

Baza danych jezior Polski
i jej wykorzystanie w badaniach limnologicznych

Wojciech Sobolewski

Dariusz Borowiak

Magdalena Borowiak

Rajmund Skowron

Baza danych jezior Polski

i jej wykorzystanie w badaniach limnologicznych

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej

Lublin 2014

Autorzy:

dr Wojciech Sobolewski

Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej w Lublinie
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
Zakład Hydrologii

dr hab. Dariusz Borowiak, profesor UG

Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Geografii, Katedra Limnologii
Stacja Limnologiczna w Borucinie

dr Magdalena Borowiak

Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Geografii, Katedra Limnologii

dr hab. Rajmund Skowron

Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu,
Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej

Recenzent:

dr hab. Jarosław Dawidek

Fotografie na okładce: Jeziora: Sołtmany, Śniardwy, Wieckie
Autor zdjęć: Wojciech Sobolewski

Redakcja, projekt graficzny, skład, łamanie:
PICADOR Komunikacja Graficzna s.c.

Copyright © 2014 by PICADOR Komunikacja Graficzna s.c.
Wszelkie prawa zastrzeżone

Wydawca:

PICADOR Komunikacja Graficzna s.c.
21-100 Lubartów, ul. Słowackiego 5a/45
www.picador.com.pl

ISBN 978-83-940746-1-6

**Opracowanie wykonano w ramach projektu badawczego N N306 699940.
Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki
na podstawie umowy nr 6999/B/P01/2011/40.**

Spis treści:

Wstęp	7
Część I. Baza danych jezior Polski	9
Rozdział 1. GIS i bazy danych.....	10
1.1. GIS w hydrologii	11
1.2. GIS w badaniach jezior	12
1.3. Bazy danych	13
1.4. Dane wykorzystane w projekcie.....	16
Rozdział 2. Charakterystyka geograficzna obszaru opracowania	20
2.1. Informacje ogólne.....	20
2.2. Pobrzeża	21
2.3. Pojezierza	25
2.4. Polesie Zachodnie.....	31
Część II. Badania jezior i ich zlewni.....	33
Rozdział 3. Regionalna zmienność wybranych parametrów wód polskich jezior	34
Rozdział 4. Przewodność elektrolityczna właściwa wód.....	50
Rozdział 5. Termika jezior.....	70
5.1. Wprowadzenie.....	70
5. 2. Temperatura wody powierzchniowej	71
5. 3. Pionowa struktura termiczna wody	90
5. 4. Termiczna klasyfikacja jezior Polski.....	117
5.5. Zjawiska lodowe.....	121
Rozdział 6. Właściwości optyczne jezior	133
6.1. Wprowadzenie.....	133
6.2. Środowiskowe uwarunkowania występowania substancji istotnych optycznie	134
6.3. Przezroczystość	136
6.4. Czynniki kształtujące przezroczystość wody	147
6.5. Współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia.....	153
6.6. Zasięg strefy eufotycznej.....	157
Rozdział 7. Stan ekologiczny jezior	161
7. 1. Badania jakości wód jezior.....	161
7. 2. System oceny stanu ekologicznego jezior w Polsce	162
7. 3. Użytkowanie terenu zlewni i stan ekologiczny jezior	164
7. 3. 1. Jeziora w złym stanie ekologicznym.....	166
7. 3. 2. Jeziora w bardzo dobrym stanie ekologicznym.....	170
Podsumowanie	174
Literatura.....	177
Wybrane źródła informacji wykorzystane przy tworzeniu bazy danych jezior Polski.....	190
Spis ilustracji.....	191
Spis tabel.....	196

Wstęp

Książka ta ma na celu zaprezentowanie części zawartości bazy danych przygotowanej w ramach projektu badawczego pt. "Interaktywny atlas limnologiczny, jako podstawa opracowania monografii jezior Polski" finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki (nr proj. N N306 699940) oraz przedstawienie prac dotyczących wybranych parametrów wód jeziornych. Ze względu na fakt, iż jest to baza danych o charakterze geograficznym i ma stanowić pomoc w badaniach naukowych uwzględniających przestrzenny aspekt opisywanych procesów i zjawisk występujących w środowisku przyrodniczym, większość rozdziałów tego opracowania stanowi próbę ukazania geograficznego zróżnicowania wybranych cech charakteryzujących wody polskich jezior.

Baza danych jezior Polski powstała w wyniku współpracy przedstawicieli kilku polskich ośrodków naukowych zajmujących się szeroko pojętymi badaniami limnologicznymi. Autorem projektu opracowania bazy danych polskich jezior i pojezierzy był dr Wojciech Sobolewski z Uniwersytetu Marii Curie Skłodowskiej w Lublinie. W pracach nad zgromadzeniem i przygotowaniem niezbędnych informacji uczestniczyli: prof. dr hab. Adam Choiński i dr Mariusz Ptak z Uniwersytetu Adama Mickiewicza w Poznaniu, prof. dr hab. Jacek Kubiak i dr Sylwia Machula z Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie, dr hab. Dariusz Borowiak, prof. Uniwersytetu Gdańskiego, dr hab. Rajmund Skowron z Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu, dr hab. Włodzimierz Marszelewski, prof. UMK, oraz mgr inż. Jakub Pyka i mgr inż. Konrad Stawecki wchodzący w skład zespołu Instytutu Rybactwa Śródlądowego w Olsztynie, kierowanego przez prof. dr hab. inż. Bogusława Zdanowskiego. Projekt był realizowany na Uniwersytecie Marii Curie Skłodowskiej w Lublinie, który oprócz autora projektu reprezentowali dr Marek Turczyński, dr Stanisław Chmiel oraz mgr Piotr Bednarczyk. W badaniach terenowych, pracach laboratoryjnych i analizie danych lub w opracowaniu rozdziałów tej pracy wzięli udział: dr Bożena Pius z UMK w Toruniu oraz dr Magdalena Borowiak i dr Kamil Nowiński z Uniwersytetu Gdańskiego.

Niniejsze opracowanie jest podsumowaniem etapu prac, który polegał na gromadzeniu, integracji i wykorzystaniu danych historycznych, pochodzących z powszechnie dostępnych źródeł, a w szczególności z materiałów publikowanych przez instytucje państwowe zajmujące się monitoringiem środowiska. Rozdziały dotyczące właściwości optycznych, termiki oraz przewodności elektrolitycznej właściwej wód jeziornych stanowią wynik szczegółowych, indywidualnie zaplanowanych i ukierunkowanych prac badawczych przeprowadzonych przez naukowców wyspecjalizowanych w badaniach limnologicznych. Rozdział zamykający opracowanie dotyczy stanu ekologicznego wybranych jezior. Pełni on rolę podsumowania, ukazując współczesne geograficzne zróżnicowanie jakości wód jezior Polski, w powiązaniu z jednym z najważniejszych parametrów zlewni zasilających jeziora, a mianowicie stopniem użytkowania rolniczego.

Dziękuję wszystkim osobom, które włączyły się do prac nad gromadzeniem informacji, ich czasochłonnym przygotowaniem do umieszczenia w bazie danych, a następnie analizą, opracowaniem wyników i przygotowaniem rozdziałów opisujących wybrane zagadnienia. Chciałbym jednocześnie zwrócić uwagę na fakt, że prac nad bazą danych nie należy traktować za zakończone. Każdy system informacyjny, który ma dobrze służyć użytkownikom, musi stale podlegać weryfikacji, rozbudowie i aktualizacji. Szczególnie dotyczy to naukowych baz danych, gromadzących informacje o tak szerokim zakresie zagadnień, z jakim spotykamy się w badaniach jezior. Celowe jest dalsze prowadzenie prac nad systemem informacji geograficznej polskich jezior oraz nad interaktywnym atlasem, ułatwiającym dostęp do zgromadzonych danych. System ten może stać się w przyszłości efektywnym narzędziem wspierającym badania naukowe, a także wszelkie działania podejmowane w celu poprawy lub zachowania dobrego stanu polskich jezior i pojezierzy.

dr Wojciech Sobolewski,
kierownik projektu badawczego nr N N306 699940

Część I. Baza danych jezior Polski

Baza danych jezior Polski została zaprojektowana, jako system komputerowy, który gromadzi informacje w postaci geometrycznej (przestrzennej) oraz opisowej. Dane o charakterze przestrzennym, to położenie, kształt i wielkość obiektów geograficznych (jezior, systemów rzecznych, zlewni, regionów, obszarów chronionych i jednostek podziału administracyjnego kraju). Dane opisowe mają postać liczbową lub tekstową i charakteryzują obiekty należące do zbiorów danych przestrzennych. W szczególności są to dane meteorologiczne i hydrologiczne, parametry morfometryczne jezior i zlewni, oraz parametry fizyczno-chemiczne wód jeziornych. Tak przygotowana baza danych może być podstawą różnorodnych analiz np. o charakterze klimatologicznym, hydrologicznym, a w szczególności opracowań z zakresu limnologii fizycznej.

