92	14,07	13,27	13,61	13,46	13,07	13,19	13,96	13,98
	pow.	14,43	14,7	14,58	14,64	15,03	15,08	15,25	15,23	13,98
XI 2020	dno	7,09	7,12	7,08	7,06	7,14	6,99	7,01	7,24	7,72
	pow.	7,13	7,12	7,12	7,13	7,16	7,23	7,19	7,26	7,72
I 2020	dno	3,37	3,28	3,28	3,22	3,29	3,34	3,29	3,66	3,73
	pow.	2,46	3,32	3,33	3,17	3,35	3,34	3,33	3,69	3,73
II 2020	dno	4,89	4,66	4,64	4,76	4,64	4,77	4,78	4,66	5,07
	pow.	4,89	4,67	4,65	4,74	4,69	4,76	4,81	4,66	5,07
III 2020	dno	6,3	6,29	6,29	5,92	6,5	6,46	6,2	6,64	6,92
	pow.	6,43	6,32	6,39	6,43	6,61	6,68	6,97	6,66	6,92
V 2020	dno	15,53	17,34	16,58	16,51	16,44	16,04	15,88	19,07	16,64
	pow.	16,75	17,67	17,97	18,22	19,01	19,16	19,07	19,97	16,64

Morfometria jeziora oraz jego podatność na działanie wiatru, wyrażone wskaźnikiem odsłonięcia, są ważnymi elementami wpływającymi na bilans cieplny zbiornika (Borkowski, 2014). Mieszanie dynamiczne wywołane wiatrem i prądami sprzyja oddawaniu ciepła w głąb jeziora, co prowadzi do wyrównania temperatury wody przy dowolnej stratyfikacji (Dawydow i in., 1979 w: Borkowski, 2014). Wyższy wskaźnik odsłonięcia Jeziora Wolsztyńskiego powoduje jego większą podatność na mieszanie się wód w porównaniu do Jeziora Swarzędzkiego. Oba badane zbiorniki mają charakter polimiktyczny, przy czym w Jeziorze Swarzędzkim niewielki fragment powierzchni dna, obejmujący głęboczek w centralnej części akwenu, znajduje się w zasięgu metalimnionu. W punktach pomiarowych objętych obserwacjami nie odnotowano znacznych różnic temperatur pomiędzy powierzchniową warstwą wody a warstwą w pobliżu dna. Nieznaczne zróżnicowanie temperatury w pionie obserwowano jedynie od wiosny do wczesnej jesieni (październik), a różnice temperatur pomiędzy powierzchnią a dnem wynosiły ok. 2°C. Wyjątek stanowi pomiar w czerwcu 2019 r., kiedy to w najgłębszych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego (63 i 64) pionowa różnica temperatur wynosiła blisko 10°C. Oprócz rozwarstwienia termicznego zaobserwowano

wówczas również znaczącą zmianę wartości i kierunku poziomej prędkości ruchu wody oraz zauważalne zmiany intensywności echa sygnału ADCP w miejscu skoku termicznego (ryc. 74).



Ryc. 74. Zmienneść temperatury, prędkości poziomej oraz intensywności echa wraz z głębokością podczas pomiarów w czerwcu 2019 w punkcie 64 na Jeziorze Swarzędzkim

Pionowe różnice temperatury wody jeziornej mają ewidentny wpływ na wspomniane wcześniej modele cyrkulacji wód. Prądy wyrównujące powstają głównie wtedy, gdy występuje równocześnie choćby niewielka (rzędu 1-2°C) różnica temperatur przy powierzchni i przy dnie zbiornika. Dobrze uwidacznia to porównanie liczby wystąpień prądów wyrównujących, zwłaszcza w Jeziorze Wolsztyńskim (ryc. 50 B), z pionowym zróżnicowaniem temperatury wody w poszczególnych miesiącach (tab. 12).

Poziome zróżnicowanie przestrzenne temperatury wody w badanych zbiornikach nie zostało odnotowane. Jedynie w miesiącach letnich w Jeziorze Wolsztyńskim zaobserwowano nieznacznie niższe temperatury w punkcie 92, zlokalizowanym w pobliżu dopływu Dojcy, co jest związane z nieco niższą temperaturą wód ciekłu. W Jeziorze Swarzędzkim natomiast w punkcie 61, zlokalizowanym przy dopływie Cybiny, zaobserwowano niewielkie różnice temperatur, w stosunku do reszty zbiornika także w miesiącach zimowych.

Skowron (2010 w: Sobolewski i in., 2014) przedstawia przegląd klasyfikacji termicznych dla jezior polskich, za najbardziej reprezentatywne uznając typologie Chomskisa, Tichomirowa i Kitajewa. W klasyfikacji Chomskisa podstawą wydzielenia była różnica temperatury wody w warstwie przydennej w najgłębszych częściach jeziora między okresem letniej stagnacji i okresem z pokrywą lodową. Wyróżnia on w ten sposób jeziora termicznie bardzo głębokie, głębokie, średniogłębokie i płytkie. Z kolei Tichomirow na podstawie rocznego przebiegu temperatury wody oraz charakteru letniej stratyfikacji wyróżnia jeziora epitermiczne, metatermiczne (z dwoma podtypami: metaepitermiczne i metahypotermiczne) i hypotermiczne. Skupiając się na hydrobiologii Kitajew zmodyfikował klasyfikację Tichomirowa, biorąc pod uwagę bentos i pelagial. Na podstawie badań ponad 1050 jezior Nizżu Polskiego w latach 1971-2012, przyjęto typologię termiczną jezior w Polsce, klasyfikując je według procentowego udziału epi-, meta- i hypolimnionu w całkowitej objętości zbiornika (Sobolewski i in., 2014). Nieco podobnie jak w klasyfikacji Tichomirowa, rozróżnia się według niej jeziora epitermiczne, metaepitermiczne, metatermiczne, hypometatermiczne i hypotermiczne. W zbiornikach epitermicznych objętość epilimnionu stanowi od 90 do 100% objętości całkowitej. Według tej klasyfikacji Jezioro Wolsztyńskie można zdecydowanie określić jako epitermiczne, natomiast Jezioro Swarzędzkie jako epi- lub metaepitermiczne.

6.3 Pozostałe parametry fizykochemiczne wody

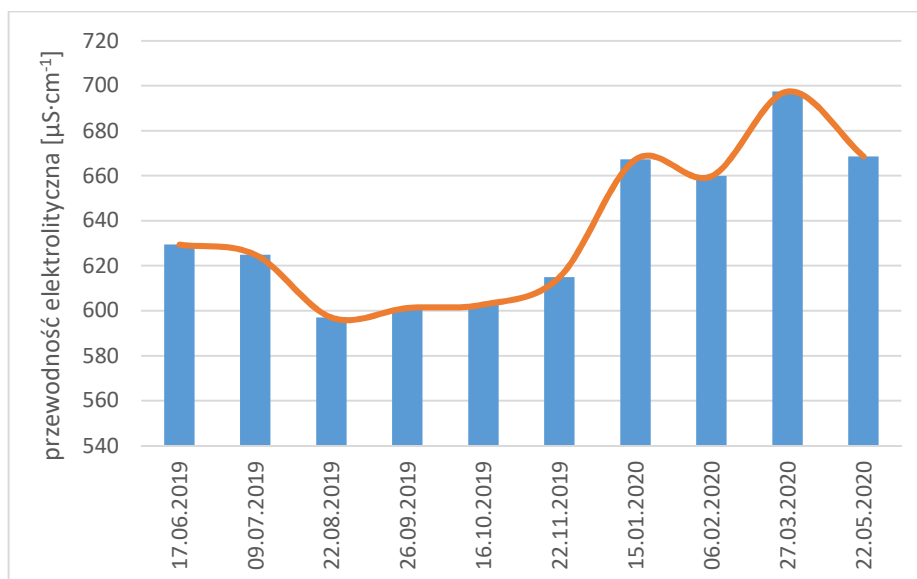
6.3.1 Przewodność elektrolityczna, oporność

Przewodność elektrolityczna wody jest parametrem określającym jej zdolność do przewodzenia prądu elektrycznego. W badaniach limnologicznych jest ona szczególnie ważna, gdyż stanowi miarę zawartości w wodzie nieorganicznych substancji rozpuszczonych. W limnologii przewodnictwo właściwe roztworów wodnych określa się, jako ilość energii elektrycznej przenoszonej w ciągu 1 s przez powierzchnię o przekroju 1cm^2 , przy różnicy potencjałów $1\text{V}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Sobolewski i in., 2014). Jednostką tego parametru w układzie SI jest $\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$, jednak w badaniach dotyczących wód jeziornych jego wartości podaje się na ogół w $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Przewodność elektrolityczna zależy nie tylko od zawartości soli, ale także od temperatury, dlatego większość konduktometrów posiada automatyczną kompensację temperaturową i podają wartość przewodności dla wody o temperaturze 25°C .

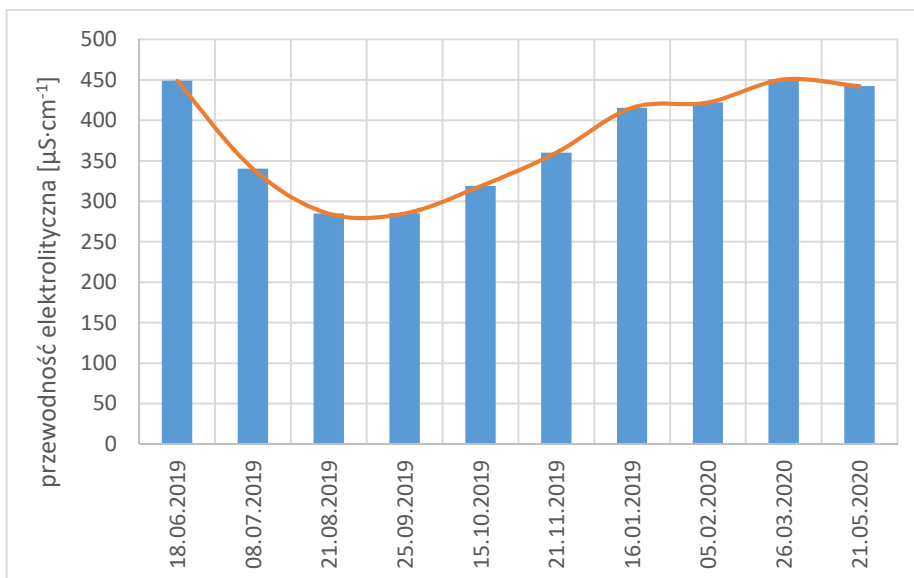
Wartości przewodności elektrolitycznej wzrastają wskutek silnej antropopresji, głównie poprzez zrzuty ścieków komunalnych i przemysłowych oraz dopływy zanieczyszczeń pochodzenia rolniczego. Wyższe wartości pojawiają się także ze wzrostem poziomu trofii jeziora. W związku z tym parametr ten jest wykorzystywany do oceny stanu czystości wód

i szacowania nasilenia procesów transformacyjnych zachodzących w zbiorniku (Sobolewski i in., 2014).

Przewodność elektrolityczna wód jeziornych wykazuje sezonową zmienność. Największe wartości obserwowane są na ogół wiosną, co jest spowodowane recyrkulacją związków nieorganicznych pochodzących z rozkładu materii organicznej oraz nasilonym spływem powierzchniowym. Latem, podczas rozwoju biomasy, obserwuje się często spadek wartości przewodnictwa spowodowany absorpcją substancji mineralnych. Podczas jesiennej cyrkulacji następuje ponowny wzrost przewodnictwa, po czym kolejny spadek obserwowany jest zimą, zwłaszcza podczas zjawisk lodowych. Zaburzenia przebiegu zmian tego parametru dotyczą przede wszystkim jezior polimiktycznych oraz silnie eutroficznych jezior dimiktycznych (Sobolewski i in., 2014). W Jeziorach Swarzędzkim i Wolsztyńskim, mimo ich polimiktycznego charakteru, obserwuje się charakterystyczną zmienność przewodności w ciągu roku. Najniższe wartości w obu jeziorach odnotowano od sierpnia do października. W listopadzie nastąpił wzrost przewodności, który trwał do stycznia, po czym krzywa wzrostu wypłaszczyła się, a kolejny wzrost zaobserwowano w marcu. Należy zaznaczyć, że w przypadku Jeziora Swarzędzkiego zmienność ta jest bardziej widoczna (ryc. 75 i 76).



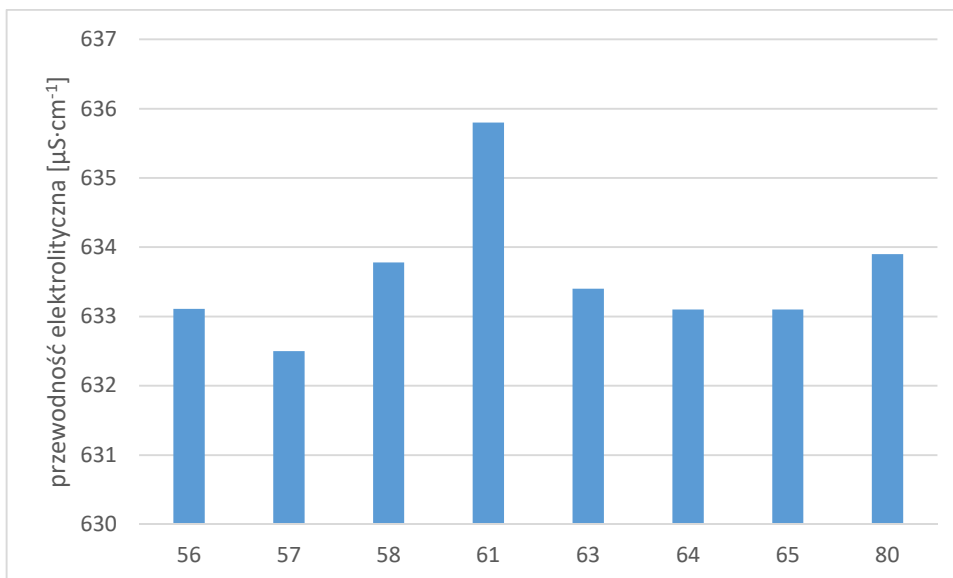
Ryc. 75. Sezonowa zmienność przewodności elektrolitycznej [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] w Jeziorze Swarzędzkim



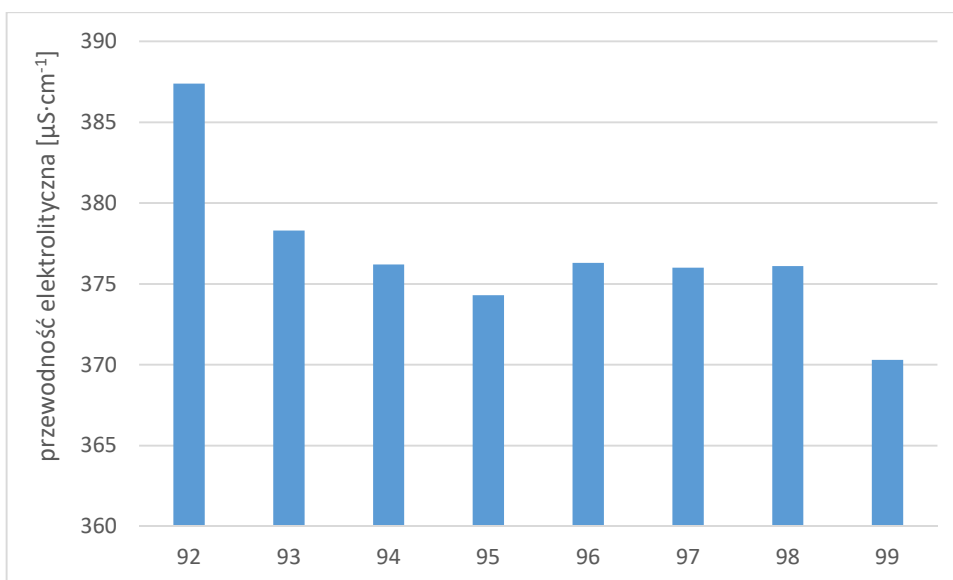
Ryc. 76. Sezonowa zmienność przewodności elektrolitycznej [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] w Jeziorze Wolsztyńskim

Jezioro Swarzędzkie charakteryzuje się znacznie większą przewodnością elektrolityczną wody w porównaniu z Jeziorze Wolsztyńskim. Średnia roczna wartość przewodności w powierzchniowej warstwie wody wynosi dla pierwszego z nich $633 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, natomiast dla drugiego $377 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. W Jeziorze Swarzędzkim najwyższe wartości, powyżej $680 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, obserwowano w marcu, najniższe natomiast w sierpniu – około $500 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Podczas badań wód Jeziora Swarzędzkiego w 2012 roku odnotowano wyższe wartości przewodności, mieszczące się na ogół w przedziale $550 - 880 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (maks. odnotowana wartość $1180 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) (Gołdyn i in., 2012). W Jeziorze Wolsztyńskim maksymalne wartości – około $450 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ wystąpiły również w marcu, a minimalne, nieco powyżej $280 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, w sierpniu. Podczas badań fizykochemicznych Jeziora Wolsztyńskiego, prowadzonych w roku 2016 przez Uniwersytet Warmińsko-Mazurski, wartości przewodności mieściły się w przedziale $322 - 462 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Dunalska, 2016).

Przewodność elektrolityczna w powierzchniowej warstwie wody wykazuje niewielkie zróżnicowanie przestrzenne w skali całego zbiornika. Jednakże w obu badanych jeziorach nieznacznie większe wartości przewodności elektrolitycznej odnotowano w punktach pomiarowych w pobliżu dopływu cieków. Jest to związane z mieszaniem się wód jeziornych z dopływami, które niosą wody o większej przewodności (ryc. 77 i 78). Średnia roczna wartość przewodności wód Cybiny wynosi $675 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (w stosunku do $633 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ dla Jeziora Swarzędzkiego), natomiast wód Dojcy $427 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (przy $377 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ dla Jeziora Wolsztyńskiego).



Ryc. 77. Przewodność elektrolityczna [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego



Ryc. 78. Przewodność elektrolityczna [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego

Prowadzone w Polsce od wielu lat badania pionowego rozkładu przewodności, wskazują, że pionowe rozwarstwienie tego parametru wyraźnie nawiązuje do charakteru procesów miktycznych (Sobolewski i in., 2014). Wyrównane wartości w całym pionie są charakterystyczne dla jezior polimiktycznych. Wody Jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego charakteryzują się bardzo nieznacznym pionowym zróżnicowaniem przewodności. Maksymalne różnice pomiędzy wartościami przy powierzchni i przy dnie wynoszą do około $80 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, a obserwowane są w najgłębszych punktach pomiarowych oraz w pobliżu dopływu i odpływu cieków. Zróżnicowanie pionowe w pobliżu dopływu cieków widoczne jest bardziej na ogół w miesiącach jesienno-zimowych, przy czym wartości przewodności wód jeziornych

bliższe wartościom zmierzonym w ciekach obserwowane są niemal zawsze w naddennej warstwie wody.