Pierwszy etap budowy systemu geoinformatycznego polegał na stworzeniu podstawowego zbioru danych, charakteryzujących jeziora o powierzchni 50 ha lub większej. Tę część zasobów informacyjnych, obejmującą ponad 1000 obiektów, udostępniono uczestnikom projektu w postaci „Interaktywnego atlasu limnologicznego”. Był to zestaw map cyfrowych, zainstalowanych na wyspecjalizowanym serwerze, który umożliwiał łatwy dostęp do bazy danych za pośrednictwem Internetu. Wartości parametrów opisujących poszczególne jeziora zostały zaczerpnięte z „Atlasu jezior Polski” opracowanego pod redakcją Jańczaka (1996, 1997, 1999). W okresie realizacji projektu zebrane dane były stopniowo uzupełniane o charakterystykę form użytkowania terenu, pokrywy glebowej, warunków klimatycznych i hydrologicznych pojezierzy oraz innych elementów środowiska geograficznego. W kolejnym etapie prac powstał rozbudowany rejestr, zawierający wyniki badań jakości wód jeziornych, publikowanych przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska oraz przez ośrodki naukowe biorące udział w projekcie. Zestaw ten składa się z kilku tysięcy zapisów pochodzących z lat 1970 – 2012. Należy zaznaczyć, że nie jest to zbiór kompletny, ale istnieje możliwość jego weryfikacji i uzupełniania. Poszczególne rekordy (wiersze tablic) bazy danych znacznie różnią się liczbą dostępnych parametrów, co może utrudniać ich wykorzystanie w badaniach limnologicznych. Mimo niepełnego dla wielu jezior zakresu dostępnych informacji, dane zebrane przez zespół realizujący projekt stały się podstawą opracowania większości rozdziałów zawartych w drugiej części tej książki.

Dużą zaletą bazy danych jezior Polski jest łatwość rozbudowy o nowe zbiory informacji, które pozwolą na powstanie w przyszłości systemu informatycznego gromadzącego także szczegółowe dane z innych dziedzin związanych z badaniami jezior, takich jak np. hydrobiologia. Umożliwiłoby to poszerzenie grona użytkowników opisywanego systemu, a także planowanie wspólnych badań terenowych i laboratoryjnych oraz tworzenie interdyscyplinarnych opracowań o charakterze naukowym.

Rozdział 1. GIS i bazy danych

1. Systemy Informacji Geograficznej

Systemy Informacji Geograficznej (ang. Geographic Information Systems, GIS) to jedna z wielu technologii informatycznych, które zmieniły sposoby prowadzenia badań naukowych nie tylko w geografii, ale we wszystkich dziedzinach, w których ważne jest poznawanie przestrzeni otaczającej człowieka. GIS to nazwa stosowana powszechnie do określenia systemów informatycznych, których zadaniem jest przechowywanie i przetwarzanie danych geograficznych, lub inaczej mówiąc danych przestrzennych. Rozwiązanie to służy nie tylko do zarządzania bazą danych geograficznych, lecz udostępnia różnorodne narzędzia analiz, między innymi przestrzennych i statystycznych, a także umożliwia tworzenie wizualizacji wyników w postaci tabel, wykresów, animacji i przede wszystkim map. Cechy te wyróżniają GIS spośród innych systemów informacyjnych i sprawiają, że jest coraz powszechniej wykorzystywany w różnych dziedzinach gospodarki, administracji i nauki.

Geograficzne systemy informacyjne w najbardziej rozbudowanej postaci, są to systemy o skomplikowanej strukturze, składające się z wielu elementów, takich jak:

- a) zespół specjalistów potrafiących stosować metody analizy danych geograficznych i tworzyć nietypowe rozwiązania dostosowane do specyfiki realizowanego projektu;
- b) sprzęt komputerowy (stacje robocze, serwery danych, sieci komputerowe, digitizery, skanery i plotery wielkoformatowe, drukarki, pamięci masowe o dużej pojemności itp.);
- c) oprogramowanie, które służy do tworzenia danych przestrzennych, integracji danych z różnych źródeł, weryfikacji i aktualizacji danych, zarządzania zgromadzonymi zasobami informacyjnymi, a przede wszystkim do analizy i wizualizacji danych przestrzennych;
- d) dane geograficzne (przestrzenne) i dane opisowe (liczbowe i tekstowe), charakteryzujące obiekty znajdujące się w bazie danych geograficznych.

GIS jest dostępny na wielu platformach sprzętowych, od komputera osobistego tworzącego pojedyncze stanowisko pracy (tzw. desktop GIS) do rozbudowanych systemów sieciowych i urządzeń typu mainframe mogących obsługiwać wielkie korporacje lub agencje rządowe. Koszty tworzenia systemów geoinformacyjnych mogą różnić się znacznie, od niewielkich kwot dla pojedynczego komputera z zainstalowanym prostym pakietem oprogramowania umożliwiającemu przeglądanie i najprostsze analizy, do wielomilionowych nakładów przeznaczonych na budowę systemów do skomplikowanych analiz obejmujących obszary wielkich miast, regionów, kraju lub kontynentu. Zastosowania GIS obejmują najczęściej inwentaryzację zasobów (np. środowiska naturalnego), zarządzanie obiektami (np. siecią transportową, energetyczną), przechowywanie, aktualizację i udostępnianie dokumentacji (np. ewidencja gruntów), planowanie przestrzenne (np. analiza lokalizacji projektowanych obiektów) i wiele innych zadań.

Ważną cechą GIS są rozbudowane możliwości analityczne. Dzięki nim możliwe jest przetwarzanie istniejących zasobów i uzyskiwanie poprzez ich analizę zupełnie nowych jakościowo danych, a więc nie powielanie, ale generowanie nowej informacji. Pozyskiwanie danych dla systemów geoinformacyjnych może być realizowane poprzez skanowanie i digitalizację istniejących map, wprowadzanie danych opisowych lub odczyt istniejących plików danych (np. pochodzących z urządzeń pomiarowych). Wiele pakietów GIS pozwala na sprawny import danych z plików tworzonych przez arkusze kalkulacyjne i inne oprogramowanie biurowe. Coraz częściej wymiana danych odbywa się poprzez łącza lokalne lub za pośrednictwem globalnej sieci komputerowej. W ostatnich latach pojawia się coraz więcej serwerów wyspecjalizowanych w udostępnianiu różnorodnych informacji o środowisku, w tym także danych geograficznych w postaci map, zdjęć lotniczych, obrazów satelitarnych itp.

1.1. GIS w hydrologii

Systemy Informacji Geograficznej stały się ważnym i bardzo użytecznym narzędziem badań nad środowiskiem naturalnym. Jedną z nauk przyrodniczych, która intensywnie wykorzystuje systemy geoinformatyczne, jest hydrologia. Coraz powszechniej woda jest uważana za jedno z najcenniejszych dóbr, jakimi dysponuje człowiek. Przewidywane zmiany klimatu i rosnące zapotrzebowanie na ten surowiec wymagają wiedzy na temat istniejących zasobów i przebiegu procesów zachodzących w hydrosferze. Woda jest w ciągłym ruchu, a jej dostępność zmienia się w poszczególnych etapach cyklu hydrologicznego. Zmiany te mają nie tylko charakter czasowy, lecz także przestrzenny. Prowadzenie badań hydrologicznych przy użyciu odpowiednio skonstruowanych systemów informacji geograficznej pozwala uwzględnić wszystkie aspekty występowania wody w środowisku przyrodniczym. Początkowo było to głównie narzędzie do analiz uwzględniających jedynie przestrzenne relacje hydrologiczne. Współczesne platformy GIS mają coraz większe możliwości obliczeniowe i pozwalają na wykonanie analiz danych w postaci długich ciągów czasowych opisujących zdarzenia hydrologiczne. W ten sposób stają się one narzędziem analiz dynamicznych.

Nowoczesne systemy geoinformacyjne mają możliwość korzystania z informacji gromadzonych w bazach danych innych podmiotów, np. instytucji prowadzących monitoring terenowy. Dane te są udostępniane za pośrednictwem serwerów i sieci komputerowych. Możliwe staje się przetwarzanie danych w czasie rzeczywistym, a wyniki analiz mogą być dostępne w bardzo krótkim czasie po wystąpieniu obserwowanych zdarzeń. Wartości mierzone punktowo, np. w stacjach meteorologicznych, są zwykle wykorzystane do tworzenia obrazów geograficznego zróżnicowania takich zjawisk, jak opady atmosferyczne czy parowanie. Wykorzystuje się w tym celu metodę wieloboków Thiessena (znanych też, jako wieloboki równego zadeszczenia) lub różne metody interpolacji udostępniane w oprogramowaniu do analiz przestrzennych (Sobolewski 2001).

GIS jest doskonałym narzędziem do badania różnego rodzaju zjawisk i procesów zachodzących w środowisku naturalnym. Przykładem może być zestawienie bilansu wodnego

go, który dotyczy zawsze pewnego ściśle określonego obszaru (zazwyczaj zlewni). Obieg wody na takim obszarze polega na zestawieniu przychodów wody (opad, dopływ) i jej rozchodów (parowanie, odpływ). Istotną cechą systemów geoinformacyjnych jest możliwość przestrzennego zróżnicowania badanego obszaru, uwzględniającego jego niejednorodność. W przypadku zlewni jest to zróżnicowanie warunków hydrologicznych spowodowanych budową geologiczną, pokrywą glebową, formami użytkowania terenu itp. Wszystkie wielkości składowe bilansu wodnego, które są mierzone lub obliczane, mogą być przedstawione w postaci warstw informacyjnych, a użytkownik może je poddawać analizom lub wizualizować na różne sposoby, w celu zaprezentowania uzyskanych wyników (Sobolewski 2002).

Coraz lepsza dostępność danych topograficznych i hydrologicznych w postaci cyfrowej oraz możliwość prowadzenia nawet skomplikowanych obliczeń w oprogramowaniu GIS pozwala stosować tego typu systemy informatyczne w modelowaniu hydrologicznym. Możliwe jest obliczanie odpływu ze zlewni, stanowiącego reakcję na zmierzony lub prognozowany opad, ustalenie wielkości i czasu przejścia fali wezbraniowej na wskazanym odcinku rzeki, czy też wyznaczenie terenów zagrożonych zalaniem podczas powodzi. Wymienione tu możliwości można wykorzystać do tworzenia i analizy różnych scenariuszy przebiegu zdarzeń i planowania akcji ratunkowych. Woda stanowi naturalne medium przenoszące materiał skalny, zawiesiny i substancje rozpuszczone, dlatego często wykorzystuje się GIS i modele hydrologiczne w celu ustalenia źródeł oraz dróg transportu różnych substancji, w tym także zanieczyszczeń stanowiących zagrożenie dla środowiska naturalnego (Dawidek, Sobolewski 2007).

Znaczna część zasobów wody słodkiej to wody podziemne. Są to zwykle wody o wysokiej jakości, co sprawia, że wykorzystuje się je na wielką skalę do zaopatrzenia gospodarstw domowych. Wraz ze wzrostem liczby ludności na świecie, zapotrzebowanie na wody podziemne rośnie. W wielu miejscach zasoby podziemne eksploatowane są w nadmierny sposób, co prowadzi do powstawania rozległych lejów depresyjnych, a na ich obszarze dochodzi do wysychania studni, zaniku źródeł i górnych odcinków rzek. Sytuacja taka wymaga kontroli i ochrony dostępnych zasobów wodnych. W tym celu można wykorzystać modele hydrogeologiczne, które coraz częściej mają możliwość współpracy z oprogramowaniem GIS. Takie modelowanie może się jednak okazać zadaniem jeszcze bardziej skomplikowanym niż stworzenie modelu wód powierzchniowych, ze względu na konieczność opisu przestrzeni trójwymiarowej i uwzględnienie niekiedy bardzo skomplikowanych warunków geologicznych terenu (Dawidek i in. 2012). W takich sytuacjach skorzystanie z systemu geoinformacyjnego i odpowiednio zaprojektowanej bazy danych staje się konieczne.

1.2. GIS w badaniach jezior

Zagadnienia związane z możliwością i sposobem wykorzystania systemów geoinformacyjnych w badaniach jezior zostały opisane przez Urbańskiego i Kryła-Straszewską (2010). Uzasadniają oni użycie GIS w monitoringu i badaniach jezior takimi czynnikami, duża liczba badanych obiektów, ich różnorodność i wzajemne związki z pokryciem i użytkow-

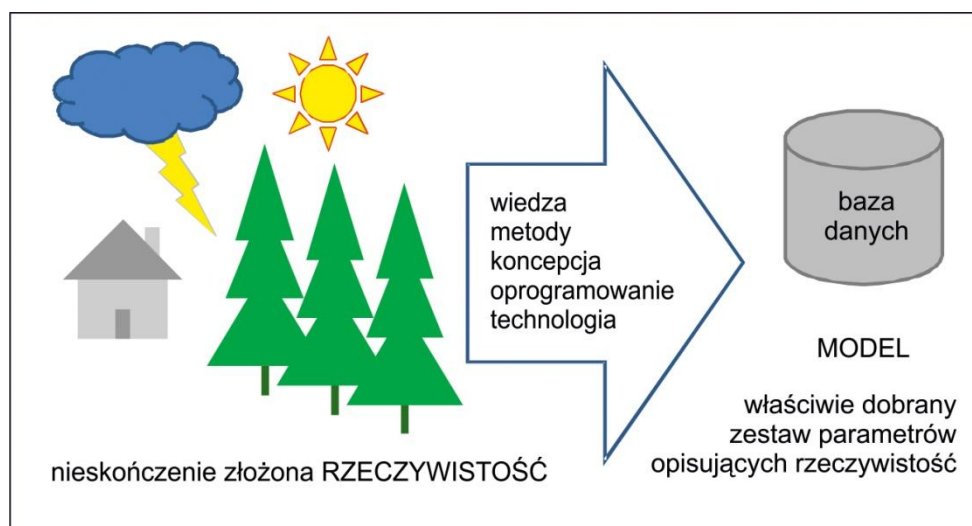
waniem terenu, a także z siecią rzeczną oraz obszarami chronionymi. Stwierdzają także, że narzędzie to może być zastosowane we wszystkich aspektach limnologii, począwszy od badania warunków fizycznych i chemicznych, po analizę procesów biologicznych i ekologicznych. Autorzy skupili się na szczegółowym omówieniu możliwości analizy geograficznej jezior. Zaprezentowali sposób tworzenia modelu geoinformacyjnego jezior, opisali dostępne źródła danych o jeziorach Polski, przedstawili metody technicznej realizacji konkretnych zadań związanych z tworzeniem modelu jeziora, takich jak wyznaczanie zlewni bezpośredniej i pośredniej, obliczanie parametrów morfometrycznych jeziora i tworzenie cyfrowego planu batymetrycznego jeziora. Autorzy zwrócili także uwagę na zagadnienie geoinformacyjnego modelowania procesów fizycznych, opisując tworzenie map parametrów falowania i map wyznaczających obszary resuspensji osadu z dna. Wskazali także możliwości wykorzystania zdjęć satelitarnych w monitoringu jezior, prezentując procedury tworzenia map statystyk temperatury i map rozkładu temperatury oraz map przezroczystości wody w jeziorach.

1.3. Bazy danych

W obecnych czasach obserwujemy intensywny rozwój różnorodnych metod obserwacji środowiska i zbierania danych. Często modyfikowane są zarówno sposoby bezpośrednich pomiarów, jak i metody teledetekcyjne. Danych przybywa w znacznym tempie. W każdej chwili, w wielu miejscach naszej planety pozyskiwane są różnorodne informacje dotyczące lokalizacji i rozmiaru obserwowanych obiektów, nasilania zjawisk, takich jak parowanie czy opad atmosferyczny, przebiegu zdarzeń, takich jak wahania rzędnej zwierciadła wody w jeziorze, zmiany przepływu w profilach kontrolnych rzek, zmiany cech fizycznych i chemicznych wód powierzchniowych i podziemnych, a także wielu innych informacji opisujących przedmiot prowadzonych badań. Większość pozyskiwanych współcześnie danych zapisywana jest w postaci cyfrowej i wymaga zastosowania wydajnych metod przetwarzania zbiorów zapisanych w pamięci masowej komputerów. Służą do tego systemy zarządzania bazami danych (ang. Data Base Management Systems, DBMS). Oprogramowanie to coraz częściej dysponuje odpowiednio zaprojektowanymi mechanizmami do zapisu i przetwarzania nie tylko danych oposowych (liczbowych i tekstowych), ale także danych przestrzennych (geograficznych), określających położenie, wielkość i kształt obiektów. Narzędzia takie mogą stanowić ważny element rozbudowanych systemów geoinformacyjnych. Z powodzeniem współpracują one z oprogramowaniem GIS, zwiększając jego wydajność i umożliwiając pracę ze znacznie większą ilością danych.