Tabela 13. Przewodność elektrolityczna wody [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] w Jeziorze Swarzędzkim przy powierzchni oraz przy dnie we wszystkich punktach pomiarowych

		56	57	58	61	63	64	65	80	68
VI 2019	dno		633		622	651	661	621	647	680
	pow.		621		622	622	622	619	620	680
VII 2019	dno	639	637	630	631	632	633	632	677	567
	pow.	628	629	628	629	632	634	632	645	567
VIII 2019	dno	606	599	597	599	603	605	601	510	
	pow.	600	600	598	598	597	596	597	590	
IX 2019	dno	596	603	604	610	613	610	607	630	
	pow.	592	595	605	610	607	604	602	595	
X 2019	dno	601	603	601	605	605	606	603	610	600
	pow.	600	604	601	606	605	600	599	610	600
XI 2020	dno	612	612	605	652	587	616	611	611	648
	pow.	614	610	607	615	606	611	613	611	648
I 2020	dno	657	657	657	711	659	657	657	659	743
	pow.	657	657	657	661	658	657	657	659	743
II 2020	dno	658	660	657	674	659	658	665	657	664
	pow.	657	657	657	668	658	658	664	656	664
III 2020	dno	687	689	685	689	684	690	683	681	822
	pow.	683	683	682	682	682	682	683	679	822
V 2020	dno	669	669	669	669	670	669	666	685	673
	pow.	667	669	669	667	667	667	665	674	673

Tabela 14. Przewodność elektrolityczna wody [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] w Jeziorze Wolsztyńskim przy powierzchni oraz przy dnie we wszystkich punktach pomiarowych

		92	93	94	95	96	97	98	99	101
VI 2019	dno	453	466	463	485	463	477	467	459	418
	pow.	458	451	450	449	451	451	451	430	418
VII 2019	dno	345	347	387	341	341	341	341	339	435
	pow.	340	339	340	341	341	340	341	339	435
VIII 2019	dno	315	307	305	304	296	308	289	297	409
	pow.	305	291	279	276	289	284	282	273	409
IX 2019	dno	369	290	303	291	286	312	312	335	405
	pow.	287	289	287	285	282	286	286	280	405
X 2019	dno	382	322	334	323	336	386	320	327	413
	pow.	348	318	316	315	314	312	311	317	413
XI 2020	dno	366	369	365	359	365	367	368	344	381
	pow.	365	367	364	350	365	363	364	344	381
I 2020	dno	466	416	416	415	416	416	415	416	462
	pow.	418	416	416	415	414	415	415	416	462
II 2020	dno	444	417	419	421	421	421	421	417	467
	pow.	445	417	418	420	419	420	421	417	467
III 2020	dno	454	452	451	452	451	452	450	450	461
	pow.	457	451	450	450	450	449	448	449	461
V 2020	dno	444	441	448	449	454	457	457	438	422
	pow.	451	444	442	442	438	440	442	438	422

Oporność właściwa, czyli rezystywność wody jest odwrotnością przewodności i w badaniach wód jeziornych jest wyrażana w $M\Omega \cdot m$. Jest zatem parametrem wykazującym identyczne zróżnicowanie przestrzenne i pionowe w jeziorze. Wartości rezystywności wody w Jeziorze Swarzędzkim zawierają się w przedziale od 0,0014 do 0,0017 $M\Omega \cdot m$, natomiast w Jeziorze Wolsztyńskim od 0,0021 do 0,0037 $M\Omega \cdot m$.

6.3.2 Odczyn pH

Odczyn wody jest parametrem określającym jej kwasowość lub zasadowość. Zakres jednostek pH zawiera się w przedziale od 0 do 14. Dla wód obojętnych odczyn przyjmuje wartość 7, powyżej tej wartości mówimy o wodach alkaicznych, poniżej o kwaśnych. Wody stojące posiadają zakres pH od 4 do 12, zazwyczaj jednak jest on znacznie węższy (Choiński, 2007). Najbardziej kwaśne wody charakteryzują jeziora dystroficzne, natomiast jeziora silnie eutroficzne i zanieczyszczone odznaczają się wysoką alkaicznością.

Średnia wartość odczynu pH z całego okresu pomiarowego wynosi dla Jeziora Swarzędzkiego 8,4 i mieści się w zakresie 7,7 do 9,2. Są to wartości wyższe od określonych podczas pomiarów w roku 2011 (7,5 – 8,9) i w latach 2012 – 2014, podczas rekultywacji zbiornika (7,5 – 8,6) (Rosińska i in., 2018), a także od podanej w Atlasie Jezior Polski (8,3, data pomiaru 20.08.1981) (Jańczak, 1996). Odczyn pH wód Jeziora Swarzędzkiego charakteryzuje się dość wyraźną zmiennością sezonową, przyjmując najwyższe wartości wczesną wiosną (średnia wartość w marcu 9,1), a najniższe jesienią (średnia wartość w listopadzie 8,2).

Dla Jeziora Wolsztyńskiego średnia wartość odczynu pH z całego okresu pomiarowego wynosi 8,9 i mieści się w przedziale od 7,6 do 9,4. Także w tym przypadku jest to wartość wyższa od podawanych we wcześniejszych opracowaniach. Na podstawie badań z sierpnia 2016 roku Dunalska (2016) określa zakres tego parametru od 7,9 do 8,5, natomiast wartość zapisana w Atlasie Jezior Polski wynosi 8,8 (pomiar 29.08.1983) (Jańczak, 1996). Odczyn pH wód Jeziora Wolsztyńskiego charakteryzuje się podobną zmiennością sezonową jak w przypadku Jeziora Swarzędzkiego, osiągając maksimum w marcu (średnia miesięczna wartość 9,1) a minimum w listopadzie (średnia miesięczna wartość 8,6).

Wysokie wartości odczynu pH dla obu badanych jezior, zwłaszcza w okresie wegetacyjnym, świadczą o intensywnych zakwitach fitoplanktonu i wskazują na eutroficzny charakter zbiorników (Sobczyński i Niedzielski, 2018).

Zróżnicowanie przestrzenne odczynu pH w badanych jeziorach praktycznie nie występuje, jedynie w przypadku Jeziora Wolsztyńskiego zaznacza się w punkcie 92 wpływ

Dojcy, która niesie wody o niższym odczynie pH (8,3). Również pionowe zróżnicowanie tego parametru jest bardzo niewielkie, nieco wyraźniej zaznaczając się w okresie wiosenno-letnim, na ogół w głębszych punktach pomiarowych.

7 CZASOWA I PRZESTRZENNA ZMIENNOŚĆ WYBRANYCH WŁAŚCIWOŚCI CHEMICZNYCH WODY

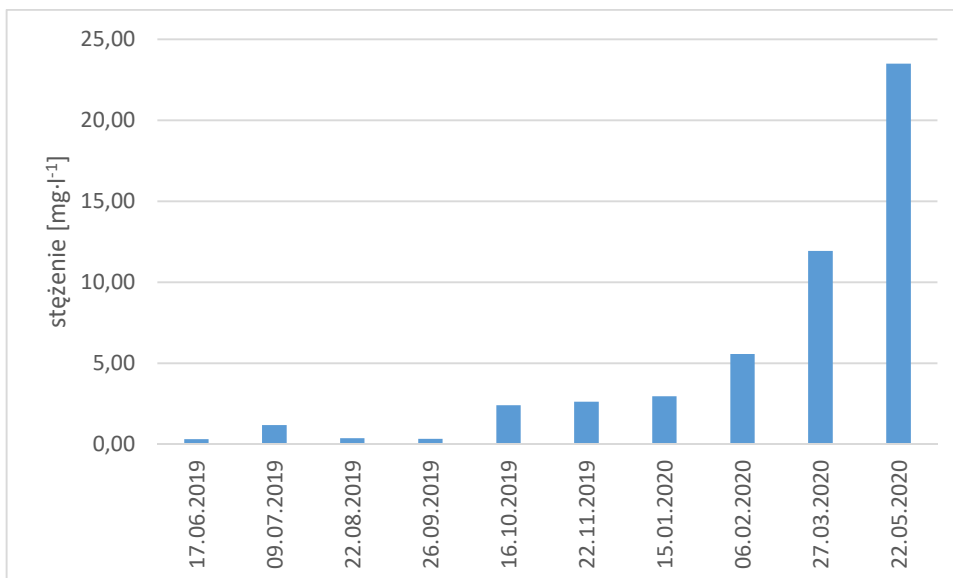
Skład chemiczny wód naturalnych charakteryzuje obecność oraz wzajemne stosunki ilościowe określonych makro- i mikroskładników oraz wartości ogólnych lub umownych wskaźników fizyczno-chemicznych (Elbanowska i in., 1999). Woda jako bardzo dobry rozpuszczalnik zawiera prawie wszystkie substancje naturalne występujące w skorupie ziemskiej oraz wytwarzane przez człowieka. Występują one w wodzie w różnych stężeniach, zależnych od ich powszechności, rozpuszczalności i różnych procesów fizyczno-chemicznych (Dojlido, 1995). Skład ilościowy oraz proporcje poszczególnych składników zależą od składu chemicznego gleb i skał zlewni. Różne jest także pochodzenie substancji występujących w wodach powierzchniowych. Mogą to być substancje naturalnie występujące w wodzie oraz takie, które zostały do niej wprowadzone wskutek działalności człowieka. W zależności od ilości, w jakich substancje występują, można podzielić je na podstawowe (od kilkunastu do kilkuset $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$), makroskładniki (od kilkuset $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ do kilkunastu $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) oraz mikroskładniki, czyli substancje śladowe (poniżej kilkuset $\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) (Dojlido, 1995). Znajomość stężenia pierwiastków i związków chemicznych w wodach jeziornych jest niezbędna do oceny jakości wód oraz pomocna w zrozumieniu funkcjonowania ekosystemów (Bogdanowicz, 2004). Podczas badań Jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego zbierano i analizowano próbki wody we wszystkich punktach pomiarowych zlokalizowanych na obu zbiornikach, w celu określenia przestrzennej zmienności ich stężeń oraz porównania tej zmienności ze zróżnicowaniem innych parametrów (mętność, przewodność, temperatura) także w odniesieniu do cyrkulacji wód wywołanych działaniem wiatru.

7.1 Azot i fosfor

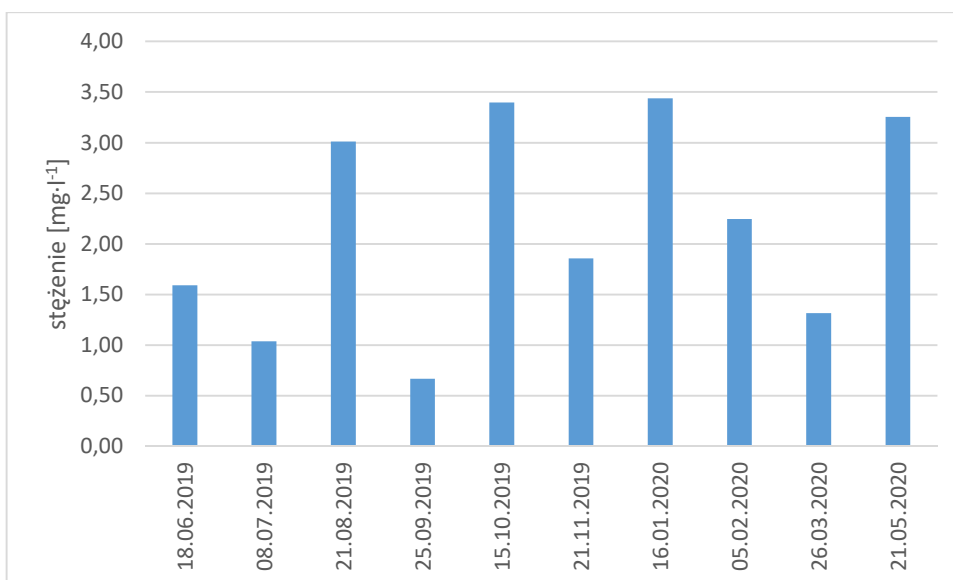
Azot odgrywa istotną rolę w procesach zachodzących w zbiornikach wodnych. Jako podstawowy składnik białka jest niezwykle ważny w życiu roślin i zwierząt, a szczególnie duże ilości białka zawierają glony (do 80%) (Dojlido, 1995). Azot w wodach powierzchniowych występuje w wielu postaciach, głównie jako azot amonowy (N_{NH_4}), azot azotynowy (N_{NO_2}), azot azotanowy (N_{NO_3}) i azot organiczny (N_{org}) a suma poszczególnych jego postaci stanowi azot ogólny (Borkowski, 2014), który jest wskaźnikiem informującym o zasobności wody w związki azotowe. Cykl przemian azotu przebiegający przy współdziałaniu różnego rodzaju mikroorganizmów, obejmuje procesy amonifikacji, nityfikacji i denityfikacji. Amonifikacja to proces przemiany azotu organicznego do amoniaku lub jonów amonowych. Nityfikacja polega na przemianie jonów amonowych do azotanów i jest istotna dla wzrostu większości

roślin. Denitryfikacja to z kolei odzyskanie azotu cząsteczkowego z azotanów, który przebiegać może w warunkach tlenowych lub beztlenowych (O'Neill, 1997). Poszczególne formy azotu dominują w zbiornikach wodnych w zależności od pory roku. W sezonie wegetacyjnym na ogół przeważa forma organiczna, ewentualnie także azotanowa, o ile ze względu na jej nadmiar nie została wykorzystana przez rośliny, natomiast w sezonie zimowym (od listopada do marca) dominuje forma amonowa, gdyż w niskich temperaturach wolniej przebiega proces nityfikacji a także małe ilości azotu amonowego są zużywane przez rośliny. Najmniej trwałą formą jest azot azotynowy, który w warunkach tlenowych szybko ulega utlenieniu do formy azotanowej, a w warunkach beztlenowych redukowany jest do formy amonowej. Ze względu na dobrą rozpuszczalność do wód jeziornych związki azotowe dostają się przez spływ powierzchniowy (zwłaszcza z intensywnie nawożonych pól uprawnych), opady atmosferyczne, odprowadzanie ścieków komunalnych i przemysłowych ale także przez wiązanie wolnego azotu przez organizmy wodne (Borkowski, 2014). Duże ilości azotu zdeponowane są w osadach dennych, gdzie dostarczane są głównie w formie organicznej w postaci sedymentującego tryptonu (Kajak, 1998).

W próbkach pobranych podczas badań Jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego oznaczano zawartości azotanów i azotynów. Stężenia azotynów są zdecydowanie niższe ze względu na nietrwały charakter tej formy azotu i nie wykazują one takiej zmienności sezonowej i przestrzennej, jak azotany. Stężenia azotanów w wodach Jeziora Swarzędzkiego zawierały się w przedziale od 0,09 do 41,6 mg·l⁻¹ (średnia 3,3 mg·l⁻¹), a w Jeziorze Wolsztyńskim były nieco niższe i mieściły się w przedziale od 0,09 do 23,3 mg·l⁻¹ (średnia 2,9 mg·l⁻¹). Stężenie azotanów w wodach jeziornych w okresie wegetacyjnym jest niższe między innymi ze względu na intensywny rozwój fitoplanktonu. Z kolei zimą i wczesną wiosną ich zawartość w wodzie rośnie, co można tłumaczyć mniejszym zużyciem przez rośliny i fitoplankton oraz zwiększonym spływem ze zlewni. W Jeziorze Swarzędzkim w okresie od czerwca do września odnotowano zdecydowanie mniejsze stężenia azotanów (od 0,25 do 1,5 mg·l⁻¹), natomiast od października nastąpił wyraźny ich wzrost, który utrzymywał się do marca (od 2,3 do 6,3 mg·l⁻¹), po czym ponownie zaobserwowano spadek wartości. W Jeziorze Wolsztyńskim zmienność ta nie była już tak oczywista, niższe stężenia utrzymywały się od czerwca do listopada (od 0,5 do 2,7 mg·l⁻¹), najwyższe wartości zaobserwowano w styczniu (6,4 mg·l⁻¹), po czym już od lutego stężenie było coraz niższe (ryc. 79 i 80). W okresie badawczym nie zaobserwowano zjawisk lodowych na omawianych jeziorach.



Ryc. 79. Zmienność sezonowa średniego stężenia azotanów ze wszystkich stanowisk pomiarowych (z powierzchni i dna) w Jeziorze Swarzędzkim



Ryc. 80. Zmienność sezonowa średniego stężenia azotanów ze wszystkich stanowisk pomiarowych (z powierzchni i dna) w Jeziorze Wolsztyńskim

Zawartość azotanów odznaczała się także pewnym zróżnicowaniem przestrzennym w skali zbiornika. Wyraźniej było to widoczne w Jeziorze Swarzędzkim, gdzie niższe stężenia odnotowano w części na zachód o wyspy. Nie stwierdzono jednak zależności pomiędzy rozkładem przestrzennym azotanów a mętnością dla badanych jezior. W okresie wiosennym przy dnie w najgłębszym z punktów pomiarowych (pkt 64) zaobserwowano bardzo wysokie zawartości azotanów w porównaniu z innymi próbkami (41,6 mg·l⁻¹).

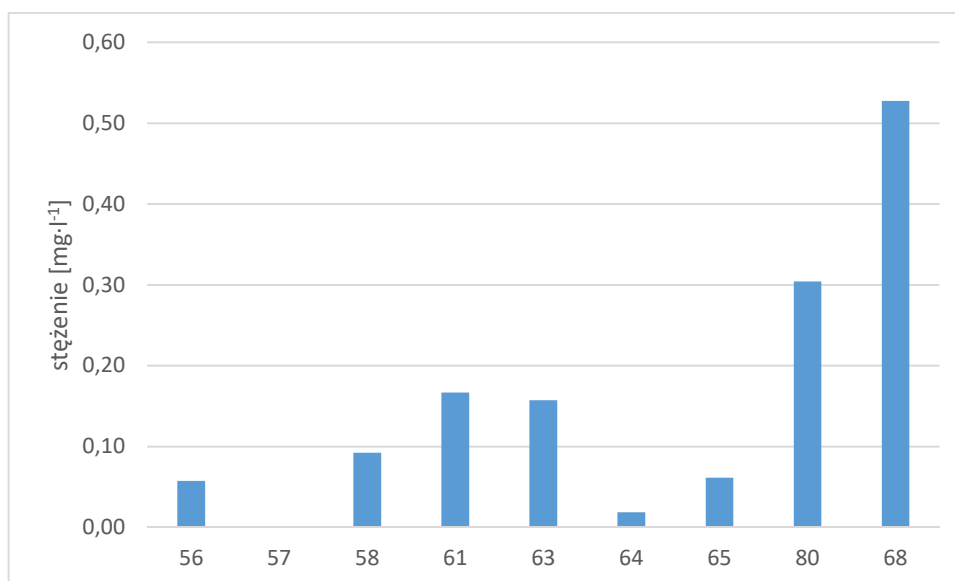
Fosfor jest pierwiastkiem bardzo ważnym w procesach życiowych (składnik kwasów nukleinowych) i jego kumulacja przez organizmy jest stosunkowo wyższa niż innych pierwiastków. W przeciwieństwie do azotu, fosfor występuje w ekosystemach wodnych

głównie w jednej formie – reszcie kwasu fosforowego (PO_4^{3-}). Fosforany są trudniej rozpuszczalne, mniej mobilne i łatwiej się wytrącają z roztworów wodnych niż jony azotanowe i amonowe (Lampert i Sommer, 1996). W naturalnych ekosystemach wodnych fosfor jest czynnikiem limitującym produkcję biologiczną, jednak czasami w wyniku intensyfikacji jego użycia w gospodarce człowieka, nadmiar fosforu dopływający do wód powierzchniowych powoduje, że nie limituje on już produkcji, zwłaszcza w wodach eutroficznych i hipertroficznych (Kajak, 1998). Brak limitacji produkcji przez fosfor powoduje, że zaczyna być ona limitowana przez azot, a w wodzie rozwijają się i zaczynają dominować sinice. Fosfor występuje w wodach naturalnych w formie fosforanów (ortofosforany, metafosforany, fosforany skondensowane, fosforany związane w związkach organicznych). Suma tych wszystkich form jest określana jako fosfor ogólny. Do wód jeziornych fosfor dostaje się w wyniku wietrzenia i rozpuszczania minerałów fosforowych, erozji gleb, dopływu ścieków komunalnych i przemysłowych, spływów powierzchniowych oraz opadów atmosferycznych. Istotnym źródłem tego pierwiastka w wodach naturalnych mogą być również stawy hodowlane, w których stosuje się nawozy fosforowe (Dojlido, 1995). Do wód jeziornych dostaje się także wtórnie z zasobów zakumulowanych w osadach dennych, które są na ogół bogate w fosfor, zwłaszcza w wodach eutroficznych (Kajak, 1998). Ma to szczególne znaczenie w zbiornikach polimiktycznych, w których w okresie braku falowania mogą powstawać przy dnie deficyty tlenowe, w wyniku których intensyfikuje się wydzielanie do wody fosforanów, a następnie po wznowieniu falowania wiatrowego zachodzi resuspensja osadów i duże ilości fosforu dostają się do epilimnionu (Kajak, 1998). Fosfor wykazuje duże powinowactwo do wapnia, żelaza i glinu – im więcej tych pierwiastków w wodzie, tym szybciej fosfor przechodzi z toni wodnej do osadów. Ograniczenie ilości tego pierwiastka w wodach jeziornych może zahamować rozwój glonów. Aby zapobiec zakwitom stężenie fosforu powinno być niższe niż $0,01 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Stężenie fosforu w zbiornikach wodnych zmienia się sezonowo ze względu na zużywanie go przez glony. W okresie letnim, gdy ilość glonów, zwłaszcza w jeziorach eutroficznych, mocno wzrasta, stężenie fosforanów spada do bardzo niskich wartości, natomiast jesienią rośnie, maksymalne wartości osiągając zwykle zimą, przy braku produkcji biologicznej (Dojlido, 1995).