Projektowanie i tworzenie baz danych jest ważnym zagadnieniem. Jego realizacja może pochłoniąć znaczną ilość czasu i wysiłku zaangażowanego w rozwój całego projektu. Gdy instytucja lub organizacja rozpoczyna gromadzenie informacji ważnych dla jej działalności, projektuje bazę danych, która ma bezpiecznie funkcjonować przez wiele lat. Biorąc pod uwagę czynniki niezawodności działania i bezpieczeństwa danych, należy stosować tylko rozwiązania pewne i sprawdzone. Ważne jest także, aby bazy danych geograficznych postrzegać, jako więcej niż zwykły magazyn informacji. Te specyficzne struktury danych

powinny być wykorzystane do zapisania określonych rodzajów informacji o rzeczywistości w taki sposób, który jest zgodny z wymaganiami użytkowników. Bazy danych należy traktować, jako reprezentację lub model świata (ryc. 1.1) opracowany do bardzo specyficznych zastosowań.



Ryc. 1.1. Schemat przetworzenia rzeczywistości na jej abstrakcyjny model w postaci bazy danych.

Bazy danych są coraz częściej wykorzystywane w badaniach hydrologicznych. Dzieje się tak na skutek konieczności prowadzenia analiz długich ciągów danych historycznych oraz danych zbieranych aktualnie przy wykorzystaniu nowoczesnego sprzętu, pozwalającego rejestrować duże ilości parametrów z coraz większą częstotliwością. Zarządzanie dużą ilością informacji wymaga zastosowania odpowiednich środków technicznych. Również udostępnianie zgromadzonych danych powinno odbywać się w sposób zorganizowany, bezpieczny dla właściciela danych i wygodny dla użytkownika, co zapewnia oprogramowanie DBMS. Jeziora są istotnym elementem cyklu hydrologicznego. Podwyższają one zasobność wodną regionu, wpływają na lokalny klimat, a dodatkowo urozmaicają krajobraz i podnoszą jego atrakcyjność turystyczną. Umożliwiają także prowadzenie działalności gospodarczej polegającej na hodowli i połowie ryb, a więc mają znaczenie gospodarcze. Szerokie zainteresowanie społeczeństwa jeziorami i ich otoczeniem powoduje potrzebę organizowania dostępu do różnorodnej informacji na ich temat przy użyciu nowoczesnych i wydajnych mediów, co potwierdza wiele przykładów ze świata (Sobolewski, Turczyński 2010). Najbardziej znanymi bazami danych, dostarczającymi informacji o jeziorach są:

- World Lake Database to baza danych, w której zebrano wiele informacji o środowisku naturalnym oraz otoczeniu społecznym i ekonomicznym jezior leżących w różnych częściach świata. Baza ta jest jednym z elementów rozbudowanego serwisu informacyjnego redagowanego przez International Lake Environment Committee. ILEC powstał w roku 1986, a jego naczelnym zadaniem jest propagowanie zrównoważonego zarządzania jeziorami i zbiornikami wodnymi świata.

- Global Lakes and Wetlands Database (GLWD) to baza danych, która jest wynikiem współpracy między Center for Environmental Systems Research (CESR) Uniwersytetu w Kassel (Niemcy) i organizacją WWF (dawny World Wildlife Fund). Bazy danych zostały utworzone w wyniku połączenia danych pochodzących od różnych dostawców, takich jak Environmental Systems Research Institute (ESRI), UNEP World Conservation Monitoring Centre (UNEPWCMC) i innych. Integracja dostępnych źródeł danych dotyczących jezior i terenów podmokłych w skali globalnej umożliwiła stworzenie bazy danych, która składa się z trzech warstw informacyjnych, różniących się szczegółowością danych i ilością opisanych obiektów (Lehner, Döll 2004).
- Atlas of Alberta Lakes jest internetową wersją drukowanego atlasu jezior prowincji Alberta (Kanada) opracowanego przez wydawnictwo Uniwersytetu Alberta w Edmonton w 1990 roku (Mitchel, Prepas 1990). Wersja elektroniczna powstała później i jest dostępna w Internecie. Twórcom udało się zachować daleko idące podobieństwo obu wersji atlasu. Wersja internetowa zawiera dodatkowo funkcje wyszukiwania obiektów interesujących użytkownika. Udostępnione zasoby informacyjne obejmują opis zlewni, plan batymetryczny misy jeziornej, zestawienie najważniejszych wskaźników morfometrycznych, a także komentarz dotyczący jakości wody i charakterystyki biologicznej opisywanego obiektu.
- Great Lakes Information Network to przedsięwzięcie, którego zadaniem jest publikowanie danych i informacji dotyczących obszarów położonych w regionie Wielkich Jezior. Serwis internetowy GLIN zawiera cztery części. Jedną z nich jest portal publikujący mapy Wielkich Jezior i powiązane z nimi dane przestrzenne. Kolejne elementy serwisu to strony umożliwiające pobieranie danych przez zainteresowanych użytkowników, galeria zdjęć jezior i ilustracji sporządzonych na podstawie zgromadzonych danych oraz zbiór linków internetowych do zewnętrznych źródeł informacji o Wielkich Jeziorach.
- Serwis internetowy „Lakefinder” opracowany przez Departamentu Zasobów Naturalnych stanu Minnesota, w którym obok podstawowych danych o jeziorach można znaleźć wyniki pomiarów stanów wody, dane dotyczące klimatu, informacje o jakości i przeźroczystości wody, mapy topograficzne, plany batymetryczne, informacje dla wędkarzy, turystów, myśliwych, a także bazę danych dotyczącą gospodarki rybackiej prowadzonej na poszczególnych jeziorach, wraz z wykazem występujących gatunków, liczbą i wagą łowionych ryb, a nawet informacją o możliwości lub zakazie spożywania niektórych gatunków ryb.

Powyższe przykłady pokazują, że obszary, dla których opracowuje się serwisy informacyjne o jeziorach, mogą być bardzo różne. Bazy danych mogą zawierać informacje o obiektach z całego świata, z wybranego regionu, lub nawet o pojedynczym akwenie, jak w przypadku jeziora Balaton na Węgrzech, czy jeziora Kinneret w Izraelu. Serwisy zajmujące się jeziorami świata, gromadzą informacje przeglądowe, zgeneralizowane i uśrednione, opracowane na podstawie wieloletnich obserwacji. Lokalne serwisy i bazy danych, opisujące pojedyncze obiekty, lub niewielkie ich grupy, mogą pozwolić sobie na publikację informacji szczegółowych, a nawet aktualizować je z dużą częstotliwością, gdyż zwykle czerpią dane

z własnych obserwacji terenowych. Na ogół udostępniają one szeroki zakres parametrów opisujących stan pogody, czystość wód, ogłaszają komunikaty o możliwości uprawiania różnych form rekreacji na obiektach, które znajdują się w kręgu zainteresowania użytkowników.

Z punktu widzenia przydatności do celów naukowych, korzystne jest stworzenie serwisu o średniej wielkości, obejmującego obszar kraju. Projekt stworzenia bazy danych i systemu geoinformacyjnego dla polskich jezior dotyczy właśnie takiej skali opracowania. Proponowane rozwiązanie może integrować ośrodki naukowe, tworząc dogodne warunki do wymiany informacji i doświadczeń, wspólnego planowania i prowadzenia badań, efektywnego wykorzystania posiadanych urządzeń laboratoryjnych i sprzętu służącego do pomiarów terenowych. Internetowa platforma komunikacyjna umożliwia tworzenie wspólnego zbioru danych, a dostęp do zasobów informacyjnych opisujących jeziora całego kraju umożliwia tworzenie ponadregionalnych opracowań, ukazujących indywidualne cechy pojezierzy, zróżnicowanie warunków funkcjonowania poszczególnych jezior lub systemów rzeczno-jeziornych, a także kierunki i przyczyny zmian jakości wód jezior i wiele innych problemów.