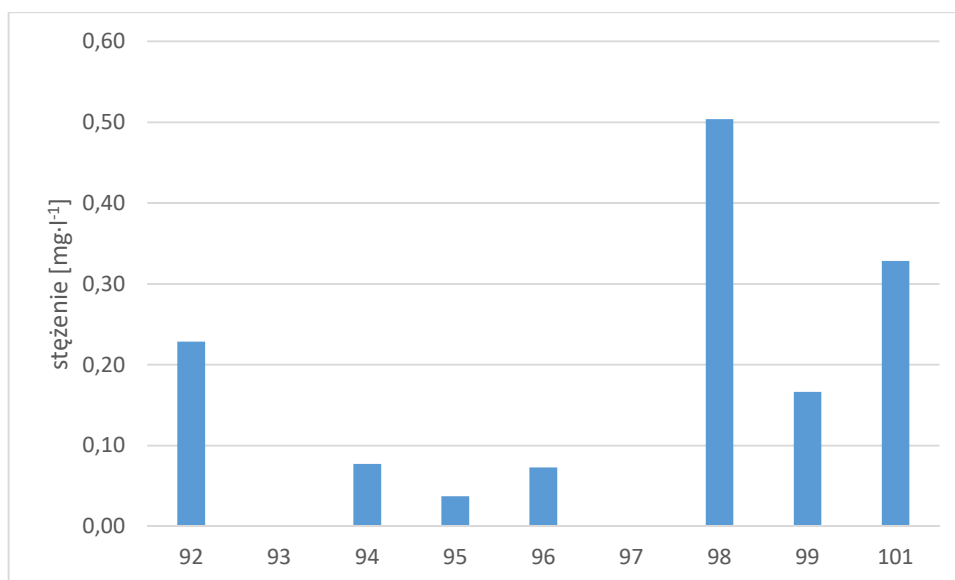
Stężenie fosforanów w wodach badanych zbiorników cechowało się dużą zmiennością czasową. W Jeziorze Swarzędzkim nie przekraczało ono $3,7 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, a w Wolsztyńskim $2,4 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, najczęściej jednak były to wartości poniżej $0,01 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Zdecydowanie najwyższe stężenia obserwowano w obu jeziorach w listopadzie (odpowiednio $1,07$ i $0,99 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ średnio dla zbiornika). Najprawdopodobniej tak wysokie stężenia fosforanów miały związek

z funkcjonowaniem gospodarstw rybackich, zlokalizowanych w bezpośrednim sąsiedztwie rzek Cybiny i Dojcy. Jesienny zrzut wód poprodukcyjnych ze stawów hodowlanych do wspomnianych cieków spowodował znaczny wzrost zawartości nutrientów w wodach jeziornych, ale podwyższone wartości obserwowane były głównie w pobliżu dopływów (w punktach 61 i 92). Podobny wpływ zrzutu wód ze stawów hodowlanych na jakość wód Dojcy opisuje Dunalska (2016), zwracając jednocześnie uwagę na fazę i czas trwania zrzutu. Proces ten może trwać kilkanaście dni, początkowo zrzucane są klarowne wody powierzchniowe, a w końcowej fazie mętne wody wymieszane z osadami dennymi z wysokimi stężeniami biogenów. Również Gołdyn (Gołdyn i in., 2012) zwraca uwagę na wpływ stawów hodowlanych na dopływające do Jeziora Swarzędzkiego wody Cybiny. Pomimo, iż część zawiesiny sedymentuje w jeziorze Góra i Uzarzewskim, rozpuszczona i drobnocząsteczkowa materia organiczna dopływa do Jeziora Swarzędzkiego.

W Jeziorze Wolsztyńskim wyższe zawartości fosforu odnotowano także na wschód od wyspy w punkcie 98. W tym miejscu wyższe stężenia utrzymywały się nie tylko w listopadzie i były spowodowane dopływem niewielkiego cieku stanowiącego odbiornik wód deszczowych miejscowości Karpicko. Dunalska (2016) zauważa, że pomimo niewielkiego udziału tego cieku w bilansie wodnym jeziora (zaledwie 0,4%) jego udział w dostawie fosforu do zbiornika jest znaczący i stanowi drugie po Dojcy źródło tego pierwiastka. Podobna sytuacja miała miejsce w Jeziorze Swarzędzkim, gdzie wyższe stężenia fosforanów, nie tylko późną jesienią, zaobserwowano w punkcie 80. Miało to związek z dopływającym w pobliżu niewielkim ciekim Mielcuch, przepływającym przez Swarzędz i zbierającym wody deszczowe. Wcześniejsze badania również potwierdzają wysokie zawartości fosforanów w tym cieku (Gołdyn i in., 2012, Gołdyn i Grabia, 1998) (ryc. 81 i 82).



Ryc. 81. Średnie roczne stężenie fosforanów w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego oraz w Cybinie



Ryc. 82. Średnie roczne stężenie fosforanów w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego oraz w Dojcy

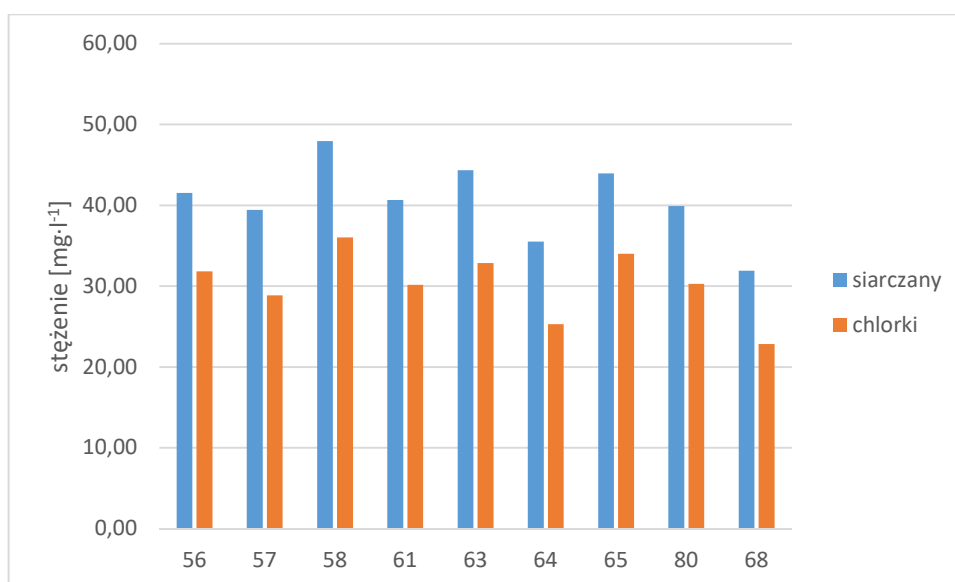
7.2 Chlorki i siarczany

Wszystkie wody naturalne zawierają mniejsze lub większe ilości chlorków. Stanowią one jeden z najpowszechniejszych anionów występujących w wodzie, ze względu na ich dobrą rozpuszczalność i powszechną obecność w postaci naturalnych źródeł soli (NaCl , MgCl_2) (Hermanowicz i in., 1999; Elbanowska i in., 1999). Chlorki w wodach powierzchniowych mogą pochodzić w dużym stopniu z oceanów oraz z wymywania skał i gleb (Dojlido, 1995). Innym ich źródłem są ścieki przemysłowe i komunalne oraz wody kopalniane. Ponadto chlorki sodu, wapnia i magnezu są używane do usuwania śniegu i lodu z dróg, skąd mogą również dostawać się do wód jeziornych. Jony chlorkowe powodują zmianę smaku wody. Słony smak wywołuje

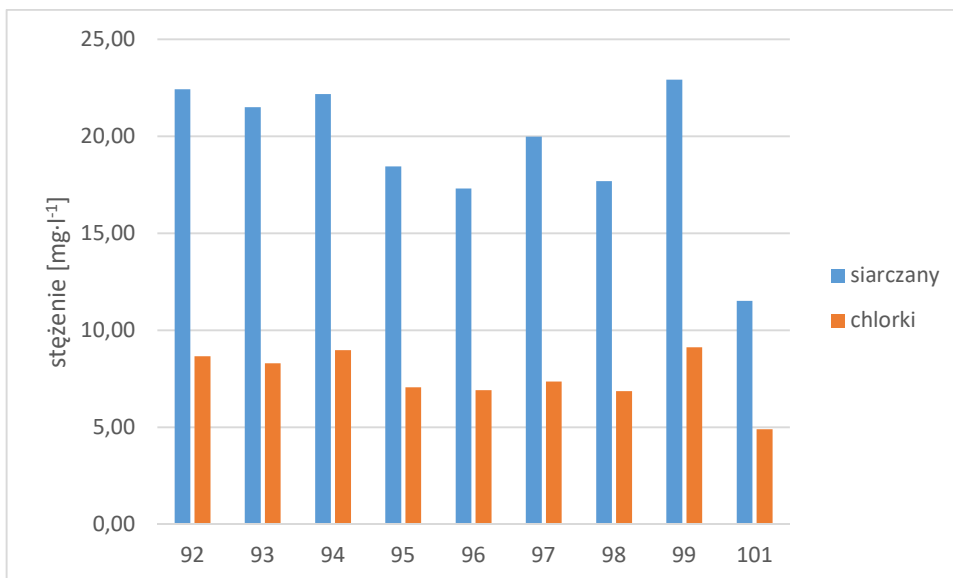
obecność w wodzie chlorku sodu, inne sole (chlorek wapnia, chlorek magnezu) wywołują mieszane wrażenia smakowe (Borkowski, 2014).

Siarczany zaliczane są do grupy makroskładników wód naturalnych, a ich obecność w wodzie uwarunkowana jest głównie stężeniem jonów wapnia, z którymi tworzą trudno rozpuszczalny siarczan wapnia (Elbanowska i in., 1999). Występują w szerokim zakresie stężeń, od kilku do kilku tysięcy $\text{mg}\cdot\text{l}^{-3}$ (Hermanowicz i in., 1999). Są składnikiem powszechnie występującym w wodach powierzchniowych, do których dostają się wskutek wymywania skał i gleb, z opadów atmosferycznych, jako produkt biochemicznego utleniania innych form siarki oraz ze ściekami (Dojlido, 1995). W stężeniach naturalnie występujących w wodach jeziornych siarczany nie mają znaczenia sanitarnego, jedynie przy bardzo wysokich stężeniach mogą zmieniać smak wody oraz działać na układ trawienny człowieka. W warunkach beztlenowych mogą ulegać redukcji do siarczynów, a następnie do siarczków.

Stężenie chlorków w wodach Jeziora Swarzędzkiego zawierało się w zakresie od 9,15 do 68,8 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (średnio 31 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$), a w wodach Jeziora Wolsztyńskiego ich zawartość była zdecydowanie niższa i mieściła się w przedziale 2,3 do 22,8 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (średnio 8,0 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$). Podobnie wartości stężeń siarczanów były w wodach Jeziora Swarzędzkiego dwukrotnie wyższe (od 17,2 do 76,3 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, średnio 41,4 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) niż w Jeziorze Wolsztyńskim (od 3,4 do 37,3 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, średnio 19,9 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$). Niższe stężenia chlorków i siarczanów zaobserwowano w okresie zimowym, a w Jeziorze Swarzędzkim także wczesną wiosną, natomiast najwyższe przypadają w obu zbiornikach na okres letni (ryc. 83 i 84).

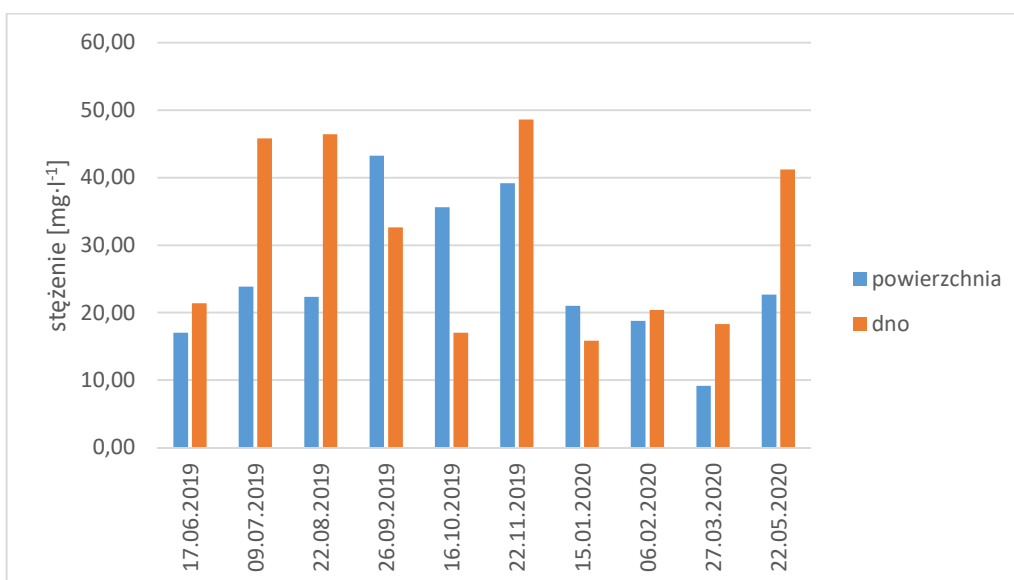


Ryc. 83. Zmienność przestrzenna stężenia chlorków i siarczanów w Jeziorze Swarzędzkim oraz w Cybinie

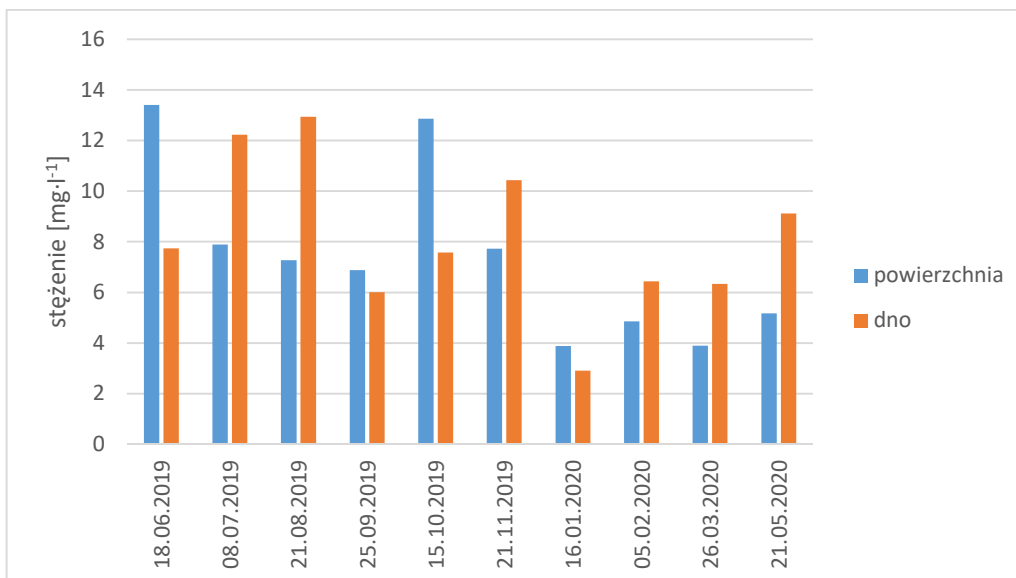


Ryc. 84. Zmienność przestrzenna stężenia chlorków i siarczanów w Jeziorze Wolsztyńskim oraz w Dojcy

Biorąc pod uwagę zmienność przestrzenną, stężenia chlorków i siarczanów były raczej wyrównane w skali całego zbiornika, zwłaszcza w Jeziorze Swarzędzkim. W Jeziorze Wolsztyńskim odnotowano nieznacznie większe stężenia na zachód od wyspy. Zarówno w Cybinie jak i w Dojcy zawartość tych związków była niższa niż w wodach jeziornych. Nie przekładało się to jednak na niższe stężenia w punktach pomiarowych zlokalizowanych w pobliżu dopływów.



Ryc. 85. Pionowe zróżnicowanie zmienności sezonowej stężenia chlorków w Jeziorze Swarzędzkim



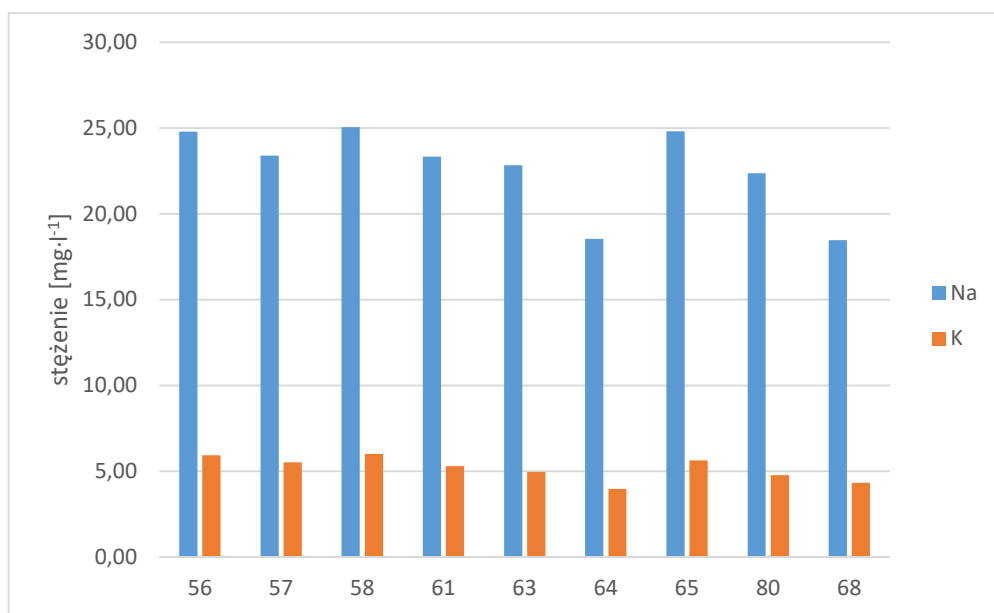
Ryc. 86. Pionowe zróżnicowanie zmienności sezonowej stężenia chlorków w Jeziorze Wolsztyńskim

Analiza zmienności pionowej w najgłębszych punktach pozwala stwierdzić, że w miesiącach wczesno jesiennych (wrzesień, październik) stężenia chlorków i siarczanów były większe przy powierzchni, a w pozostałych na ogół przy dnie (ryc. 85 i 86).

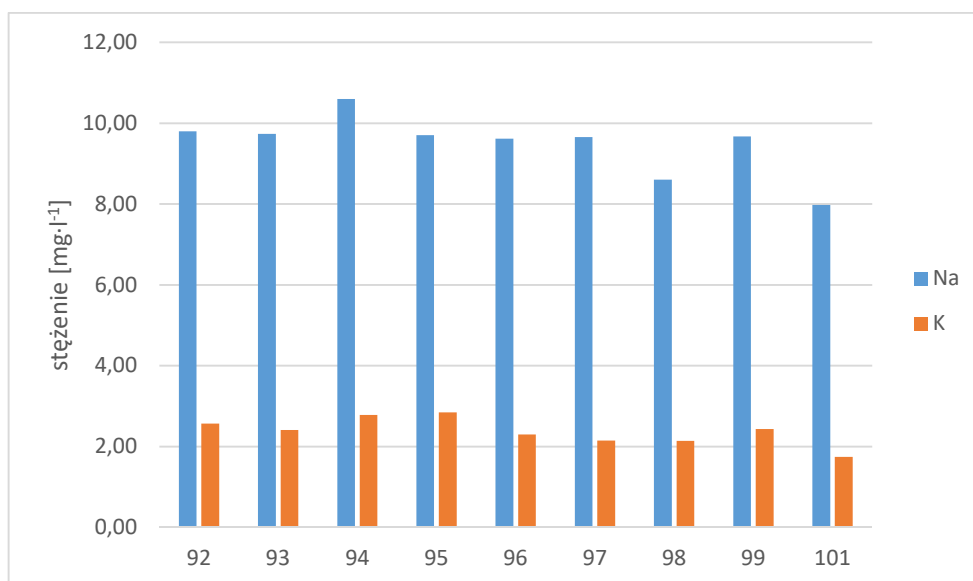
7.3 Sód i potas

Sód i potas w wodach naturalnych, występują powszechnie w postaci soli – chlorków, siarczanów, azotanów, wodorowęglanów, rzadziej także węglanów. Należą do tej samej grupy układu okresowego pierwiastków i wykazują zbliżoną rozpuszczalność, ale ich zachowanie geochemiczne może się różnić w wielu przypadkach. Stężenie jonów potasu w wodach słodkich stanowi około 1/3 wartości stężenia jonów sodu (O'Neill, 1997). Sód występuje w wodach powierzchniowych w ilościach od dziesiątych części $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ do kilkudziesięciu $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, a większe stężenia mogą występować w pobliżu morza (Dojlido, 1995). W małych ilościach nie jest szkodliwy dla człowieka, ale większe dawki w wodzie przeznaczonej do spożycia mogą być szkodliwe. Potas jest jednym z ważniejszych pierwiastków odżywczych dla roślin i mikroorganizmów. Do wód powierzchniowych dostaje się z wodami opadowymi, a także ze ściekami przemysłowymi i miejskimi oraz spływami z pól uprawnych, na których sole potasowe stosowane są do nawożenia gleb. Jednakże inaczej niż w przypadku azotu, którego nadmiar jest wypłukiwany z gleb, nadmiar wprowadzonego do gleby potasu ulega zatrzymaniu w wyniku jego sorpcji na powierzchni ilów i materii organicznej (O'Neill, 1997). Stężenie potasu rzadko jest limitowane, jedynie w dużych ilościach może działać przeczyszczająco na organizm człowieka.

Stężenie jonów sodu w wodach Jeziora Swarzędzkiego wahało się w przedziale od 9,3 do 35,6 mg·l⁻¹ (średnio 22,8 mg·l⁻¹), a w Jeziorze Wolsztyńskim od 3,9 do 17,4 mg·l⁻¹ (średnio 9,6 mg·l⁻¹). Jeszcze niższe były zawartości jonów potasu, które zawierały się w zakresie odpowiednio od 2,1 do 9,2 mg·l⁻¹ (średnio 5,2 mg·l⁻¹) oraz od 0,5 do 5,9 mg·l⁻¹ (średnio 2,4 mg·l⁻¹). Pierwiastki te występują głównie w postaci soli, więc można się spodziewać, że zmienność sezonowa ich stężeń powinna być zbliżona do zmienności przewodności elektrolitycznej, jednak wyglądała ona inaczej. Najwyższe wartości obserwowano wiosną i latem. Zmienność przestrzenna stężenia sodu była w obu jeziorach znikoma, jedynie w najgłębszych punktach pomiarowych (64 oraz 98) zawartość tego pierwiastka była nieco niższa. W przypadku stężeń potasu zarówno w Jeziorze Swarzędzkim jak i Wolsztyńskim nieznacznie większe wartości zaobserwowano na zachód od wysp (ryc. 87 i 88). W Jeziorze Wolsztyńskim w tych punktach odnotowano też większą mętność wód w stosunku do reszty zbiornika. Nie należy jednak doszukiwać się żadnej korelacji pomiędzy mętnością a stężeniem potasu, ponieważ w przypadku Jeziora Swarzędzkiego sytuacja była już zupełnie odwrotna. W punktach pomiarowych na zachód od wyspy w Jeziorze Swarzędzkim mętność wód była niższa w stosunku do reszty zbiornika, w przeciwieństwie do stężenia potasu, które w tym miejscu było wyższe. Zależności pomiędzy stężeniem sodu i potasu a mętnością nie widać także w ujęciu zmienności sezonowej.



Ryc. 87. Zmienność przestrzenna średniego rocznego stężenia sodu i potasu w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego oraz w Cybinie



Ryc. 88. Zmienność przestrzenna średniego rocznego stężenia sodu i potasu w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego oraz w Dojcy

Podobnie jak w przypadku chlorków i siarczanów zmienność pionowa zawartości sodu i potasu w najgłębszych punktach pomiarowych pozwala stwierdzić, że w miesiącach wczesno jesiennych (wrzesień-październik) stężenia pierwiastków były większe przy powierzchni, a w pozostałych przy dnie.

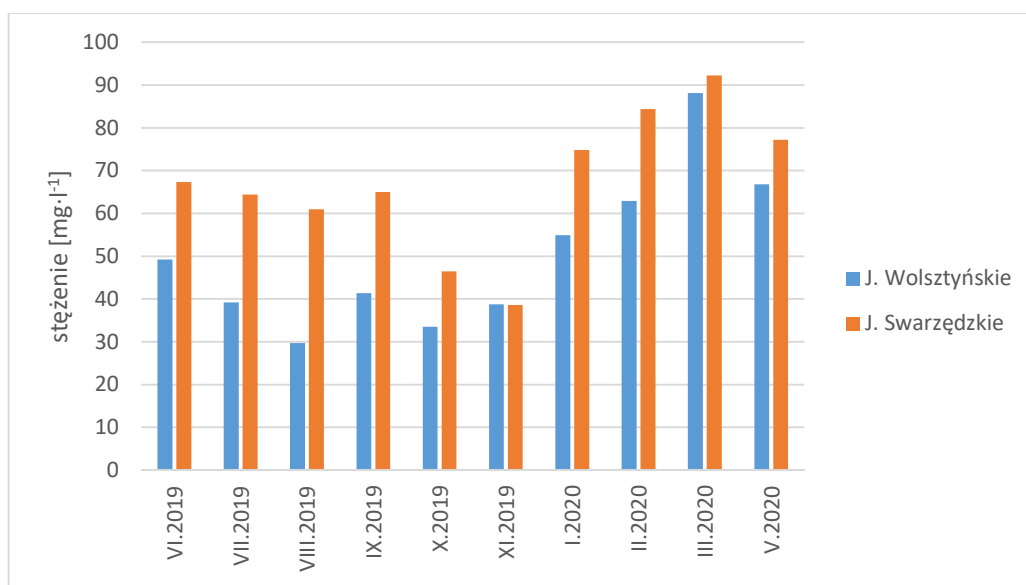
Wody Cybiny oraz Dojcy cechowała mniejsza zawartość sodu i potasu niż wody jeziorne. Nie powodowało to jednak niższych stężeń w punktach pomiarowych zlokalizowanych w pobliżu dopływów.

7.4 Wapń, magnez i bar

Wapń oraz magnez ze względu na podobieństwo struktur elektronowych wykazują zbliżone właściwości chemiczne (O'Neill, 1997). Są pierwiastkami należącymi do grupy metali ziem alkalicznych, stanowiącymi o twardości wody. Przyjmuje się, że im więcej jest w wodzie rozpuszczonego wapnia i magnezu, tym jest ona twardsza. Głównym źródłem wapnia w wodach powierzchniowych jest wymywanie skał i gleb, a także ścieki przemysłowe i komunalne, natomiast magnez pochodzi głównie z wymywania, a jego zawartość w ściekach jest raczej niewielka. Zatem twardość wód jeziornych jest w dużym stopniu zależna od budowy geologicznej zlewni jeziora oraz cieków do niego dopływających (Borkowski, 2014). Wapń jest głównym kationem większości wód powierzchniowych a jego stężenie może wynosić od kilku do kilkuset $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Natomiast zawartość magnezu w wodach śródlądowych jest zazwyczaj mniejsza od zawartości wapnia (Dojlido, 1995). Bezpośrednie zużycie wapnia na potrzeby organizmów żywych jest zazwyczaj niewielkie i nie wpływa znacząco na jego stężenie w wodach jeziornych, jedynie lokalnie kumulacja przez mięczaki i niektóre skorupiaki może

być istotna (Kajak, 1998). Układ węglanowy ma istotne znaczenie buforujące przeciwdziałając zmianom pH. Odpowiednie stężenie wapnia w formie węglanowej jest istotne dla produkcji pierwotnej, zapewniając dostateczne stężenia CO₂ dla fotosyntezy (Borkowski, 2014).

Stężenie jonów wapnia w wodach Jeziora Swarzędzkiego wahało się w przedziale od 29,5 do 112 mg·l⁻¹ (średnio 66,1 mg·l⁻¹), a w Jeziorze Wolsztyńskim od 18,4 do 119,5 mg·l⁻¹ (średnio 50,2 mg·l⁻¹). Zmienność sezonowa stężenia wapnia przebiegała podobnie w obu zbiornikach. Najniższe wartości zaobserwowano jesienią, najwyższe wczesną wiosną (ryc. 91). Zaobserwowano znaczącą dodatnią korelację sezonową pomiędzy odczynem pH wody a zawartością wapnia zwłaszcza w Jeziorze Swarzędzkim.



Ryc. 89. Zmienność sezonowa stężenia wapnia w badanych jeziorach

Zawartość wapnia była bardzo wyrównana w skali całego zbiornika, zarówno w Jeziorze Swarzędzkim, jak i Wolsztyńskim. Nie zaobserwowano zróżnicowania wartości stężeń na zachód od wyspy, tak jak to było w przypadku potasu czy chlorków i siarczanów. W związku z brakiem zróżnicowania stężenia jonów wapnia w obrębie zbiornika, nie można mówić o zależnościach pomiędzy zawartością wapnia a mętnością w ujęciu przestrzennym, także w ujęciu sezonowym współczynnik korelacji pomiędzy tymi zmiennymi jest niewielki.

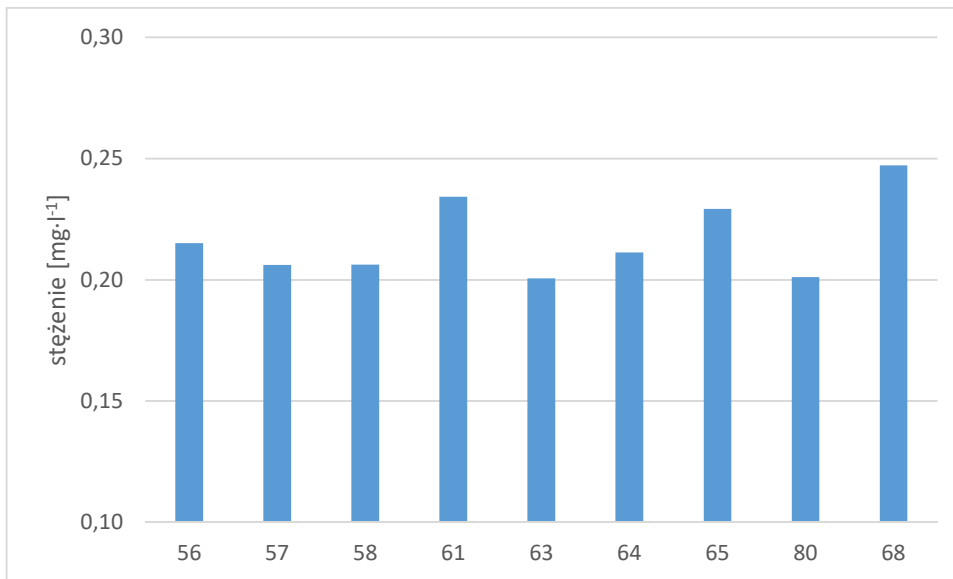
Podobnie jak w przypadku wcześniej omawianych pierwiastków i związków chemicznych w miesiącach wczesno jesiennych stężenia wapnia były większe przy powierzchni, a w pozostałych przy dnie. W Jeziorze Wolsztyńskim taki przebieg zmienności stężeń tego pierwiastka między powierzchnią i dnem był jednak zakłócony zwłaszcza w miesiącach wiosennych.

Wody cieków dopływających do omawianych zbiorników miały bardzo zbliżone wartości stężeń wapnia do wód jeziornych.

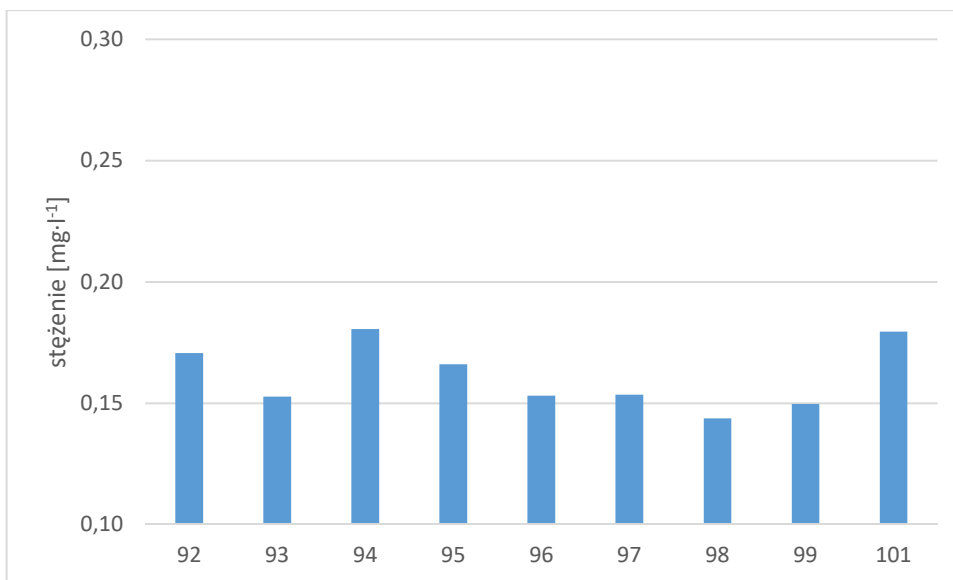
Zawartości jonów magnezu były znacznie niższe od zawartości jonów wapnia i zawierały się w zakresie od 4,3 do 23,8 mg·l⁻¹ (średnio 12,6 mg·l⁻¹) w Jeziorze Swarzędzkim oraz od 2,5 do 10,4 mg·l⁻¹ (średnio 5,9 mg·l⁻¹) w Jeziorze Wolsztyńskim. Zmienność stężenia magnezu przebiegała niemal identycznie jak zmienność sodu i potasu, zarówno w kontekście zróżnicowania przestrzennego jak i zmienności sezonowej i pionowej. Wody jeziorne i dopływające do nich ciekły miały na ogół bardzo zbliżone zawartości magnezu i nie zaznaczało się w związku z tym jakiegokolwiek zróżnicowanie przestrzenne nawet w punktach pomiarowych zlokalizowanych przy dopływie.

Bar jest powszechnym składnikiem wód powierzchniowych, ale ze względu na słabą rozpuszczalność jego stężenia są nieduże. Jest łatwo adsorbowany przez osady dennie a także akumulowany przez organizmy wodne. W małych stężeniach bar działa pozytywnie na organizmy żywe, a całkowity jego brak w pokarmie może powodować ograniczenie rozwoju. Duże dawki baru są natomiast toksyczne (Dojlido, 1995).

Stężenie jonów baru w wodach Jeziora Swarzędzkiego zawierało się w przedziale od 0,175 do 0,263 mg·l⁻¹ (średnio 0,213 mg·l⁻¹), a w Jeziorze Wolsztyńskim od 0,06 do 0,265 mg·l⁻¹ (średnio 0,165 mg·l⁻¹). Zmienność sezonowa stężenia baru w obu jeziorach charakteryzowała się nieco wyższymi wartościami w miesiącach letnich (w Jeziorze Wolsztyńskim wyższe stężenia utrzymywały się jeszcze do listopada). W skali zbiornika zmienność przestrzenna stężenia baru była niewielka, ale mimo niedużych różnic, w przypadku tego pierwiastka dobrze zaznaczał się wpływ rzeki na oba jeziora. Wody Cybiny i Dojcy miały wyższe stężenia baru w stosunku do wód jeziornych, w związku z czym zawartość tego pierwiastka w punktach pomiarowych 61 oraz 92 (w pobliżu dopływu cieków) była podwyższona. Ponadto stężenie baru było wysokie w punkcie 94 na Jeziorze Wolsztyńskim, a niższe w najgłębszych punktach pomiarowych (97 i 98), co może wskazywać na zwiększanie stężenia w wyniku resuspensji (ryc. 89 i 90). Zmienność pionowa stężeń w powiązaniu z sezonowością nie wykazuje wzajemnej korelacji.



Ryc. 90. Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia baru w Jeziorze Swarzędzkim oraz w Cybinie



Ryc. 91. Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia baru w Jeziorze Wolsztyńskim oraz w Dojcy

7.5 Żelazo, mangan i cynk

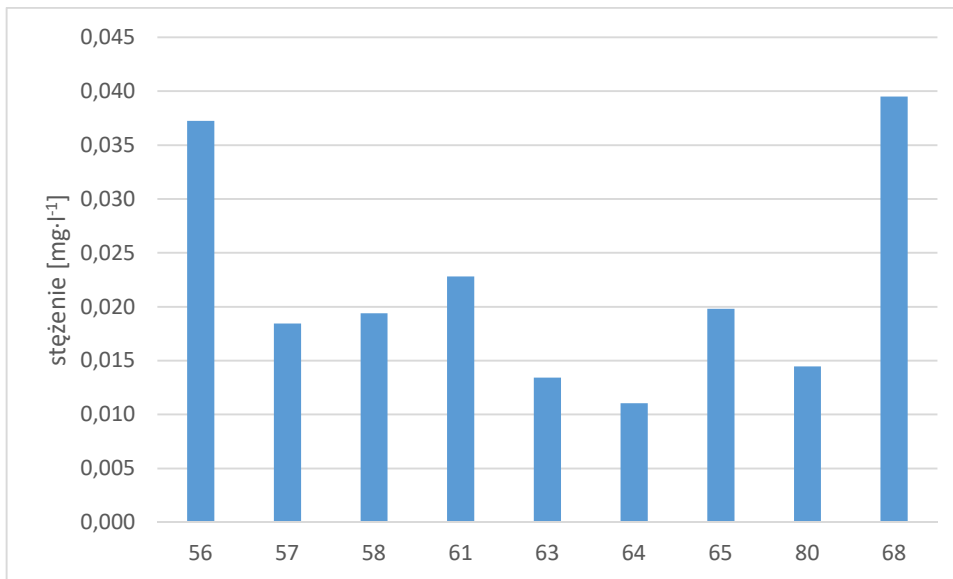
Poziom stężenia metali ciężkich występujących w wodach powierzchniowych zależy głównie od czynników antropogenicznych, ale także od naturalnej ich zawartości w materiale budującym zlewnię. Mogą one być także zakumulowane w osadach dennych, z których przy odpowiednich warunkach mogą być uwalniane z powrotem do toni wodnej. Ponadnormatywna zawartość metali ciężkich w wodach jeziornych może powodować skażenie, ograniczając populację organizmów wodnych lub prowadzić do zatrucia (Borkowski, 2014). Wśród tych pierwiastków znajdują się także mikroelementy, które w niewielkich ilościach niezbędne są do

prawidłowego funkcjonowania organizmów żywych, na przykład przyczyniając się do wzmożenia aktywności enzymów i hormonów (Elbanowska i in., 1999).