1.4. Dane wykorzystane w projekcie

Prace nad geograficzną bazą danych jezior Polski rozpoczęto od gromadzenia i integracji danych pochodzących z różnych źródeł. Cyfrowe zbiory zawierające różnego rodzaju informacje przetwarzano tak, aby powstała jednolita i spójna baza danych przestrzennych i opisowych. W skład podstawowego zbioru danych weszły dane klimatyczne i hydrologiczne, mapa glebowa, dane o pokryciu terenu, wektorowe mapy topograficzne, modele terenu SRTM, obrazy rejestrowane przez satelity serii Landsat, dane opisujące granice parków narodowych, rezerwatów przyrody, obszarów chronionego krajobrazu i obszarów Natura 2000, granice podziału regionalnego wg Kondrackiego (2011) i granice podziału administracyjnego.

Dane meteorologiczne zostały pozyskane z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, oraz zasobów danych European Climate Assessment and Database (ECA&D). Zbiór ten powstał w ramach projektu European Climate Assessment (ECA), który został zainicjowany w 1998 roku przez międzynarodową organizację EUMETNET/ECSN (European Climate Support Network). Celem tego przedsięwzięcia było utworzenie bazy danych zawierającej zestaw wyników codziennych obserwacji, potrzebnych do monitorowania i analizowania zmian klimatycznych i pogodowych zdarzeń ekstremalnych. EUMETNET to sieć zrzeszająca 31 krajowych służb meteorologicznych z siedzibą w Brukseli, a udział w projekcie wzięły 34 kraje europejskie. Szczegółowe informacje o opracowanym przez międzynarodowy zespół projektu ECA zbiorze danych termicznych i opadowych dla Europy podają Klein Tank i in. (2002). W pierwszym etapie realizacji projektu, mającym na celu stworzenie bazy danych i atlasu jezior Polski nie użyto danych z codziennych obserwacji. Wykorzystano natomiast dane ECA&D, z kilkunastu wybranych polskich stacji meteo-

rologicznych, zawierające szereg obliczonych wskaźników opisujących parametry opadów atmosferycznych i temperatur powietrza.

Dane hydrologiczne z lat 1986 - 2005 zostały udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Obejmują one kilkanaście zlewni pojezierzy znajdujących się na obszarze północnej i wschodniej Polski. Na podstawie informacji o codziennych przepływach wybranych rzek opracowane zostały charakterystyki systemów rzecznych obszarów pojezierzych uśrednione dla okresów dwudziestoletnich.

Do zbioru danych przestrzennych włączone zostały także cyfrowe arkusze map topograficznych w skali 1:50 000 w układzie UTM, znane jako VMap2 lub VMap Level 2 oraz cyfrowe arkusze map topograficznych 1:10 000, które zostały udostępnione przez Centralny Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej w Warszawie. Są to dane aktualizowane na bieżąco, więc należy je uznać za najbardziej miarodajne spośród wszystkich istniejących danych cyfrowych i analogowych. Projekt VMap rozpoczęto z inicjatywy Wojskowej Agencji Kartograficznej Sił Zbrojnych USA. Jednym z jego celów było opracowanie zestawów cyfrowych danych geograficznych o kilku poziomach szczegółowości. VMap2 jest bazą danych geometrycznych, uzupełnioną przez bazę danych opisowych o obiektach i ich atrybutach. Szczegółowość danych jest właściwa dla mapy w skali 1:50 000. Dla obszaru Polski opracowanie takie powstało po roku 2000. Materiałem podstawowym, użytym w procesie jego tworzenia były diapozytywy wojskowej mapy topograficznej w skali 1:50 000. Dane zawarte w zasobach Vmap2 podzielono na grupy tematyczne, obejmujące różne typy obiektów, jak aeronautyka (lotniska, lądowiska itp.), fizjografia, granice administracyjne, hydrografia, budynki, tereny zabudowane, linie przesyłowe, parki, skwery, boiska i place sportowe, przemysł (m. in. zakłady przemysłowe, kopalnie, elektrownie), roślinność, transport. Z punktu tworzenia bazy danych jezior Polski najbardziej interesującą kategorią jest hydrografia, na którą składają się między innymi warstwy tematyczne opisujące jeziora, zbiorniki wodne oraz sieć wód płynących. Zbiór podstawowych danych wektorowych został uzupełniony przez cyfrowe warstwy informacyjne prezentujące granice administracyjnego podziału Polski, granice podziału regionalnego opracowanego przez Kondrackiego (2011) oraz granice obszarów prawnie chronionych (parków narodowych, rezerwatów przyrody, obszarów chronionego krajobrazu i obszarów Natura 2000).

Dane dotyczące warunków glebowych pobrzeży i pojezierzy są częścią bazy danych Soil Geographical Database. Jest to opracowanie, którego realizację rozpoczęto w 1985 roku, kiedy Komisja Wspólnot Europejskich opublikowała mapę glebową w skali 1:1 000 000. Mapę tę poddano digitalizacji w 1986 roku, w celu włączenia jej do projektu CORINE (Co-ORDination of INformation on the Environment). Opracowany zbiór danych nazwano Soil Geographical Data Base of the EC. W następnych latach, w wyniku kolejnych projektów, dane były uzupełniane i rozszerzano ich zakres przestrzenny. W ten sposób powstały trzy nowe wersje bazy danych. Obecnie dostępna jest wersja 4, obejmująca kraje Unii Europejskiej, kraje sąsiadujące z UE od wschodu. Celem opracowania zbioru danych Soil Geographical Database w skali 1:1 000 000 jest dostarczenie użytkownikom ujednoliconego zestawu parametrów glebowych o zasięgu obejmującym całą Europę i kraje basenu Morza Śródziemnego. Parametry te mają być wykorzystywane w agrometeorologii i w modelowaniu

środowiska na poziomie regionalnym, krajowym lub kontynentalnym. Dodatkowo pokrywa glebowa obszaru badań jest opisywana przez trzy archiwalne opracowania krajowe. Pierwsze z nich, to Mapa gleb Polski z 1974 roku w podziałce 1 : 1 000 000, drugim jest Mapa glebowo – rolnicza z 1975 roku w skali 1 : 1 000 000, przedstawiająca kompleksy rolniczej przydatności gleb, typy gleb oraz rodzaje i gatunki gleb, trzecie opracowanie to Mapa gleb Polski według nomenklatury FAO z 1984 roku w skali 1 : 2 000 000.

Ważnym elementem opisywanego systemu informacji geograficznej jest Baza danych CORINE Land Cover. Realizację projektu CORINE rozpoczęto w latach 90. XX w. Jego założeniem było gromadzenie aktualnych informacji o sposobach użytkowania ziemi i formach pokrycia terenu w krajach należących do Unii Europejskiej w celu realizacji polityki ochrony i kształtowania środowiska. W pierwszym etapie realizacji projektu opracowano dane z roku 1990. Źródłem informacji były zdjęcia satelitarne wykonane za pomocą skanera TM (Thematic Mapper), umieszczonego na pokładzie satelity należącego do serii Landsat. Dla obszaru Polski opracowano zestaw danych zawierający informacje o formach pokrycia terenu w podziale na 44 kategorie (Baranowski, Ciołkosz 1997). Instytucją odpowiedzialną za realizację projektu CORINE Land Cover w Polsce jest Główny Inspektorat Ochrony Środowiska. W latach 2000 i 2006 dokonano aktualizacji bazy CORINE Land Cover. Technologia aktualizacji polegała na analizie i interpretacji obrazów satelitarnych w celu utworzeniu bazy danych o pokryciu terenu w roku 2000 i bazy danych zmian pokrycia terenu w latach 1990-2000. W drugim etapie rozbudowy bazy danych CORINE przeprowadzono aktualizację danych dla roku 2006 i opracowano informację o zmianach pokrycia terenu w latach 2000 - 2006. Dokładność danych CORINE odpowiada skali mapy 1 : 100 000. Dane opisujące formy użytkowania ziemi i pokrycia terenu miały być wykorzystane podczas prac związanych z planowaniem sieci obszarów chronionych, wdrożeniem nowego systemu zarządzania jakością wód oraz opracowaniem analiz wpływu różnorodnych zjawisk, procesów i obiektów na środowisko naturalne. Zgodnie z założeniami projektu CORINE Land Cover, przyjętymi przez Unię Europejską, dane te są udostępniane wszystkim podmiotom zainteresowanym kształtowaniem i ochroną środowiska (Bielecka 2003).