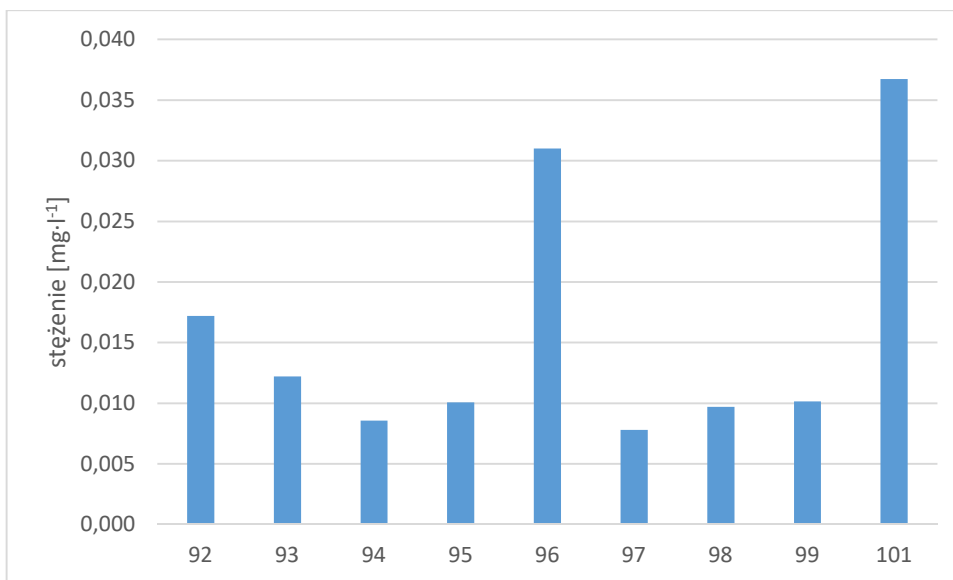
Żelazo w wodach naturalnych pochodzi z wymywania skał i gleb a także ze ścieków. W zależności od zawartości substancji organicznych, tlenu, dwutlenku węgla, pH wody oraz działalności mikroorganizmów, żelazo może występować w wodzie w formie rozpuszczonej, koloidalnej lub jako zawiesina. Znaczne ilości żelaza w postaci tlenków mogą być zdeponowane w osadach dennych i w warunkach redukcyjnych przechodzić do wody. Jest to pierwiastek powszechnie występujący i niezbędny do normalnego funkcjonowania organizmów żywych, jednak zbyt duże jego stężenia mogą zaburzać wzrost roślin i być toksyczne dla ryb (Dojlido, 1995).

Stężenie jonów żelaza było na ogół niewielkie i w wodach Jeziora Swarzędzkiego nie przekraczało $0,225 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (średnio $0,022 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), a w Jeziorze Wolsztyńskim $0,208 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (średnio $0,015 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$). Zmienność sezonowa stężenia żelaza w Jeziorze Swarzędzkim była niewielka a średnie miesięczne wartości nie przekraczały $0,025 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ z wyjątkiem znacznego wzrostu we wrześniu. W Jeziorze Wolsztyńskim wartości stężenia żelaza były jeszcze niższe, na ogół nie przekraczając $0,01 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, trochę wyższe zaobserwowano w sezonie jesienno-zimowym (listopad i styczeń) oraz w czerwcu i wrześniu.

W ujęciu przestrzennym zróżnicowanie stężeń żelaza było widoczne w obu badanych zbiornikach. W Jeziorze Swarzędzkim najniższe zawartości żelaza odnotowano w najgłębszych punktach pomiarowych (64 i 63), najwyższe natomiast w punkcie 56 przy zachodnim brzegu jeziora oraz przy dopływie (punkt 61) (ryc. 92). Często podwyższony wyraźnie w stosunku do innych miejsc poziom żelaza obserwowany w punkcie 56, mógł wynikać z dopływu bogatych w żelazo wód gruntowych. Ponadto podwyższony wyraźnie w stosunku do innych miejsc poziom żelaza obserwowano w punkcie 96 na wschodnim brzegu wyspy (ryc. 93). On także mógł wynikać z dopływu bogatych w żelazo wód gruntowych. Wyższe wartości w punkcie 61 wynikały z wpływu Cybiny, której wody posiadały znacząco wyższe stężenie żelaza w porównaniu do wód jeziornych. W Jeziorze Wolsztyńskim wyższe stężenia żelaza odnotowano w punkcie 92 przy dopływie Dojcy, której wody, podobnie jak wody Cybiny, posiadały znacząco wyższe stężenie żelaza w porównaniu do wód jeziornych. Jednak wysokie wartości stężenia żelaza w wodach Cybiny i Dojcy nie przekładały się w pełni na wyższe stężenia tego pierwiastka w pobliżu dopływu, co było spowodowane szybkim wytrącaniem się żelaza w wodach jeziornych.



Ryc. 92. Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia żelaza w Jeziorze Swarzędzkim oraz w Cybinie



Ryc. 93. Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia żelaza w Jeziorze Wolsztyńskim oraz w Dojcy

W przypadku zmienności pionowej stężenia żelaza nie można jednoznacznie stwierdzić sezonowej zmienności, ani też zależności od prądów wyrównujących.

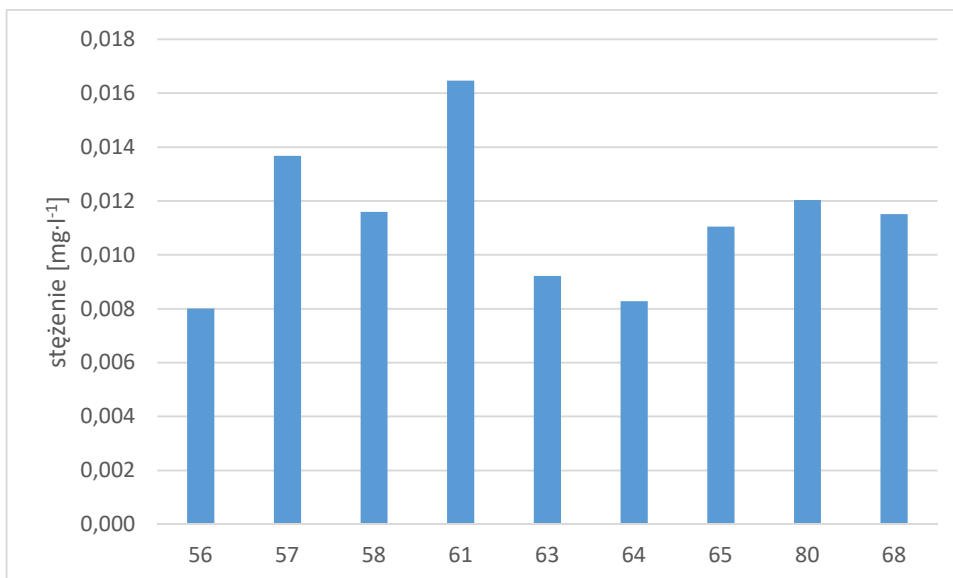
Mangan w wodach powierzchniowych jest pierwiastkiem występującym powszechnie. Jego ilość zależy od stopnia wymywania skał i gleb, a także od dopływu ścieków. Największe stężenia są na ogół obserwowane zimą, ze względu na korzystniejsze warunki wymywania go z podłoża. Odczyn pH oraz natlenienie wód wpływają na utlenianie się manganu do nierozpuszczalnych tlenków, które łatwo sedymentują. Proces ten powoduje stopniowe gromadzenie się manganu w osadach dennych jezior. Jest to pierwiastek niezbędny do prawidłowego funkcjonowania roślin i zwierząt, bierze istotny udział w procesach fotosyntezy

i wiązania azotu. Ze względu na powszechność manganu w przyrodzie jego niedobory występują rzadko. Bardzo duże dawki mogą okazać się toksyczne (Dojlido, 1995).

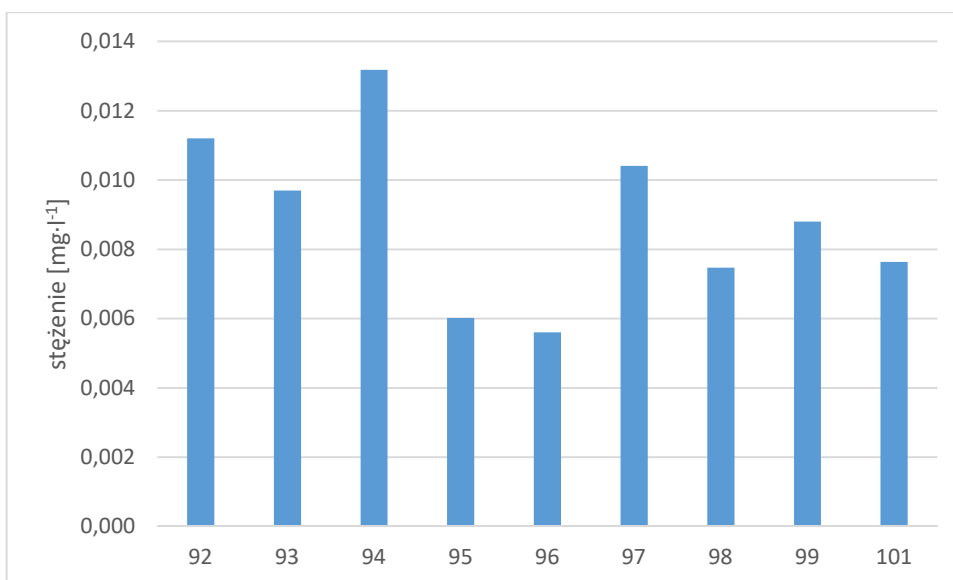
Stężenie manganu w wodach Jeziora Swarzędzkiego zawierało się w przedziale od 0,002 do 0,247 mg·l⁻¹ (średnio 0,031 mg·l⁻¹), a w Jeziorze Wolsztyńskim od 0,001 do 0,189 mg·l⁻¹ (średnio 0,024 mg·l⁻¹). Stężenia w ciągu roku utrzymywały się na podobnym poziomie, jedynie duży wzrost zawartości manganu odnotowano w Jeziorze Wolsztyńskim w maju, a w Jeziorze Swarzędzkim w maju, czerwcu i wrześniu. W Jeziorze Swarzędzkim zaobserwowano dużą zbieżność zmienności stężeń manganu i żelaza w ujęciu zarówno sezonowym jak i przestrzennym. W Jeziorze Wolsztyńskim takie podobieństwo nie występowało. Znacznie wyższe zawartości manganu w stosunku do wód jeziornych posiadały wody Cybiny i Dojcy, ale nie przekładało się to absolutnie na wzrost stężeń w pobliżu dopływów tych cieków, ze względu na szybkie wytrącanie się manganu (podobnie jak żelaza) w wodach jeziornych. Stężenie manganu na powierzchni całego zbiornika było więc wyrównane w przypadku obu jezior.

Cynk w przyrodzie występuje rzadko, w wodach powierzchniowych pochodzi głównie ze ścieków. Jego stężenie na ogół nie jest duże w porównaniu z wartościami dopuszczalnymi. W małych ilościach jest pierwiastkiem niezbędnym do wzrostu organizmów żywych, wchodząc w skład enzymów i biorąc udział w biosyntezie kwasów nukleinowych i polipeptydów. W wyższych stężeniach jest jednak szkodliwy dla roślin i zwierząt (Dojlido, 1995).

Stężenie cynku w wodach Jeziora Swarzędzkiego zawierało się w przedziale od 0,004 do 0,021 mg·l⁻¹ (średnio 0,01 mg·l⁻¹), a w Jeziorze Wolsztyńskim od 0,006 do 0,014 mg·l⁻¹ (średnio 0,008 mg·l⁻¹). Stężenia były na ogół wyrównane w ciągu roku, a nieco wyższe wartości odnotowano jedynie w Jeziorze Swarzędzkim w czerwcu, a w Jeziorze Wolsztyńskim w październiku. Także pod względem zróżnicowania przestrzennego średnia roczna zawartość cynku była zbliżona we wszystkich punktach pomiarowych (ryc. 94 i 95). Podwyższone wartości odnotowano w Jeziorze Swarzędzkim jedynie w punkcie 57 na zachód od wyspy oraz punkcie 61 przy dopływie Cybiny, ale nie koreluje to z wartościami stężeń w cieku. Podobnie zresztą w punkcie 92 w Jeziorze Wolsztyńskim, gdzie stężenie cynku było wyższe, mimo niewysokiej zawartości tego pierwiastka w wodach Dojcy. Bogatsze w cynk były także próbki wody pobrane w punkcie 94. Nie zaobserwowano pionowej zmienności stężeń cynku w powiązaniu z sezonowością.

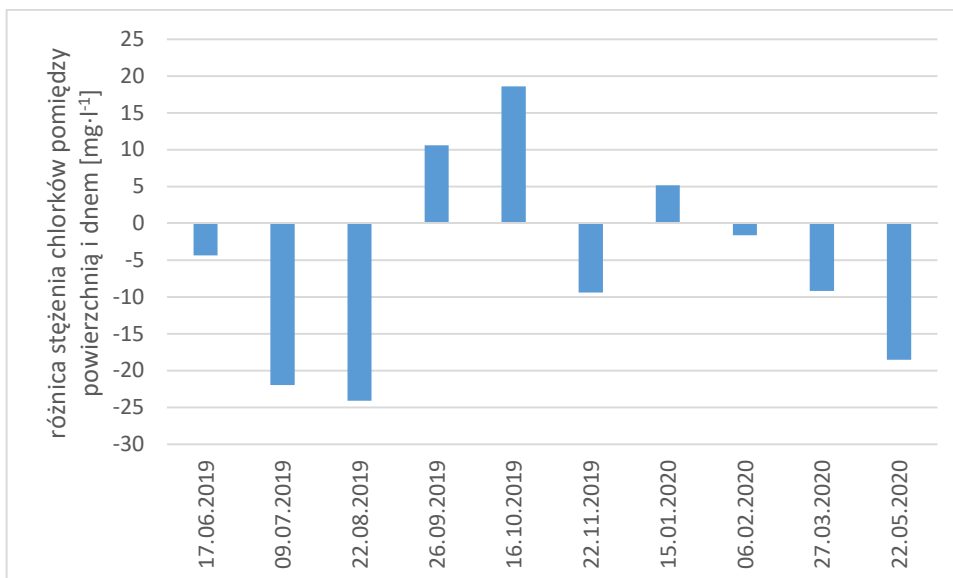


Ryc. 94. Zróźnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia cynku w Jeziorze Swarzędzkim oraz w Cybinie



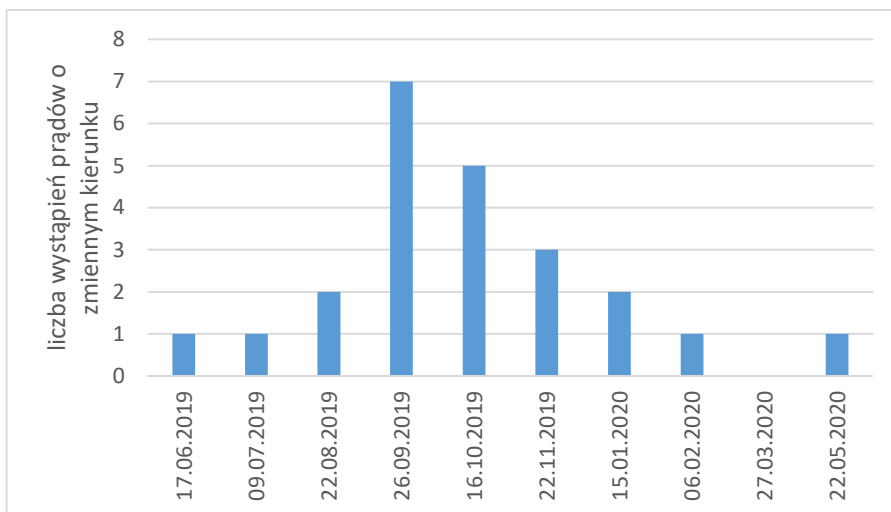
Ryc. 95. Zróźnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia cynku w Jeziorze Wolsztyńskim oraz w Dojcy

Podczas analizy nie zaobserwowano wpływu prędkości i kierunku wiatru oraz cyrkulacji na poziome zróźnicowanie zawartości pierwiastków i związków chemicznych w obrębie badanych zbiorników. Nawet jeżeli zróźnicowanie występowało, nie można jednoznacznie określić, że zmiany wynikały z poziomych cyrkulacji wód. Dla niektórych pierwiastków (sód, potas, wapń, magnez) oraz dla chlorków i siarczanów obserwowano na ogół jednak pionowe różnice stężeń, które charakteryzowały się zmiennością sezonową. W okresie wczesno jesiennym, od września do października, większe stężenia pierwiastków występowały przy powierzchni wody, a w pozostałych miesiącach przy dnie (ryc. 96).



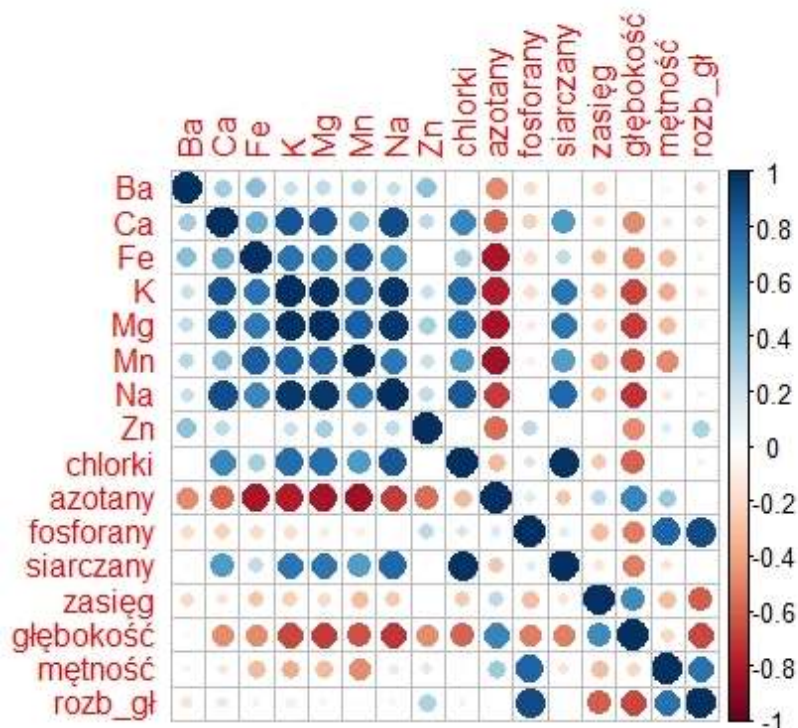
Ryc. 96. Różnice stężeń chlorków pomiędzy powierzchnią i dnem w okresie pomiarowym w Jeziorze Swarzędzkim. Wartości ujemne oznaczają wyższe wartości stężeń przy dnie, wartości dodatnie przy powierzchni.

W celu dokładniejszego opisu tego zjawiska dokonano między innymi analizy występujących w tym czasie prądów poziomych. Był to okres, w którym zaobserwowano najmniej prądów wyrównujących przy jednocześnie bardzo niewielkiej liczbie prądów zgodnych co do kierunku w całym pionie. Przeważały natomiast poziome ruchy wody charakteryzujące się częstymi, nieuporządkowanymi zmianami kierunku w całym pionie pomiarowym (ryc. 97). Był to także okres, w którym następowało wychładzanie się wód jeziornych w związku ze zmianami temperatury powietrza. Od lutego, kiedy temperatura wody zaczynała wzrastać, wyższe stężenia omawianych pierwiastków ponownie były obserwowane przy dnie. Może to oznaczać, że w sytuacji względnie szybkiego ochładzania wody i związanych z tym zmian jej gęstości, schłodzone wody z powierzchni opadają w kierunku dna, wypychając jednocześnie ku powierzchni bogatsze wody naddenne.

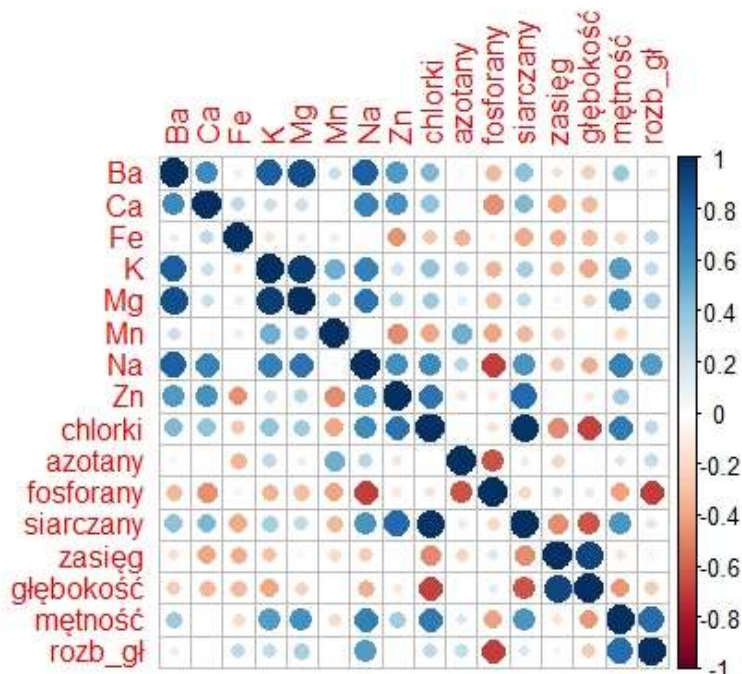


Ryc. 97. Liczba wystąpień prądów charakteryzujących się zmiennym kierunkiem w profilu pomiarowym, określona dla wszystkich ośmiu punktów pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego

Zależności pomiędzy zasięgiem falowania, głębokością, mętnością oraz ilorazem rozbiegu i głębokości a stężeniem poszczególnych pierwiastków i związków chemicznych oraz ich wzajemne powiązania przestrzenne przedstawiają macierze korelacji. Pozwalają one zaobserwować różnice pomiędzy dwoma badanymi zbiornikami (ryc. 98 i 99). W Jeziorze Swarzędzkim średnie roczne stężenie w poszczególnych punktach dla większości pierwiastków wykazywały zależność od głębokości – im większa głębokość, tym stężenia mniejsze. Można na tej podstawie wnioskować, że duży wpływ na jakość wody miały osady, które w wyniku działania wiatru były uruchamiane, a w związku z tym, że są bogate w związki chemiczne, powodowały wzrost stężeń w toni wodnej. Ale inaczej sytuacja ta przedstawiała się w Jeziorze Wolsztyńskim, w którym zależność ta była bardzo słaba, z wyjątkiem stężeń chlorków i siarczanów, widać natomiast pewną korelację między mętnością a zawartością potasu, sodu, magnezu oraz chlorków i siarczanów. Zakładając, że duża ilość fosforanów jest zdeponowana na dnie zbiornika, można przypuszczać, że im mniejsza głębokość i większy rozbieg tym większe powinno też być stężenie fosforanów. Taka sytuacja była obserwowana w Jeziorze Swarzędzkim, gdzie stężenie fosforanów korelowała wyraźnie z mętnością oraz ilorazem rozbiegu i głębokości (od którego zresztą mętność zależy). W Jeziorze Wolsztyńskim takiej zależności nie zaobserwowano, wręcz przeciwnie - istniała korelacja odwrotna pomiędzy stężeniem fosforanów a ilorazem rozbiegu i głębokości. Być może taki rozkład przestrzenny zakłócały punktowe źródła fosforanów (jak ciek w pobliżu punktu 98). W przypadku Jeziora Swarzędzkiego należy też zwrócić uwagę na wyraźną korelację odwrotną pomiędzy stężeniem azotanów a zawartością omawianych pierwiastków.



Ryc. 98. Macierz korelacji stężeń pierwiastków i związków chemicznych oraz zasięgu falowania, głębokości, mętności, ilorazu długości rozbiegu fali i głębokości (rozb_gł) w Jeziorze Swarzędzkim. Kolor niebieski oznacza korelację dodatnią, czerwony ujemną; intensywność koloru i rozmiar znaczników siłę korelacji.



Ryc. 99. Macierz korelacji stężeń pierwiastków i związków chemicznych oraz zasięgu falowania, głębokości, mętności, ilorazu długości rozbiegu fali i głębokości (rozb_gł) w Jeziorze Wolsztyńskim. Kolor niebieski oznacza korelację dodatnią, czerwony ujemną; intensywność koloru i rozmiar znaczników siłę korelacji.

Spośród omawianych pierwiastków i związków chemicznych największe różnice ich stężeń pomiędzy wodą jeziorną a wodami Cybiny i Dojcy obserwowano w przypadku żelaza i manganu. Zawartość żelaza była wyższa w punktach przy dopływach rzek, ale ze względu na wysokie wartości stężeń w punktach 56 na Jeziorze Swarzędzkim oraz 96 na Jeziorze Wolsztyńskim, nie można określić zasięgu rzeki w jeziorze. Stężenia manganu były wyrównane na powierzchni całego zbiornika mimo znacznie wyższych jego zawartości w ciekach. Mimo niedużych różnic stężeń baru w wodach Cybiny i Dojcy w stosunku do wód jeziornych, w przypadku baru, jak wspomniano wcześniej, dobrze zaznaczał się wpływ rzeki na oba jeziora. Określenie przestrzennego wpływu rzek na wody omawianych zbiorników, w kontekście zmian składu chemicznego, przy intensywnym mieszaniu wiatrowym i niewielkich przepływach omawianych cieków, może być trudna lub niemożliwa do oszacowania.

8 PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Funkcjonowanie ekosystemów jeziornych w dużej mierze zależy od intensywności mieszania się wód. Wykonane badania potwierdzają, jak bardzo znaczący wpływ na to zjawisko ma działanie wiatru w połączeniu z charakterystyką morfometryczną zbiornika. Duży rozbieg fali przy jednocześnie niewielkiej głębokości jeziora powodują resuspensję osadów i mieszanie się bogatych wód naddennych z warstwami powierzchniowymi wody. Z kolei intensywne cyrkulacje poziome mogą rozszerzać ten efekt na pozostałe obszary jeziora. Znajomość charakterystyki ruchów wody z uwzględnieniem cyrkulacji poziomych, pionowego zasięgu falowania oraz prądów przepływowych może ułatwić wyjaśnienie rozkładu przestrzennego niektórych parametrów fizykochemicznych i zróżnicowania stężeń związków i pierwiastków chemicznych.

Badania Jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego omówione w niniejszej pracy podzielono na trzy części. Pierwsza z nich dotyczy ruchu wód jeziornych, druga opisuje wybrane parametry fizykochemiczne wody, a w trzeciej dokonano charakterystyki zróżnicowania przestrzennego stężeń pierwiastków chemicznych. Dodatkowo pracę wzbogacono o opis eksperymentu laboratoryjnego, wykonanego w celu określenia wpływu wysokości fali na charakterystykę ruchu wody.

W pracy dokonano próby opisu charakterystyki ruchu falowego na podstawie pomiarów terenowych akustycznym przepływomierzem dopplerowskim. Badania potwierdziły oscylacyjny charakter tego zjawiska, zarówno w pionie jak i w poziomie.

Badanie pionowego zasięgu falowania wykonano poprzez pomiar zmienności prędkości pionowej. Wartości tej prędkości maleją ze wzrostem głębokości. Maksymalny zaobserwowany zasięg falowania wynosił 3,0 m. Średnie zasięgi falowania różnią się dla badanych jezior. W Jeziorze Swarzędzkim średni pionowy zasięg falowania wiatrowego wynosi 0,84 m, a w Jeziorze Wolsztyńskim 1,24 m, co potwierdzają wartości wskaźnika odsłonięcia – $W_0 = 36$ dla J. Swarzędzkiego i $W_0 = 62$ dla J. Wolsztyńskiego. Analiza składowych głównych wykazała, że zasięg pionowy falowania zależy przede wszystkim od długości rozbiegu fali, co potwierdza wcześniejsze badania tego zjawiska.

Podczas badań cyrkulacji poziomych określano wartości dwóch składowych prędkości – wschodniej i północnej, oraz kierunek ruchu wody. Piony pomiarowe podzielono na 25 centymetrowe odcinki, aby zaobserwować zmienność kierunków i wartości prędkości poziomych ze wzrostem głębokości. Podobnie jak w przypadku prędkości pionowych, także wartości prędkości poziomych maleją na ogół ze wzrostem głębokości. W Jeziorze Wolsztyńskim odnotowano wyższe, w stosunku do Jeziora Swarzędzkiego, prędkości

cyrkulacji poziomych, co może mieć związek z większą podatnością tego zbiornika na działanie wiatru. W płytszych punktach pomiarowych zaobserwowano wpływ roślinności makrofitowej, która stawia opór ruchom wody, zmniejszając przez to prędkości cyrkulacji.

Większe wartości prędkości poziomej są charakterystyczne dla punktów pomiarowych zlokalizowanych przy brzegach oraz w pobliżu wyspy, co jest związane ze zmianą w warunkach płytkiej wody ruchu falowego (kołowy ruch cząstek) na ruch postępowy (eliptyczny ruch cząstek). W związku z tym, że cyrkulacje poziome swoim zasięgiem obejmują znaczne powierzchnie lub nawet cały zbiornik, ich pomiaru nie możemy traktować punktowo (jak w przypadku pionowego zasięgu falowania). Na prędkość cyrkulacji wpływa średnia prędkość wiatru dla całego zbiornika, a nie prędkość wiatru w danym punkcie pomiarowym, co potwierdza wykonana analiza składowych głównych.

Kierunek cyrkulacji poziomych na ogół pokrywa się z kierunkiem wiatru, zwłaszcza w środkowych punktach przekrojów pomiarowych. Natomiast przy brzegach i przy wyspie mogą tworzyć się nawet przy powierzchni wody cyrkulacje o kierunku przeciwnym do kierunku wiatru. Kierunek cyrkulacji poziomych wykazuje zmienność w osi pionowej. Pod tym względem można podzielić prądy cyrkulacyjne na dwa rodzaje – prądy zgodne co do kierunku w całym pionie pomiarowym i prądy charakteryzujące się pionowym rozwarstwieniem kierunków i występowaniem prądów wyrównujących. Istnieje też sytuacja, w której kierunki cyrkulacji cechują się dużą zmiennością w pionie i nie można stwierdzić występowania ani prądów wyrównujących, ani zgodnych w całym pionie. Takie zjawisko w badanych jeziorach występuje głównie od września do października i towarzyszy mu ochładzanie się temperatury wody. Prądy wyrównujące występują głównie latem i późną wiosną, kiedy pojawiają się nawet niewielkie (rzędu 1 – 2°C) różnice temperatury pomiędzy powierzchnią i dnem zbiornika.

Pomiary prędkości ruchu wody w badanych zbiornikach nie wykazały wpływu rzeki na jezioro pod kątem dynamiki wód. Od samej najbliższej strefy dopływu prędkości i kierunki ruchu wód są charakterystyczne dla ruchów wód jeziornych.

Badania w kanale eksperymentalnym potwierdziły oscylacyjny charakter ruchu falowego wody. Stwierdzono, że większe wysokości fal mogą generować większe poziome prędkości postępowe, mimo zachowania oscylacyjnego charakteru ruchu wody. Dla najwyższych wysokości fal większe wartości prędkości poziomych obserwowano przy powierzchni oraz przy dnie, z tą różnicą, że kierunek ruchu wody przy powierzchni był zgodny z kierunkiem propagacji fali, a przy dnie odwrotny.

Jezioro Wolsztyńskie cechuje większa średnia roczna wartość mętności w stosunku do Jeziora Swarzędzkiego. W obu zbiornikach zaobserwowano przestrzenne zróżnicowanie tej

właściwości wody. Analiza wykazała, że za zmienność tę odpowiada iloraz wartości rozbiegu fali i głębokości w danym punkcie pomiarowym. Im większy rozbieg a jednocześnie mniejsza głębokość, tym większa mętność. Dowodzi to, że znaczący wpływ na mętność obu jezior ma resuspensja i wymiana chemiczna wód z osadami dennymi. Mętność charakteryzuje się też gradientem pionowym. Jest ona w warunkach jeziornych uzależniona głównie od ilości fitoplanktonu, który ze względu na warunki świetlne utrzymuje się przy powierzchni wody, dlatego też w tej strefie mętność jest największa. Miąższość tej warstwy zmienia się nie tylko sezonowo, ale także pod wpływem działania wiatru, który może tę miąższość zakłócać.

Badane jeziora mają charakter polimiktyczny. Różnice temperatury między powierzchnią a dnem występowały jedynie w okresie wiosenno-letnim, ale były bardzo niewielkie, rzędu 1-2°C. Wyjątek stanowił pomiar w czerwcu 2019 r w Jeziorze Swarzędzkim, kiedy to różnica temperatury pomiędzy powierzchnią a dnem w najgłębszym punkcie pomiarowym (3,5 m) wynosiła blisko 10°C. Taka różnica istotnie wpływała na poziomą prędkość cyrkulacji, która w miejscu największego skoku temperatury gwałtownie wzrastała.

Wartość przewodności elektrolitycznej różni się znacząco dla obu zbiorników. Dla Jeziora Swarzędzkiego jej średnia roczna wartość wynosi 633 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, a dla Wolsztyńskiego 377 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Analiza zróżnicowania przestrzennego tego parametru wykazała wyższe wartości w punktach pomiarowych przy dopływie, co jest związane z wyższymi wartościami przewodności w Cybinie i Dojcy w stosunku do wód jeziornych. Poza tym poziome zróżnicowanie przewodności elektrolitycznej jest bardzo niewielkie. Także wartości tego parametru przy powierzchni i przy dnie nie wykazują istotnych różnic.

Poziome i pionowe zróżnicowanie przestrzenne odczynu pH jest bardzo nieznaczne. Jego wartości są stosunkowo wysokie, a średnia roczna wartość wynosi dla Jeziora Swarzędzkiego 8,4, a dla Wolsztyńskiego 8,9.

Zawartości azotanów w wodach badanych jezior wykazują zróżnicowanie sezonowe, a mniejsze wartości obserwowano w sezonie wiosenno-letnim, w związku ze zużywaniem azotanów przez fitoplankton. Stężenia azotanów charakteryzuje się niewielkim zróżnicowaniem przestrzennym, jedynie na zachód od wyspy na Jeziorze Swarzędzkim odnotowano nieco niższe ich wartości. Średnia roczna zawartość azotanów jest zbliżona dla obu jezior i wynosi 3,3 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ dla Jeziora Swarzędzkiego i 2,9 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ dla Wolsztyńskiego.

Zawartości fosforanów, podobnie jak azotanów, zmieniają się w ciągu roku w związku ze zużywaniem go m.in. przez fitoplankton. Uwagę zwracają wysokie wartości stężeń fosforanów w obu jeziorach w listopadzie 2019 r, zwłaszcza w punktach pomiarowych w pobliżu dopływów. Ma to związek ze zrzutami wód poprodukcyjnych ze stawów rybnych

położonych w pobliżu Cybiny i Dojcy. Ponadto wyższe w stosunku do pozostałych punktów pomiarowych stężenia fosforanów obserwowane są w ciągu roku w punktach 98 na Jeziorze Wolsztyńskim i 80 na Jeziorze Swarzędzkim. Jest to efektem dopływu w pobliżu tych punktów niewielkich, ale bogatych w fosfor cieków.

Na ogół nie zaobserwowano poziomego zróżnicowania przestrzennego stężeń pierwiastków, które wskazywałyoby na wpływ cyrkulacji poziomych wywołanych działaniem wiatru, także w połączeniu z morfometrią zbiornika, czy parametrami fizycznymi, jak np. mętność. Zaobserwowano natomiast charakterystyczne zróżnicowanie pionowe, cechujące się zmiennością sezonową. W okresie od września do stycznia wyższe stężenia niektórych pierwiastków i związków chemicznych (Na, K, Mg, Ca, chlorki, siarczany) występowały przy powierzchni wody, a w pozostałym okresie przy dnie. Okres ten pokrywa się z okresem, w którym występuje najmniej poziomych prądów wyrównujących i jednocześnie niewiele prądów zgodnych co do kierunku w całym pionie. W tym czasie następuje także wychładzanie wód jezior. Schłodzone wody opadają w kierunku dna zbiornika, wypierając jednocześnie ku górze bogatsze chemicznie wody naddenne.

W Jeziorze Swarzędzkim zaobserwowano zależność stężeń pierwiastków od głębokości w punkcie pomiarowym, co może być kolejnym przykładem na to, jak duży wpływ na jakość wody mają osady, uruchamiane w wyniku działania wiatru. W Jeziorze Wolsztyńskim zależność ta nie jest już tak wyraźna.

Stężenie żelaza jest na ogół najmniejsze w najgłębszych punktach pomiarowych. Znacznie wyższe stężenia żelaza w stosunku do pozostałych punktów pomiarowych notowano także w punktach 56 i 96, co może świadczyć o dopływie bogatych w żelazo wód gruntowych.

Spośród omawianych pierwiastków największe różnice ich stężeń pomiędzy wodą jeziorną a wodami Cybiny i Dojcy obserwowano w przypadku żelaza i manganu. Znacząco wyższe stężenia w ciekach nie przekładają się jednak na wyższe stężenia w wodach zbiornika, co jest spowodowane szybkim wytrącaniem się żelaza i manganu w wodach jeziornych. Określenie wpływu rzek na wody omawianych zbiorników, pod względem zróżnicowania stężeń pierwiastków, jest trudne do oszacowania przy intensywnym mieszaniu wiatrowym i niewielkich przepływach omawianych cieków.

Urządzenie ADCP może być z powodzeniem wykorzystywane w badaniach limnologicznych. Pozwala z powodzeniem mierzyć nawet niewielkie ruchy wód jeziornych. Ponadto umożliwia określenie mętności wody. Niewątpliwie istotnymi zaletami tej metody w kontekście pomiarów mętności są wysoka rozdzielczość pionowa wykonywanych

pomiarów, szybkość ich wykonania, możliwość zobrazowania pionowych zmian mętności. Za wadę można uznać konieczność kalibracji z użyciem dodatkowego mętnościomierza.