Ostatnią grupą danych przestrzennych wykorzystanych w systemie geoinformacyjnym jezior i obszarów pojezierzy były materiały teledetekcyjne, czyli zdjęcia satelitarne i cyfrowy model terenu. Wielospektralne obrazy przedstawiające powierzchnię terenu pochodzą z satelitów serii Landsat wyposażonych w skanery ETM+. Urządzenia te pozwalają rejestrować w kilku pasmach odbite od powierzchni Ziemi promieniowanie widzialne z rozdzielczością 30 m i promieniowanie podczerwone z rozdzielczością 60 m, a także wykonywać zdjęcia panchromatyczne o podwyższonej rozdzielczości wynoszącej 15 m. Cyfrowy model terenu, którego fragment wykorzystano w bazie danych jezior Polski, został opracowany i udostępniony przez agencję NASA i US Geological Survey. W lutym 2000 roku przeprowadzono jedenastodniową misję promu kosmicznego Endeavour oznaczoną, jako SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Miała ona na celu przeprowadzenie interferometrycznego radarowego skanowania powierzchni Ziemi. Uzyskane w wyniku tej misji interferogramy pozwoliły na uzyskanie modelu powierzchni terenu dla ponad 80% powierzchni kuli ziemskiej z rozdzielczością wynoszącą około 30 m (Karwel, Ewiak 2006). Dane SRTM

obejmujące obszar Europy i mające rozdzielczość zmniejszoną do 90 m, są dostępne publicznie od listopada 2003 roku na serwerze FTP należącym do USGS.

Część geograficzna bazy danych jezior Polski została uzupełniona przez dane opisowe. Jest to zestaw parametrów morfometrycznych mis jeziornych (Jańczak 1997), oraz dane o jakości wód (pochodzące w większości z materiałów publikowanych przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska w Białymstoku, Bydgoszczy, Gdańsku, Lublinie, Olsztynie, Poznaniu, Szczecinie i Zielonej Górze w latach 1980-2012). Dla wybranych jezior Pojezierza Południowopomorskiego i Pojezierza Zachodniopomorskiego wykonano patrolowe badania terenowe, a dla większości jezior o powierzchni ponad 50 ha na obszarze Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego przeprowadzono systematyczne badania w trzech seriach: wiosennej, letniej i jesiennej. Cennymi źródłami informacji opisowych, uzupełniających dane geograficzne, są także materiały drukowane w postaci map, atlasów, katalogów i opracowań książkowych. Należy tu wymienić Atlas jezior Polski pod redakcją Jańczaka (1996, 1997, 1999) oraz Katalog jezior Polski (Choiński 2006).

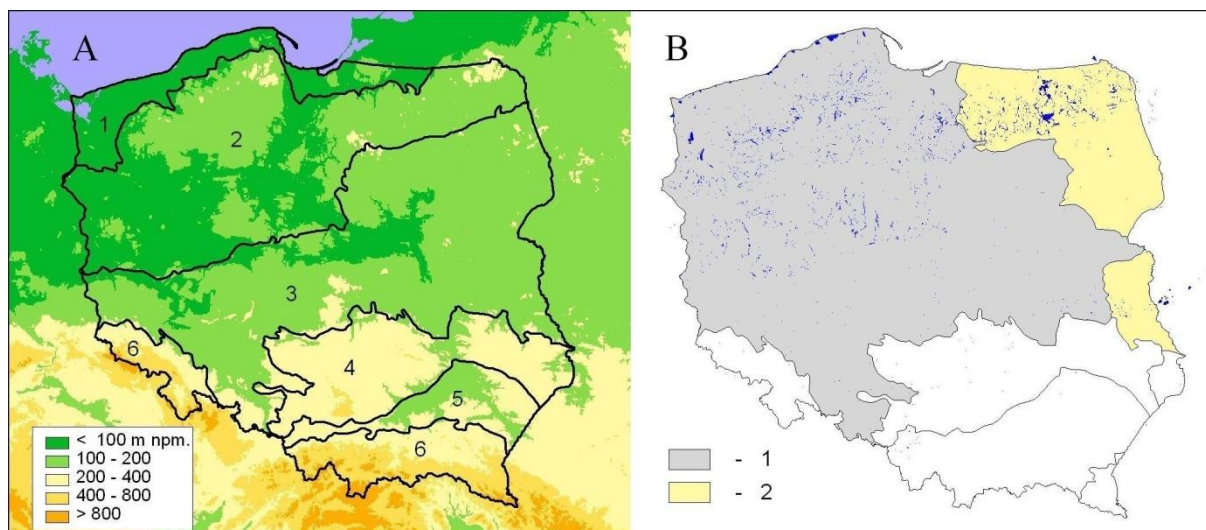
Atlas jezior Polski, to publikacja trzytomowa. Poszczególne tomy zawierają informacje o jeziorach o powierzchni powyżej 10 ha, leżących w różnych regionach kraju. Informacje zamieszczone w każdym z tomów zostały zgrupowane w trzech częściach. Pierwszy, to plany batymetryczne jezior, które były w większości opracowane przez Instytut Rybołówstwa Śródlądowego w latach 1950–1960, lub przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej w okresie późniejszym. Kolejne rozdziały to rozbudowane tabele zawierające szeroki zakres wskaźników morfometrycznych i parametrów fizycznych i chemicznych wód wybranych jezior, a także informacje zmianach poziomu jezior. Urbański i Kryła-Straszewska (2010) uznają to opracowanie za najbardziej kompletny zbiór danych analogowych dotyczący polskich jezior.

Katalog jezior Polski został opracowany w formie tablic, w których zostały zestawione podstawowe parametry jezior o powierzchni 1 ha lub większej. Wśród opublikowanych parametrów znajduje się powierzchnia jeziora, wysokość położenia zwierciadła wody wyrażona w metrach n.p.m., objętość, głębokość średnia i głębokość maksymalna i klasa czystości wód. Katalog zawiera także zestaw map rozmieszczenia jezior, umożliwiających ich zidentyfikowanie i odnalezienie właściwego zestawu parametrów w tabelach.

Rozdział 2. Charakterystyka geograficzna obszaru opracowania

2.1. Informacje ogólne

Na obszarze Polski można wskazać kilka krain geograficznych, w których występują duże skupiska jezior. Są to pobrzeża charakteryzujące się spokojną rzeźbą powierzchni i niewielkim wzniesieniem ponad poziom morza, urozmaicone pod względem krajobrazowym pojezierza o młodoglacjalnej rzeźbie, rozległe i wcięte w podłoże pradoliny wykorzystywane przez współczesną sieć hydrograficzną oraz liczne równiny (np. Gryficka i Nowogardzka w północno-zachodniej części pasa pojezierzy, Torzymska i Gorzowska na zachodzie, Wrzesińska i Kościańska na południu, czy Łęczyńsko-Włodawska na wschodzie). Studiując położenie tych regionów na tle mapy hipsometrycznej łatwo zauważyć, że obszary występowania jezior związane są z przede wszystkim z niziną częścią Polski, czyli z obszarami należącymi do dwóch wielkich prowincji podziału regionalnego Europy, a mianowicie do Nizy Środkowoeuropejskiego i Nizy Wschodniobałtycko – Białoruskiego (ryc. 2.1).



Ryc. 2.1. Pasowość stref podziału fizjograficznego Polski (A):

1 – pobrzeża, 2 – pojezierza, 3 – niziny środkowopolskie, 4 – wyżyny, 5 – kotliny, 6 – góry;

Położenie jezior na tle głównych jednostek podziału regionalnego (B):

1 – Niz Środkowoeuropejski, 2 – Niz Wschodniobałtycko – Białoruski.

Jedną z głównych i łatwo zauważalnych cech ukształtowania powierzchni Polski jest pasowy układ jednostek podziału regionalnego. Północną i środkową część kraju zajmują niziny, wśród których można wydzielić strefę nizin nadmorskich, czyli pas pobrzeży, pas pojezierzy, oraz pas nizin środkowopolskich. Na południowym wschodzie rozciąga się pas wyżynny i strefa obniżen podgórskich, zaś najdalej na południe wysunięta strefa, to pasma Sudetów i Karpat. Polskę uznaje się za kraj w większości nizinny, gdyż ponad 70% jej powierzchni to obszary leżące na wysokości do 200 m n.p.m. Niziny sięgają od wybrzeża Morza Bałtyckiego na północy, aż po stoki leżących na południu kraju Sudetów i pasa wyżyn (ryc. 2.1).