9 LITERATURA

- Abbasi, A., Ohene Annor, F., van de Giesen, N. (2017). A framework to simulate small shallow inland water bodies in semi-arid regions. *Advances in Water Resources*, 110, 77–96. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.023>
- Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation. A Practical Primer.* (2011). Teledyne RD Instruments.
- Andrzejewski, L. (2018). *Przyrodnicze i społeczne uwarunkowania współczesnych krajobrazów Islandii*. Toruń: Wydawnictwo Uniwersytetu M. Kopernika.
- Andrzejewski, L., Krzemień, K., Zwoliński, Z. (2018). Zarys przyrodniczych i antropogenicznych uwarunkowań rozwoju systemów dolinnych i korytowych w Polsce. *Landform Analysis*, 37, 17–51.
- Atlas Rzeczypospolitej Polskiej.* (1994). Warszawa: Główny Geodeta Kraju.
- Bąk, B. (2005). *Objaśnienia do mapy geórodowiskowej Polski 1:50 000. Arkusz Wolsztyn*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Baranya, S., Józsa, J. (2013). Estimation of suspended sediment concentrations with ADCP in danube river. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 61(3). <https://doi.org/10.2478/johh-2013-0030>
- Bogdanowicz, R. (2004). *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*. Gdańsk: Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.
- Borkowski, G. (2014). *Funkcjonowanie jezior w holocenie na przykładzie Jeziora Zbąszyńskiego*. Poznań: Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- Borkowski, G. (2017). *Plan batymetryczny Jeziora Swarzędzkiego*. Poznań.
- Borkowski, G. (2018). *Plan batymetryczny Jeziora Wolsztyńskiego*. Poznań.
- Borowiak, D. (2014). Optical properties of Polish lakes: the Secchi disc transparency. *Limnol. Rev.*, 14(3), 131–144. <https://doi.org/10.1515/limre-2015-0003>
- Borówka, R. (2007). Geochemiczne badania osadów jeziornych strefy umiarkowanej. *Studia Limnologica et Telmatologica*, 1(1), 33–42.
- Bowyer, P. A. (2004). Topographically controlled circulation and mixing in a lake. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C4), 7065–7080. <https://doi.org/10.1029/1999jc000149>
- Bryl, Ł., Sobczyński, T., Wiśniewski, R. (2017). *Metody ochrony i rekultywacji jezior*. Bydgoszcz: Bydgoskie Towarzystwo Naukowe.
- Brzeg, A., Wojterska, M. (1996). Przegląd systematyczny zbiorowisk roślinnych Wielkopolski wraz z oceną stopnia ich zagrożenia. *Badania Fizjograficzne Nad Polską Zachodnią, Seria B*(45), 7–40.
- Celentano, P., Borghini, M., Schroeder, K. (2018). *Analysis and comparison of ADCP data: moored ADCPs and lowered ADCPs*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.17069.95207>
- Chao, X., Jia, Y., Shields, F. D., Wang, S. S. Y., Cooper, C. M. (2008). Three-dimensional numerical modeling of cohesive sediment transport and wind wave impact in a shallow

- oxbow lake. *Advances in Water Resources*, 31(7), 1004–1014. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.04.005>
- Choiński, A. (2006). *Katalog jezior Polski*. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM.
- Choiński, A. (2007). *Limnologia fizyczna Polski*. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM.
- Choiński, A., Kijowski, A. (2015). *Fotolimnologia* (Vol. 148). Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM.
- Choiński, A., Zieliński, A. (2020). Characteristics of selected lakes with aeolian and karst genesis in the Holy Cross Region. *Limnological Review*, 20(2), 59–64. <https://doi.org/10.2478/limre-2020-0007>
- Chowdhury, M. R., Wells, M. G., Cossu, R. (2015). Observations and environmental implications of variability in the vertical turbulent mixing in Lake Simcoe. *Journal of Great Lakes Research*, 41(4), 995–1009. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2015.07.008>
- Chubarenko, B. V., Wang, Y., Chubarenko, I. P., Hutter, K. (2001). Wind-driven current simulations around the Island Mainau (Lake Constance). *Ecological Modelling*, 138(1–3), 55–73. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(00\)00393-8](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(00)00393-8)
- Cimatoribus, A. A., Lemmin, U., Barry, D. A. (2019). Tracking Lagrangian transport in Lake Geneva: A 3D numerical modeling investigation. *Limnology and Oceanography*, 64(3), 1252–1269. <https://doi.org/10.1002/lno.11111>
- Cincio, Z. (1996a). *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Cincio, Z. (1996b). *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Swarzędz*. Państwowy Instytut Geologiczny.
- Czarnecka, H. red. (1983). *Podział hydrograficzny Polski. Cz. 1, Zestawienia liczbowo-opisowe*. Warszawa: Wydawnictwa Komunikacji i Łączności.
- Czarnecka, H. red. (2005). *Atlas podziału hydrograficznego Polski*. Warszawa: Wojskowe Zakłady Kartograficzne.
- Dawydow, L. K., Dmitrijeva, A. A., Konkina, N. G. (1979). *Hydrologia ogólna*. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
- Ding, B., Sergiienko, N., Bleckly, B., da Silva, L. S. P., Cazzolato, B., Arjomandi, M. (2017). Power-take-off Control in a Scaled Experiment of a Point Absorber Wave Energy Converter. *12th European Wave and Tidal Energy Conference*. Cork.
- Ding, Y. Q., Qin, B. Q., Zhu, G. W., Wu, T. F., Wang, Y. P., Luo, L. C. (2012). Effects of typhoon Morakot on a large shallow lake ecosystem, Taihu Lake, China. *Ecohydrology*, 5(6), 798–807.
- Dojlido, J. R. (1995). *Chemia wód powierzchniowych*. Białystok: Wydawnictwo Ekonomia i Środowisko.
- Dunalska, J. (2016). *Badania fizyko-chemiczne wody i osadów dennych oraz pomiary hydrologiczne Jeziora Wolsztyńskiego i jego zlewni wraz z projektem ochrony i rekultywacji zbiornika w celu zachowania potencjału rekreacyjnego i przyrodniczego*. Olsztyn.

- Dwinovantyo, A., Manik, H. M., Prariono, T., Susilohadi. (2019). Estimation of Suspended Sediment Concentration by Using Mobile ADCP Instrument. *Journal of Physics: Conference Series*, 1127(1). <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1127/1/012033>
- Dynowska, I., Tlałka, A. (1982). *Hydrografia*. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
- Eckart, C. (1953). The generation of wind waves on a water surface. *J. Appl. Phys.*, 24.
- Ekman, V. W. (1905). On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean-Currents. *Arkiv for Matematik, Astronomi Och Fysik*, 2(11).
- Elbanowska, H., Zerbe, J., Siepak, J. (1999). *Fizyczno-chemiczne badania wód*. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM.
- Emery, K. O., Csanady, G. T. (1973). Surface Circulation of Lakes and Nearly Land-Locked Seas (marginal seas/wind drive/water movements). *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 70(1), 93–97.
- Farat, R. red. (2004). *Atlas klimatu województwa wielkopolskiego*. Poznań: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Filizola, N., Guyot, J. L. (2004). The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1). <https://doi.org/10.1623/hysj.49.1.143.53990>
- Fuszara, P. (2002). *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000*. Arkusz Wolsztyn. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Gartner, J. W. (2002). Estimation of suspended solids concentrations based on acoustic backscatter intensity: theoretical background. *Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop*. Reno.
- Gedney, R. T., Lick, W. (2008). Wind-driven currents in Lake Erie. *Journal of Geophysical Research*, 77(15), 2714–2723. <https://doi.org/10.1029/jc077i015p02714>
- Gibbs, M., Abell, J., Hamilton, D. (2016). Wind forced circulation and sediment disturbance in a temperate lake. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 50(2), 209–227. <https://doi.org/10.1080/00288330.2015.1116998>
- Gołdyn, R., Dondajewska, R., Kowalczywska-Madura, K., Rosińska, J., Romanowicz-Brzozowska, W. (2012). *Zmiany jakości wody Jeziora Swarzędzkiego w wyniku zabiegów rekultywacyjnych*.
- Gołdyn, R., Grabia, J. (1998). *Program ochrony wód rzeki Cybiny*. Poznań: Wydział Ochrony Środowiska Urzędu Miasta Poznania.
- Gołdyn, R., Jackowiak, B., Błoszyk, J. (2005). *Walory przyrodnicze doliny Cybiny i ich ochrona*. Poznań: Wydawnictwo Kontekst.
- Gołdyn, R., Mastłyński, J. (1998). Biomanipulation in the Maltański Reservoir. *Internat. Rev. Hydrobiol.*, (83), 393–400.
- Håkanson, L. (2004). *Lakes: Form and function*. Caldwell: Blackburn Press.
- Hamilton, D. P., Mitchell, S. F. (1996). An empirical model for sediment resuspension in shallow lakes. *Hydrobiologia*, 317(3), 209–220.

- Hermanowicz, W., Dojlido, J. R., Dożańska, W., Kozirowski, B., Zerbe, J. (1999). *Fizyczno-chemiczne badanie wód i ścieków*. Warszawa: Wydawnictwo Arkady.
- Herrera, J. L., González, J., Varela, R. A. (2019). Measuring a Lagrangian drifter's slip with an onboard ADCP. *MethodsX*, 6, 1336–1342. <https://doi.org/10.1016/j.mex.2019.05.032>
- Hinata, H., Kanatsu, N., Fujii, S., Hinata, H., Kanatsu, N., Fujii, S. (2010). Dependence of Wind-Driven Current on Wind Stress Direction in a Small Semienclosed, Homogeneous Rotating Basin. *Journal of Physical Oceanography*, 40(7), 1488–1500. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4363.1>
- <http://geoserwis.gdos.gov.pl/mapy/>. (2020). Retrieved January 19, 2020, from <http://geoserwis.gdos.gov.pl/mapy/>
- <http://poznan.wios.gov.pl/monitoring-srodowiska>. (2017).
- <http://www.gios.gov.pl/pl/stan-srodowiska/monitoring-wod>. (2020).
- IC Application Note No. S–135. (n.d.). Eight anions in river water. Retrieved from IC Application Note No. S–135 website: <https://www.metrohm.com/en/applications/AN-S-135>
- IC Application Note No. S–8. (n.d.). Six standard anions in surface water. Retrieved from IC Application Note No. S–8 website: <https://www.metrohm.com/en/applications/AN-S-008>
- Ikeda, C., O'Shea, T. T., Brucker, K. A., Drazen, D. A., Dommermuth, Douglas G. Fu, T., Fullerton, A. M., Duncan, J. H. (2012). The Impact of a Plunging Breaker on a Partially Submerged Cube. *29th Symposium on Naval Hydrodynamics*. Gothenburg.
- Jańczak, J. (1996). *Atlas jezior Polski* (IMGW, Ed.). Poznań: Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- Jeffreys, H. (1925). On the formation of water waves by wind. *Proc. R. Soc.*, 107(110).
- Jodłowski, J. (2003). *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*. Arkusz Wolsztyn. Państwowy Instytut Geologiczny.
- Jodłowski, J. (2004). *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*. Arkusz Wolsztyn. Państwowy Instytut Geologiczny.
- Joniak, T., Rybak, M., Sobczyński, T. (2019). Chemiczna inaktywacja fosforu: od teorii do praktyki ekologicznie bezpiecznej rekultywacji jezior. In *EKOSYSTEMY WODNE funkcjonowanie, znaczenie, ochrona i rekultywacja* (pp. 71–83). Poznań: Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- Kajak, Z. (1979). *Eutrofizacja jezior*. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
- Kajak, Z. (1998). *Hydrobiologia-Limnologia. Ekosystemy wód śródlądowych*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Kawaguchi, T., Nakano, K., Miyajima, S., Arikawa, T. (2019). *A Theory for Wave Energy Conversion by Bottom-Mounted Oscillating Bodies*.
- Kern, E., Pecio, E. (1983a). *Mapa glebowo-rolnicza. Województwo poznańskie, Arkusz 2. 1:100 000*. Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa.
- Kern, E., Pecio, E. (1983b). *Mapa glebowo-rolnicza. Województwo zielonogórskie, Arkusz 2*.

1:100 000. Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa.

- Kleczkowski, A. S. (1990). *Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych w Polsce wymagających szczególnej ochrony w skali 1:500 000*. Kraków: AGH.
- Koçyigit, M. B., Falconer, R. A. (2004). Three-dimensional numerical modelling of wind-driven circulation in a homogeneous lake. *Advances in Water Resources*, 27(12), 1167–1178. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.08.004>
- Kocyigit, M. B., Kocyigit, O. (2004). Numerical study of wind-induced currents in enclosed homogeneous water bodies. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences*, 28(3), 207–221.
- Kondracki, J. (1977). *Regiony fizycznogeograficzne Polski*. Warszawa: Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego.
- Kondracki, J. (2009). *Geografia regionalna Polski*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Kondracki, J., Richling, A. (1994). *Regiony fizycznogeograficzne*.
- Kowalczywska-Madura, K., Gołdyn, R. (2006). Anthropogenic changes in water quality in the Swarzędzkie Lake (West Poland). *Limnol. Rev.*, 6, 147–154.
- Kraus, E. B. (1972). *Atmosphere-ocean interaction*. Oxford: Clarendon Press.
- Krygowski, B. (1953). *Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolskiej*. Poznań.
- Krygowski, B. (1961). *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Część I. Geomorfologia*. Poznań: Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
- Lampert, W., Sommer, U. (1996). *Ekologia wód śródlądowych*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Lange, W. (1993). *Metody badań fizycznolimnologicznych*. Gdańsk: Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.
- Langmuir, I. (1938). Surface motion of water induced by wind. *Science*, 87(2250).
- Laval, B., Imberger, J., Hodges, B. R., Stocker, R. (2003). Modeling circulation in lakes: Spatial and temporal variations. *Limnology and Oceanography*, 48(3), 983–994. <https://doi.org/10.4319/lo.2003.48.3.0983>
- Laxague, N. J. M., Haus, B. K., Ortiz-Suslow, D. G., Smith, C. J., Novelli, G., Dai, H., ... Graber, H. C. (2017). Passive optical sensing of the near-surface wind-driven current profile. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 34(5). <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0090.1>
- Li, G., Wang, P., Jiang, W. Q., Zeng, L., Li, Z., Chen, G. Q. (2017). Taylor dispersion in wind-driven current. *Journal of Hydrology*, 555. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.063>
- Li, Y., Jalil, A., Du, W., Gao, X., Wang, J., Luo, L., Acharya, K. (2017). Wind induced reverse flow and vertical profile characteristics in a semi-enclosed bay of large shallow Lake Taihu, China. *Ecological Engineering*, 102, 224–233. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2017.02.022>
- Liu, S., Ye, Q., Wu, S., Stive, M. J. F. (2018). Horizontal circulation patterns in a large shallow lake: Taihu Lake, China. *Water (Switzerland)*, 10(6). <https://doi.org/10.3390/w10060792>

- Lorenc, H. red. (2005). *Atlas klimatu Polski*. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Luetlich, R. A., Harleman, D. R. F., Somlyódy, L. (1990). Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events. *Limnology and Oceanography*, 35(5), 1050–1067.
- Malkus, J. S. (1962). Large-scale interactions. *The Sea*, 1.
- Manik, H. M., Gultom, D. A., Firdaus, Elson, L. (2020). Evaluation of ADCP backscatter computation for quantifying suspended sediment concentration. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 429(1). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/429/1/012035>
- Mapa hydrograficzna w skali 1:50 000. Arkusz Swarzędz*. (2001). Poznań: Geokart-International.
- Mapa hydrograficzna w skali 1:50 000. Arkusz Wolsztyn*. (2001). Poznań: Geokart-International.
- Mastyński, J. (1984). Fish biomass of drained small reservoir. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 31(1), 69–76.
- Mastyński, J., Klimaszyk, P. (1994). Importance of fish fauna for the water quality of the Maltański Reservoir. *Prace Kom. Biol.*, (74), 75–82.
- Mazurczak, D. (2015). *Program Ochrony Środowiska dla Miasta i Gminy Swarzędz na lata 2015-2019 z perspektywą na lata 2020-2024*.
- Mazurkiewicz, B. (1986). *Encyklopedia inżynierii morskiej*. Wydawnictwo Morskie Gdańsk.
- Mikołajczak, E. (2006). *Ziemia Wolsztyńska: środowisko i jego ochrona*. Wolsztyn: Biblioteka Publiczna Miasta i Gminy Wolsztyn im. Stanisława Platera.
- Młynarczyk, Z. (2012). *Patent No. 223715*. Polska.
- Młynarczyk, Z., Borkowski, G., Młynarczyk, A. (2016). *Patent No. 223969*. Polska.
- O'Neill, P. (1997). *Chemia środowiska*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Okulaniś, E. (1965). Falowanie wiatrowe na Jeziorze Raduńskim. *Zesz. Nauk. WSP*, VII.
- Okulaniś, E. (1976). Intensywność mieszania się i wymiana wód w zespole Jezior Raduńsko-Ostrzyckich. *Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UG*, 5, 57–71.
- Okulaniś, E. (1981). *Studium limnologiczne Jezior Raduńsko-Ostrzyckich*. Gdańsk: Gdańskie Tow. Nauk.
- Paczyński, B. (1995). *Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Pan, H., Avissar, R., Haidvogel, D. B., Pan, H., Avissar, R., Haidvogel, D. B. (2002). Summer Circulation and Temperature Structure of Lake Kinneret. *Journal of Physical Oceanography*, 32(1), 295–313. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<0295:scatso>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0295:scatso>2.0.co;2)
- Patalas, K. (1960). Stosunki tlenowe, termiczne oraz przezroczystość wody w 44 jeziorach okolic Węgorzewa. *Roczn. Nauk. Roln.*, 77(B).

- Perry, A. H., Walker, J. M. (1982). *System ocean-atmosfera*. Gdańsk: Wydawnictwo Morskie Gdańsk.
- Ptak, M., Nowak, B. (2016). Warunki termiczno-tlenowe Jeziora Białego Włodawskiego w półroczu letnim (2012–2015). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska Lublin - Polonia*, LXXI, z.1(sectio B), 61–71.
- Radwanek-Bąk, B. (2005). *Objaśnienia do mapy geośrodowiskowej Polski 1:50 000*. Arkusz Swarzędz. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Roll, H. U. (1972). Problem areas in air-sea interaction. *Studies in Physical Oceanography*, 1.
- Rosińska, J. (2017). *Reakcja ekosystemu wodnego na zabiegi rekultywacyjne na przykładzie Jeziora Swarzędzkiego*. Uniwersytet im. Adama Mickiewicza.
- Rosińska, J., Kozak, A., Dondajewska, R., Kowalczywska-Madura, K., Gołdyn, R. (2018). Water quality response to sustainable restoration measures - Case study of urban Swarzędzkie Lake. *Ecological Indicators*, 84, 437–449.
- Rzymiski, P., Klimaszyk, P., Niedzielski, P., Marszelewski, W., Borowiak, D., Nowiński, K., Baikenzheyeva, A., Kurmanbayev, R., Aladin, N. (2019). Pollution with trace elements and rare-earth metals in the lower course of Syr Darya River and Small Aral Sea, Kazakhstan. *Chemosphere*, 234, 81–88. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2019.06.036>.
- Shulman, M. D., Bryson, R. A. (1961). The vertical variation of wind-driven currents in Lake Mendota. *Limnology and Oceanography*, 6(3), 347–355. <https://doi.org/10.4319/lo.1961.6.3.0347>
- Skowron, R. (1990). Struktura termiczna wody w okresie letniej stagnacji na przykładzie wybranych jezior z Pojezierza Gnieźnieńskiego i Kujawskiego. *Acta Universitatis Nicolai Copernici*, 22, 45–83.
- Skowron, R. (2010). Typologia termiczna jezior na Pojezierzu Brodnickim. *Zasoby Wodne – Zmiany*, 109–120. Poznań.
- Skowron, R. (2011). *Zróźnicowanie i zmienność wybranych elementów reżimu termicznego w jeziorach na Niżu Polskim*. Toruń: Wydawnictwo Uniwersytetu M. Kopernika.
- Śliwa, P., Jackowiak, B. (2002). Z biegiem Cybiny i Michałówki. [W:] Wśród zwierząt i roślin. Kronika Miasta Poznania. *Kronika Miasta Poznania*, (3), 242–252.
- Sobczyński, T., Joniak, T., Pronin, E. (2012). Assessment of the Multi-Directional Experiment to Restore Lake Góreckie (Western Poland) with Particular Focus on Oxygen and Light Conditions: First Results. *Polish Journal of Environmental Studies*, 21(4), 1025–1031.
- Sobczyński, T., Niedzielski, P. (2018). The influence of urban agglomeration on a small natural water reservoir. *Limnological Review*, 18(1), 39–44. <https://doi.org/10.2478/limre-2018-0005>
- Sobolewski, W., Borowiak, D., Borowiak, M., Skowron, R. (2014). *Baza danych jezior Polski i jej wykorzystanie w badaniach limnologicznych*. Lublin: Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej.
- Stachurska, B. (2017). Pomiary ruchu osadu dennego w kanale falowym przy użyciu technik: Particle Image Velocimetry oraz Acoustic Doppler Velocimetry. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, R.38(1), 12–21.