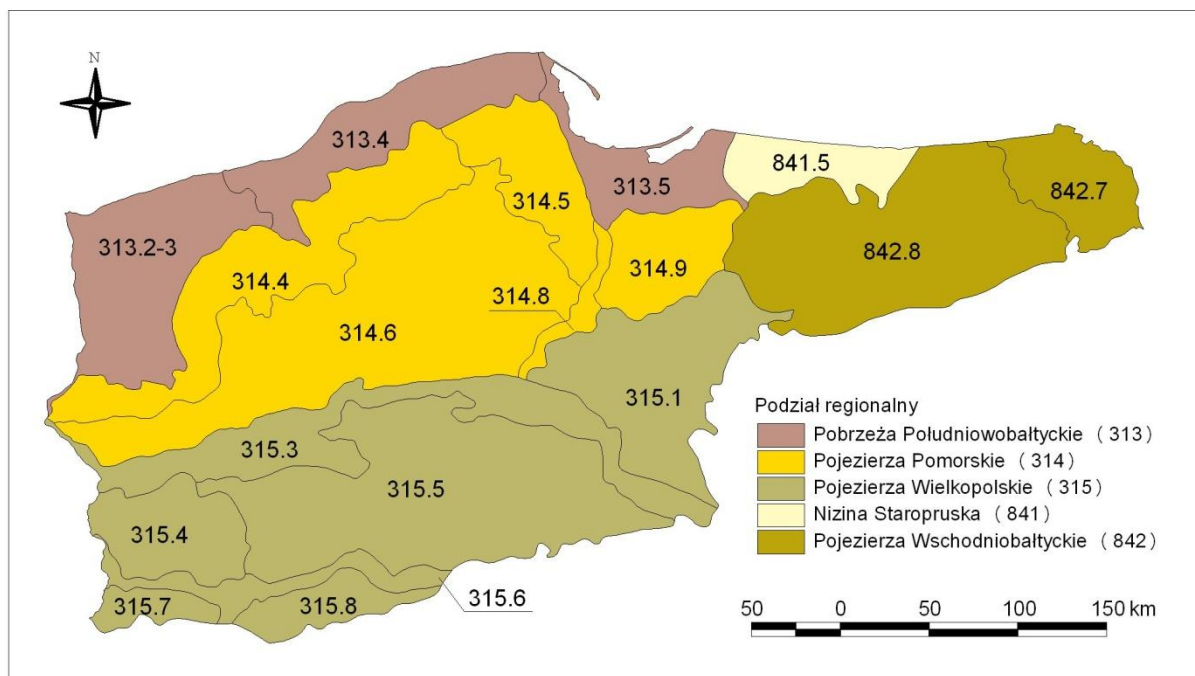
2.2. Pobreża

Pobreża, czyli niziny nadmorskie, to obszary lądowe ciągnące się wzdłuż wybrzeża morskiego i osiągające wysokości do około 100 m n.p.m. Znajdują się one pod wszechstronnym wpływem położonego w pobliżu akwenu. Sąsiedztwo morza modyfikuje tam warunki klimatyczne, stosunki hydrologiczne, strukturę gospodarki i transportu, a także zróżnicowanie form aktywności ludzi zamieszkujących i odwiedzających ten obszar, dzięki czemu rozwijają się takie gałęzie gospodarki, jak przemysł stoczniowy, rybołówstwo i przetwórstwo ryb, czy turystyka i rekreacja.

Charakterystyczną i unikalną cechą takich obszarów jest występowanie wybrzeża, czyli wąskiego pasa lądu wzdłuż linii brzegowej, na którym zaznacza się działalność fal morskich, polegająca na podcinaniu brzegów wysokich, klifowych, lub usypywaniu, zalewaniu, rozdrabnianiu i unoszeniu luźnego materiału, czyli głównie piasków budujących wybrzeża niskie. Nieustanne działanie fal i prądów morskich prowadzi do wyrównywania linii brzegowej. Materiał z podcinanych części wybrzeża jest przenoszony i akumuluje się na wybrzeżach niskich, szczególnie w miejscach załamania linii brzegowej. Na obszarach pobreży występują także nieutrwalone wydmy oraz jeziora, których geneza wiąże się z oddziaływaniem morza w strefie brzeżnej. Jeziora powstają zwykle w wyniku usypywania przez prądy morskie mierzej, które wydłużając się, odcinają zatoki morskie i tworzą w ten sposób misy jezior przybrzeżnych. Są to jeziora płytkie o znacznej powierzchni. Oprócz nich na obszarze Pobreży Południowobałtyckich występują liczne mniejsze jeziora o genezie typowej dla obszarów uformowanych przez działanie lodowca. Poza strefą bezpośrednio sąsiadującą z morzem, w krajobrazie polskich pobreży przeważają równiny morenowe, charakteryzujące się wysokościami bezwzględnymi poniżej 100 m n.p.m. Ich powierzchnia jest pocięta siecią pradolin, a ponad nią wznoszą się nieliczne wzgórza o wysokościach nieprzekraczających 200 m n.p.m. Występujące tu formy określa się, jako elementy krajobrazu młodoglacjalnego. W Polsce wyróżnia się trzy główne obszary pobreży Morza Bałtyckiego: Pobreże Szczecińskie, Pobreże Koszalińskie oraz Pobreże Gdańskie, które wchodzi w skład jednostki fizycznogeograficznej, figurującej w podziale regionalnym Kondrackiego (2011) jako Pobreża Południowobałtyckie.

Pobreże Szczecińskie (313.2-3) obejmuje zachodnią część polskiego wybrzeża. Linia brzegowa ma tu urozmaicony przebieg. Charakterystyczną cechą tego terenu jest występowanie wysp (Uznam, Wolin, Karsibór, Wyspa Chrzążczewska), cieśnin (Świna, Piana i Dziwna) oraz zalewów (Zalew Szczeciński, Zalew Kamieński), a właściwie lagun, które były zatokami morskimi, zanim zostały odcięte przez fragmenty lądu. Wyspy Wolin i Uznam oddzielają od pełnego morza Zalew Szczeciński. Do tego znacznej wielkości akwenu uchodzi Odra, druga co do wielkości rzeka Polski. Powierzchnia Pobreża Szczecińskiego jest w przeważającej części płaska. Większe wzniesienia znajdują się na Wolinie, gdzie opadają one wprost do morza tworząc klify. Najwyższym punktem ciągu wzniesień nazywanych Pasmem Wolińskim, jest Wzgórze Grzywacz, osiągające 116 m n.p.m. Wzgórza są zbudowane z utworów moren czołowych. Sąsiadują z nimi piaszczyste wały brzegowe przekształcane eolicznie w niewysokie wydmy. Procesy formujące wybrzeże morskie są aktywne przede

wszystkim od strony Zatoki Pomorskiej, o czym świadczą istniejące tam formy erozyjne (przede wszystkim falezy). Dominującym sposobem użytkowania terenu na Pobrzeżu Szczecińskim są pola uprawne. Występuje tam także dość dużo lasów iglastych i mieszanych, a największym ich kompleksem jest Puszcza Goleniowska (Kondracki 2011).