- Stewart, R. W. (1974). The air-sea momentum exchange. *Boundary-Layer Met.*, 6.
- Szafer, W., Zarzycki, K. (1977). *Szata roślinna Polski*. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
- Szlauer, L. (1976). Horizontal movement of the water in the Ińsko Lake and its effect on biological phenomena in the lake. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, XXIII(2).
- Szyper, H., Gołdyn, R., Romanowicz, W. (1994). Lake Swarzędzkie and its fluence upon the water quality of the River Cybina. *Prace Kom. Biol.*, (74), 7–31.
- Thomas, J. H. (1975). A theory of steady wind-driven currents in shallow water with variable eddy viscosity. *Journal of Physical Oceanography*, 5(1 (January 1975)), 136–142. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1975\)005<0136:ATOSWD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1975)005<0136:ATOSWD>2.0.CO;2)
- Thurmann, H. V. (1982). *Zarys oceanologii*. Gdańsk: Wydawnictwo Morskie Gdańsk.
- Torma, P., Wu, C. H. (2019). Temperature and circulation dynamics in a small and shallow lake: Effects of weak stratification and littoral submerged macrophytes. *Water (Switzerland)*, 11(1). <https://doi.org/10.3390/w11010128>
- Ustawa Prawo wodne z dnia 20 lipca 2017.*
- Venditti, J. G., Church, M., Attard, M. E., Haught, D. (2016). Use of ADCPs for suspended sediment transport monitoring: An empirical approach. *Water Resources Research*, 52(4). <https://doi.org/10.1002/2015WR017348>
- Verhagen, J. H. G. (1994). Modeling phytoplankton patchiness under the influence of wind-driven currents in lakes. *Limnology and Oceanography*, 39(7), 1551–1565. <https://doi.org/10.4319/lo.1994.39.7.1551>
- Walkowiak, J. (2015). *Program Ochrony Środowiska dla gminy Wolsztyn na lata 2015-2025*.
- Weaver, R. J., Johnson, J. E., Ridler, M. (2016). Wind-Driven Circulation in a Shallow Microtidal Estuary: The Indian River Lagoon. *Journal of Coastal Research*, 322, 1333–1343. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-15-00046.1>
- Welch, P. S. (1948). *Limnological Methods*. Toronto: The Blakiston Co.
- Więckowski, K. (2009). Zagadnienia genezy, wieku i ewolucji jezior poszczególnych regionów Polski w świetle badań ich osadów dennych. *Studia Limnologica et Telmatologica*, 3, 29–72.
- WinRiver Software User's Guide*. (2016). Teledyne RD Instruments.
- Włosik-Bieńczak, E. (1992). Małże z rodzin Sphaeriidae i Pisidiidae (Mollusca, Bivalvia) w północno-zachodniej Polsce. *Lubuski Przegląd Przyrodniczy*, 3(1).
- Włosik-Bieńczak, E. (1994). Mięczaki zbiorników wodnych utworzonych na rzece Cybinie w granicach miasta Poznania. *Materiały konferencyjne X Seminarium Malakologicznego, Poznań-Obrzycko 25-28 kwietnia 1994*.
- Włosik-Bieńczak, E. (1997). Mięczaki (Mollusca) rzeki Cybiny i sztucznych zbiorników wodnych utworzonych w jej biegu granicach miasta Poznania w latach 1992-1994. *Badania Fizjograficzne Nad Polską Zachodnią*, (C 44), 19–40.
- Woś, A. (1994). *Klimat Niziny Wielkopolskiej*. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM.

- Woś, A. (1996). *Zarysu klimatu Polski*. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM.
- Woś, D. (1979). Cyrkulacja wody w Jeziorze Paklickim Wielkim. *Badania Fizjograficzne Nad Polską Zachodnią*, XXXII(A).
- Wrześniński, D. (2001). *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz Wolsztyn*. Poznań: Geokart-International.
- Wu, T., Qin, B., Zhu, G., Zhu, M., Li, W., Luan, C. (2013). Modeling of turbidity dynamics caused by wind-induced waves and current in the Taihu Lake. *International Journal of Sediment Research*, 28, 139–148.
- Wu, X., Kong, F., Chen, Y., Qian, X., Zhang, L., Yu, Y., Xing, P. (2010). Horizontal distribution and transport processes of bloom-forming *Microcystis* in a large shallow lake (Taihu, China). *Limnologica*, 40(1), 8–15. <https://doi.org/10.1016/j.limno.2009.02.001>
- Zieliński, A. (2008). Charakterystyka morfometryczna krasowego Jeziora Jasnego i jeziora bezimiennego znajdujących się w Lasach Golejowskich koło Staszowa. *Dokumentacja Geograficzna*, (37), 56–61.
- Ziętkowiak, Z. (2001). *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz Swarzędz*. Poznań: Geokart-International.

10 SPIS TABEL

Tabela 1. Zakresy pomiarowe, rozdzielczość i dokładność miernika Hanna HI 9828	40
Tabela 2. Podstawowe statystyki opisowe danych dla jednej składowej prędkości („east”) na 4 wybranych głębokościach (0,25; 0,95; 2,07 i 2,91 m)	49
Tabela 3. Zmienność prędkości pionowej dla wybranych prędkości wiatru w punkcie pomiarowym 64 [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$].....	54
Tabela 4. Długości rozbiegu fal z różnych kierunków we wszystkich punktach pomiarowych	58
Tabela 5. Wartości maksymalne prędkości prądów poziomych w Jeziorze Swarzędzkim	68
Tabela 6. Wartości maksymalne prędkości prądów poziomych w Jeziorze Wolsztyńskim	68
Tabela 7. Zgodność kierunków prądów poziomych z kierunkami wiatru dla poszczególnych punktów pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego.....	71
Tabela 8. Zgodność kierunków prądów poziomych z kierunkami wiatru dla poszczególnych punktów pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego	72
Tabela 9. Wartości przepływu Cybiny oraz średnia prędkość ruchu wody oraz kierunek tego ruchu przy powierzchni i przy dnie oraz kierunek wiatru w punkcie 61	79
Tabela 10. Wartości przepływu Dojcy oraz średnia prędkość ruchu wody oraz kierunek tego ruchu przy powierzchni i przy dnie oraz kierunek wiatru w punkcie 92	79
Tabela 11. Temperatura wody [$^{\circ}\text{C}$] w Jeziorze Swarzędzkim przy powierzchni oraz przy dnie we wszystkich punktach pomiarowych.....	99
Tabela 12. Temperatura wody [$^{\circ}\text{C}$] w Jeziorze Wolsztyńskim przy powierzchni oraz przy dnie we wszystkich punktach pomiarowych.....	100
Tabela 13. Przewodność elektrolityczna wody [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] w Jeziorze Swarzędzkim przy powierzchni oraz przy dnie we wszystkich punktach pomiarowych	106
Tabela 14. Przewodność elektrolityczna wody [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] w Jeziorze Wolsztyńskim przy powierzchni oraz przy dnie we wszystkich punktach pomiarowych	106

11 SPIS RYCIN

Ryc. 1. Lokalizacja jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego w Polsce	10
Ryc. 2. Położenie fizyczno-geograficzne jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego.....	11
Ryc. 3. Budowa geologiczna okolic Jeziora Swarzędzkiego (Cincio, 1996b).....	13
Ryc. 4. Budowa geologiczna okolic Jeziora Wolsztyńskiego (Jodłowski, 2004).....	14
Ryc. 5. Rozkład kierunków i siła wiatru: A – procentowy rozkład kierunków wiatru w Polsce, B – procentowy rozkład kierunków wiatru w województwie wielkopolskim, C – średnia roczna prędkość wiatru w województwie wielkopolskim [m/s] (Farat, 2004; Lorenc, 2005).....	16
Ryc. 6. Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych: A - w Polsce, B - w województwie wielkopolskim [mm] (Farat, 2004; Lorenc, 2005).....	17
Ryc. 7. Średnie miesięczne i średni roczny przepływ dla Cybiny w latach 1976-1980 (Ziętkowiak, 2001).....	20
Ryc. 8. Plan batymetryczny Jeziora Swarzędzkiego (Borkowski, 2017).....	22
Ryc. 9. Średnie miesięczne i średni roczny przepływ dla Dojcy w latach 1981-1990 (Wrzesiński, 2001).....	23
Ryc. 10. Plan batymetryczny Jeziora Wolsztyńskiego (Borkowski, 2018).....	24
Ryc. 11. Zasięg prądów przepływowych. A – w części jeziora, B – w całej długości jeziora, C – w strefie dopływu/odpływu.....	27
Ryc. 12. Mieszanie wód dopływu w różnych warstwach wody jeziornej w zależności od pory roku (Kajak, 1998).....	28
Ryc. 13. Cyrkulacja wód jeziornych w wyniku zmian temperatury i gęstości.....	29
Ryc. 14. Parametry fali (L – długość, H – wysokość) oraz orbitalny ruch cząstek wody i zjawisko zanikania falowania: A – w strefie wody głębokiej, B – w strefie wody płytkiej	32
Ryc. 15. Ruch mas wody w wyniku działania wiatru według teorii Ekmana.....	33
Ryc. 16. Cyrkulacje Langmuira.....	34
Ryc. 17. Sejsze. A – działanie wiatru na powierzchnię jeziora, B – ustanie wiatru i pojawienie się fal stojących (1 – fala powierzchniowa, 2 – fala wewnętrzna).....	35
Ryc. 18. Lokalizacja punktów pomiarowych na badanych jeziorach.....	37
Ryc. 19. Rodzaje generatorów fal. Od lewej: tłokowy, klapowy, nurnikowy (Kawaguchi, Nakano, Miyajima i Arikawa, 2019).....	42
Ryc. 20. Schemat stanowiska pomiarowego do pomiaru ruchu wody i wysokości fal.....	43
Ryc. 21. Przebieg zmienności wszystkich składowych prędkości w trakcie jednego pomiaru na głębokości 0,53 m.....	47

Ryc. 22. Wykres pudełkowy danych dla jednej składowej prędkości („east”) na 4 wybranych głębokościach (0,25; 0,95; 2,07 i 2,91 m).....	48
Ryc. 23. Wykres rozproszenia danych dla jednej składowej prędkości („east”) na 4 wybranych głębokościach (0,25; 0,95; 2,07 i 2,91 m).....	49
Ryc. 24. Histogramy danych dla jednej składowej prędkości („east”) na 4 wybranych głębokościach (0,25; 0,95; 2,07 i 2,91 m).....	50
Ryc. 25. Przykładowa zmienność chwilowych wartości prędkości poziomych ruchu wody ..	51
Ryc. 26. Przykładowa zmienność chwilowych wartości prędkości pionowych ruchu wody ..	51
Ryc. 27. Zmienność średnich wartości prędkości pionowych ruchu wody w zależności od głębokości w wybranych punktach pomiarowych badanych jezior.....	52
Ryc. 28. Przykładowa zmienność prędkości pionowej ruchu wody przy temperaturze wody przy powierzchni ok 3,5°C	53
Ryc. 29. Prędkość pionowa ruchu wody w badanych jeziorach przy prędkości wiatru do 5 km·h ⁻¹	54
Ryc. 30. Zależność pionowej składowej prędkości wody od prędkości wiatru w wybranych punktach pomiarowych badanych jezior w trzech różnych zakresach głębokości (0-100, 100-200 i 200-300 m).....	55
Ryc. 31. Różnice pionowego zasięgu falowania w punkcie pomiarowym 97 na Jeziorze Wolsztyńskim przy wietrze wiejącym z kierunku południowego i wschodniego	56
Ryc. 32. Wykres ładunków czynnikowych analizy składowych głównych: wys_fali – wysokość fali, pr_wiatru – prędkość wiatru, rozbieg – rozbieg fali, zasięg - zasięg pionowy falowania.	57
Ryc. 33. Zależność zasięgu falowania od średniego rozbiegu fal w danym punkcie pomiarowym dla badanych jezior.....	57
Ryc. 34. Porównanie średnich zasięgów falowania wiatrowego dla Jezior Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego oraz średnia dla obu jezior.....	59
Ryc. 35. Średnie zasięgi falowania w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego	59
Ryc. 36. Średnie zasięgi falowania w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego	60
Ryc. 37. Różnice średnich wartości prędkości poziomych dla Jeziora Swarzędzkiego i Wolsztyńskiego	62
Ryc. 38. Zmienność prędkości poziomej w zależności od głębokości dla punktów pomiarowych na Jeziorze Wolsztyńskim.....	63
Ryc. 39. Porównanie prędkości poziomych w punkcie 99 w styczniu i lipcu	64

Ryc. 40. Histogram rozkładu prędkości maksymalnych na określonych głębokościach w Jeziorze Wolsztyńskim.....	64
Ryc. 41. Zmienność prędkości poziomej w zależności od głębokości dla punktów pomiarowych na Jeziorze Swarzędzkim	66
Ryc. 42. Prędkości poziome w punkcie 80 w miesiącach letnich.....	67
Ryc. 43. Histogram rozkładu prędkości maksymalnych na określonych głębokościach w Jeziorze Swarzędzkim	67
Ryc. 44. Średnie prędkości cyrkulacji w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego	69
Ryc. 45. Średnie prędkości cyrkulacji w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego	69
Ryc. 46. Zależność prędkości cyrkulacji od prędkości wiatru dla obu badanych jezior.....	70
Ryc. 47. Wykres ładunków czynnikowych analizy składowych głównych: pr_pion – prędkość prądu w całym pionie pomiarowym, pr_wiatru – prędkość wiatru, rozbieg – rozbieg fali, zasięg - zasięg pionowy falowania.....	70
Ryc. 48. Kierunki i wartości prądów oraz kierunek wiatru w punktach 94 i 95 w listopadzie 2019 roku. Prędkość wiatru w punkcie 94 – 9 km/h, w punkcie 95 – 0 km/h.....	73
Ryc. 49. Kierunki i wartości prądów oraz kierunek wiatru w punktach 64 i 58 w czerwcu 2019 roku. Prędkość wiatru w punkcie 64 – 21 km/h, w punkcie 58 – 15 km/h	74
Ryc. 50. Zmienność sezonowa prądów: A – Jezioro Swarzędzkie, B – Jezioro Wolsztyńskie	75
Ryc. 51. Cyrkulacje wody w Jeziorze Swarzędzkim w czerwcu i listopadzie 2019.....	76
Ryc. 52. Cyrkulacje wody w Jeziorze Wolsztyńskim w czerwcu i listopadzie 2019	77
Ryc. 53. Odchylenie się prądu w prawo od kierunku wiatru, wzrastające z głębokością (pkt 94, październik 2019).....	78
Ryc. 54. Profile średnich prędkości poziomych wody przy braku falowania.....	81
Ryc. 55. Amplitudy chwilowych prędkości poziomych uzyskane metodami ADCP oraz LDA	81
Ryc. 56. Wartości uśrednionych prędkości poziomych na różnych głębokościach profilu pomiarowego i dla różnych wysokości fali.....	82
Ryc. 57. Zmienność uśrednionych prędkości pionowych w zależności od głębokości dla różnych wysokości fali.....	82
Ryc. 58. Sezonowa zmienność widzialności krążka Secchiego w Jeziorach Swarzędzkim i Wolsztyńskim.....	86
Ryc. 59. Schemat działania nefelometru (a) i turbidymetru (b).....	86

Ryc. 60. Zależność pomiędzy mętnością wody a intensywnością echa w Jeziorze Swarzędzkim	88
Ryc. 61. Zależność pomiędzy mętnością wody a intensywnością echa w Jeziorze Wolsztyńskim	89
Ryc. 62. Sezonowa zmienność mętności wody w Jeziorze Wolsztyńskim.....	90
Ryc. 63. Sezonowa zmienność mętności wody w Jeziorze Swarzędzkim.....	90
Ryc. 64. Zróżnicowanie średniej rocznej wartości mętności w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego	91
Ryc. 65. Zróżnicowanie średniej rocznej wartości mętności w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego	92
Ryc. 66. Schemat zróżnicowania wartości produkcji fitoplanktonu z głębokością w jeziorach o różnej trofii (Kajak, 1998).....	93
Ryc. 67. Wykres zmienności mętności ze wzrostem głębokości w punktach pomiarowych 64 i 97 w lipcu 2019 r.....	94
Ryc. 68. Zmienność mętności ze wzrostem głębokości w poszczególnych miesiącach pomiarowych w punkcie 57	94
Ryc. 69. Zmienność mętności ze wzrostem głębokości w poszczególnych miesiącach pomiarowych w punkcie 94	95
Ryc. 70. Turbulencje w powierzchniowej warstwie wody wywołane działaniem wiatru. A – punkt 94, prędkość wiatru 4 km/h, sierpień 2019 r.; B – punkt 94, prędkość wiatru 22 km/h, marzec 2020 r.	96
Ryc. 71. Zmiany mętności w pobliżu dna zbiornika.....	97
Ryc. 72. Wykres ładunków czynnikowych analizy składowych głównych dla mętności w Jeziorze Swarzędzkim: $rozb_gl$ – iloraz rozbiegu fali i głębokości w danym punkcie.....	98
Ryc. 73. Wykres ładunków czynnikowych analizy składowych głównych dla mętności w Jeziorze Wolsztyńskim: $rozb_gl$ – iloraz rozbiegu fali i głębokości w danym punkcie	98
Ryc. 74. Zmienność temperatury, prędkości poziomej oraz intensywności echa wraz z głębokością podczas pomiarów w czerwcu 2019 w punkcie 64 na Jeziorze Swarzędzkim ..	101
Ryc. 75. Sezonowa zmienność przewodności elektrolitycznej [$\mu S \cdot cm^{-1}$] w Jeziorze Swarzędzkim	103
Ryc. 76. Sezonowa zmienność przewodności elektrolitycznej [$\mu S \cdot cm^{-1}$] w Jeziorze Wolsztyńskim.....	104
Ryc. 77. Przewodność elektrolityczna [$\mu S \cdot cm^{-1}$] w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego	105

Ryc. 78. Przewodność elektrolityczna [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego.....	105
Ryc. 79. Zmienność sezonowa średniego stężenia azotanów ze wszystkich stanowisk pomiarowych (z powierzchni i dna) w Jeziorze Swarzędzkim	111
Ryc. 80. Zmienność sezonowa średniego stężenia azotanów ze wszystkich stanowisk pomiarowych (z powierzchni i dna) w Jeziorze Wolsztyńskim.....	111
Ryc. 81. Średnie roczne stężenie fosforanów w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego oraz w Cybinie	114
Ryc. 82. Średnie roczne stężenie fosforanów w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego oraz w Dojcy.....	114
Ryc. 83. Zmienność przestrzenna stężenia chlorków i siarczanów w Jeziorze Swarzędzkim oraz w Cybinie	115
Ryc. 84. Zmienność przestrzenna stężenia chlorków i siarczanów w Jeziorze Wolsztyńskim oraz w Dojcy	116
Ryc. 85. Pionowe zróżnicowanie zmienności sezonowej stężenia chlorków w Jeziorze Swarzędzkim	116
Ryc. 86. Pionowe zróżnicowanie zmienności sezonowej stężenia chlorków w Jeziorze Wolsztyńskim.....	117
Ryc. 87. Zmienność przestrzenna średniego rocznego stężenia sodu i potasu w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego oraz w Cybinie	118
Ryc. 88. Zmienność przestrzenna średniego rocznego stężenia sodu i potasu w poszczególnych punktach pomiarowych Jeziora Wolsztyńskiego oraz w Dojcy.....	119
Ryc. 89. Zmienność sezonowa stężenia wapnia w badanych jeziorach.....	120
Ryc. 90. Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia baru w Jeziorze Swarzędzkim oraz w Cybinie.....	122
Ryc. 91. Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia baru w Jeziorze Wolsztyńskim oraz w Dojcy	122
Ryc. 92. Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia żelaza w Jeziorze Swarzędzkim oraz w Cybinie.....	124
Ryc. 93. Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia żelaza w Jeziorze Wolsztyńskim oraz w Dojcy	124
Ryc. 94. Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia cynku w Jeziorze Swarzędzkim oraz w Cybinie.....	126

Ryc. 95. Zróznicowanie przestrzenne średniego rocznego stężenia cynku w Jeziorze Wolsztyńskim oraz w Dojcy	126
Ryc. 96. Różnice stężeń chlorków pomiędzy powierzchnią i dnem w okresie pomiarowym w Jeziorze Swarzędzkim. Wartości ujemne oznaczają wyższe wartości stężeń przy dnie, wartości dodatnie przy powierzchni.	127
Ryc. 97. Liczba wystąpień prądów charakteryzujących się zmiennym kierunkiem w profilu pomiarowym, określona dla wszystkich ośmiu punktów pomiarowych Jeziora Swarzędzkiego	128
Ryc. 98. Macierz korelacji stężeń pierwiastków i związków chemicznych oraz zasięgu falowania, głębokości, mętności, ilorazu długości rozbiegu fali i głębokości (rozb_gł) w Jeziorze Swarzędzkim. Kolor niebieski oznacza korelację dodatnią, czerwony ujemną; intensywność koloru i rozmiar znaczników siłę korelacji.	129
Ryc. 99. Macierz korelacji stężeń pierwiastków i związków chemicznych oraz zasięgu falowania, głębokości, mętności, ilorazu długości rozbiegu fali i głębokości (rozb_gł) w Jeziorze Wolsztyńskim. Kolor niebieski oznacza korelację dodatnią, czerwony ujemną; intensywność koloru i rozmiar znaczników siłę korelacji.	129