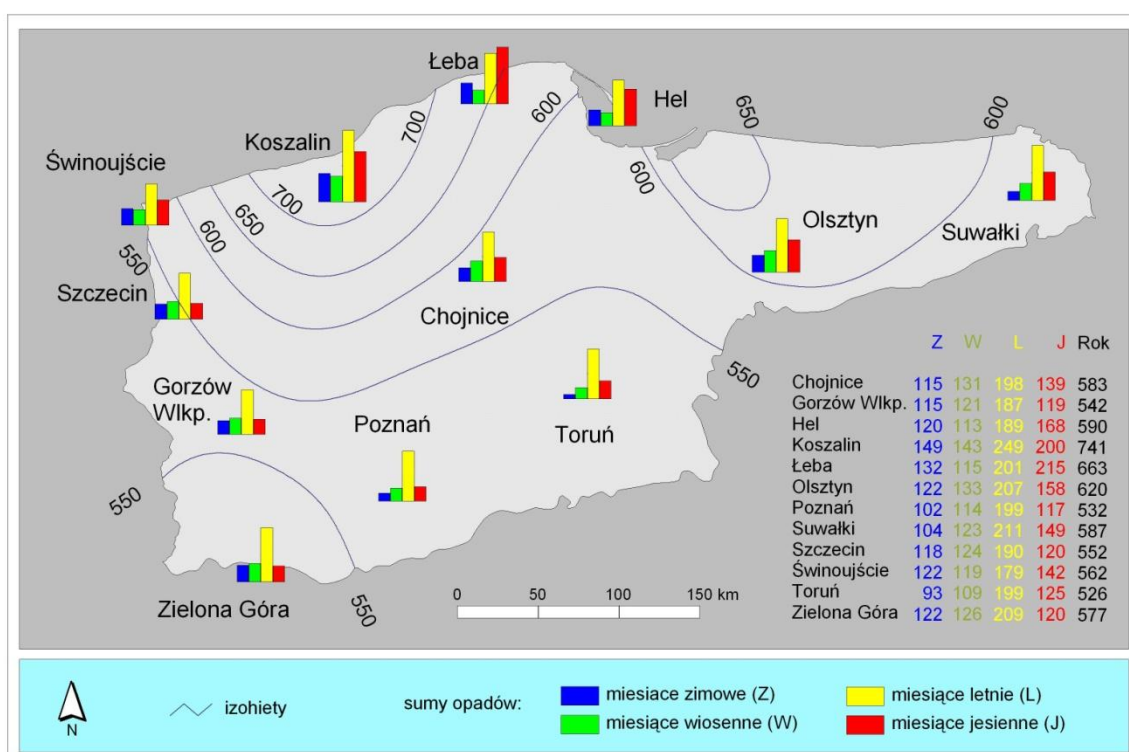


Ryc. 2.2. Podział regionalny pasa pobrzeży i pojezierzy północnej Polski. Opracowanie własne na podstawie podziału regionalnego J. Kondrackiego (2011).

Pobrzeże Koszalińskie (313.4) to makroregion położony w środkowej części Pobrzeży Południowobałtyckich. Jest to pas nadmorski ciągnący się od ujścia doliny Parsęty na zachodzie, do przylądka Rozewie na wschodzie. Linia brzegowa jest tu słabo rozwinięta. Praktycznie na całej długości wybrzeża występują piaszczyste, płaskie plaże. Charakterystycznym elementem Pobrzeża Koszalińskiego są jeziora przybrzeżne, takie jak Łebsko, Gardno, Jamno, Bukowo, Wicko i Kopań. Nad Jeziorem Łebsko znajdują się wędrujące wydmy, które osiągają wysokość dochodzącą do 50 metrów i są zaliczane do największych w Europie. Wiatry wywołują powolne przemieszczanie się wydm, a ich piaski stopniowo zasypują pobliskie lasy. Obszar ten znajduje się na terenie Słowińskiego Parku Narodowego i objęty jest ścisłą ochroną. W krajobrazie regionu dominują równiny i wysoczyzny morenowe przecinane dolinami rzek Parsęty, Grabowej, Wieprzy, Słupi, Łupawy i Łeby.

Wschodnią część Pobrzeży Południowobałtyckich stanowi Pobrzeże Gdańskie (313.5). Otacza ono Zatokę Gdańską od zachodu i południa. Linia brzegowa jest tu urozmaicona przez silnie wydłużone, piaszczyste wały Mierzei Helskiej i Mierzei Wiślanej. Pierwsza oddziela Zatokę Pucką od pełnego morza, a druga stanowi naturalną granicę wód Zatoki Gdańskiej i Zalewu Wiślanego. Tereny leżące nad Zatoką Gdańską są w znacznym stopniu zurbanizowane, a bardzo intensywna niegdyś działalność gospodarcza przyczyniała się przez dziesięciolecia do znacznego zanieczyszczenia wód morskich w bezpośrednim sąsiedztwie lądu. Charakterystyczną cechą krajobrazu tego regionu jest występowanie

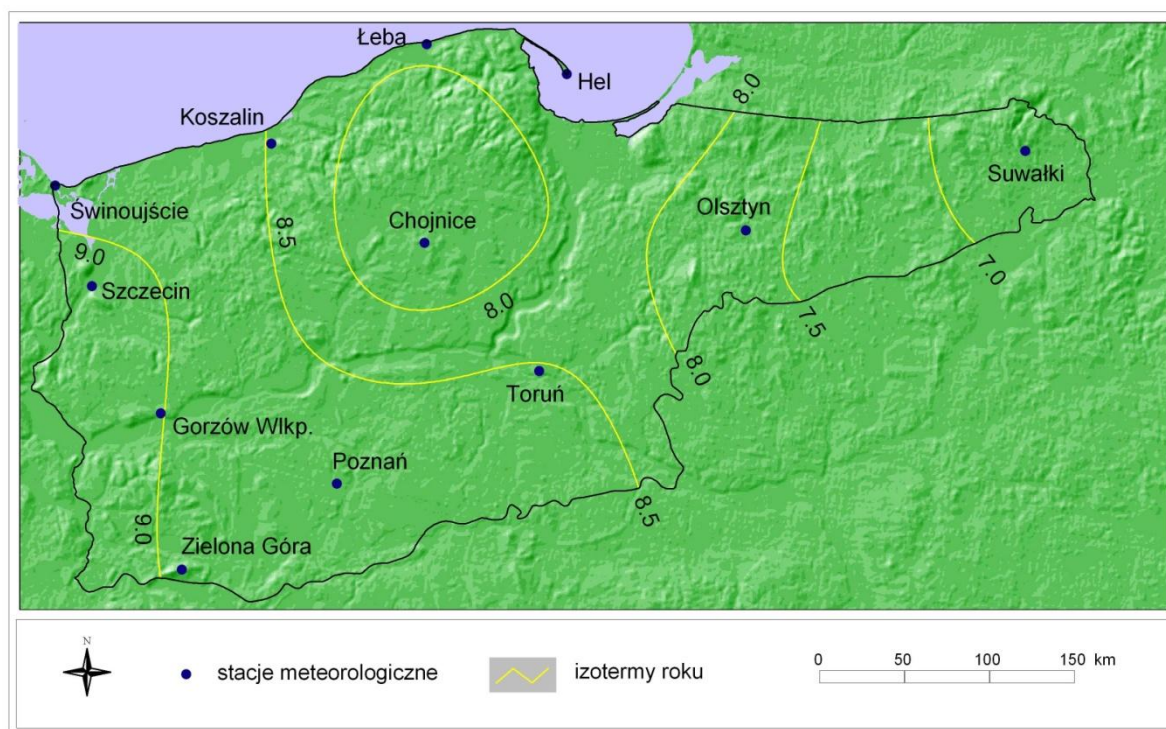
izolowanych płatów wysoczyzn o rzędnej sięgającej kilkudziesięciu metrów, rozdzielonych formami dolinnymi. Do Pobrzeża Gdańskiego zaliczają się także Żuławy Wiślane, czyli zagospodarowany obszar delty Wisły o powierzchni około 2 tys. km². Niegdyś znajdowała się tu płytka zatoka morska. Stopniowo wypełniały ją osady niesione przez Wisłę budujące wieloramienne ujście. Grubszy materiał skalny, głównie piaszczysty, gromadził się w pobliżu rozgałęzionych koryt rzeki. W większej odległości osiadał drobny materiał nanoszony co jakiś czas przez wody powodziowe. Na wysortowanym podłożu składającym się z najdrobniejszego materiału ukształtowały się bardzo żyzne gleby aluwialne. Teren ten przez wiele wieków był intensywnie wykorzystywany do celów rolniczych. Został on silnie przekształcony antropogenicznie przez budowę gęstej sieci kanałów i rowów odwadniających. Na Żuławach znajdują się też jedyne w Polsce obszary depresji, których łączną powierzchnię ocenia się na około 30% powierzchni całego regionu. Najniżej położona jest depresja w rejonie Jeziora Druzno, leżąca 1,8 metra poniżej poziomu morza.



Ryc. 2.3. Roczne sumy opadów i zróżnicowanie opadów w miesiącach zimowych, wiosennych, letnich i jesiennych. Opracowanie własne na podstawie danych ECA&D (Klein Tank i in., 2002).

Klimat pobrzeży cechują łagodne zimy i niezbyt upalne lata. Średnie sumy opadów rocznych zwykle przekraczają tam 600 mm, a w niektórych częściach regionu są znacznie wyższe. Średnia roczna suma opadów dla Koszalina w pięćdziesięcioleciu 1951-2000 wyniosła 709 mm (Woś 2010), a według bazy danych European Climate Assessment & Dataset (Klein Tank i in., 2002) w dwudziestoleciu 1986-2005 opady w Koszalinie osiągnęły 741 mm. Na kartogramie opadów (ryc. 2.3) wyraźnie widoczny jest wpływ

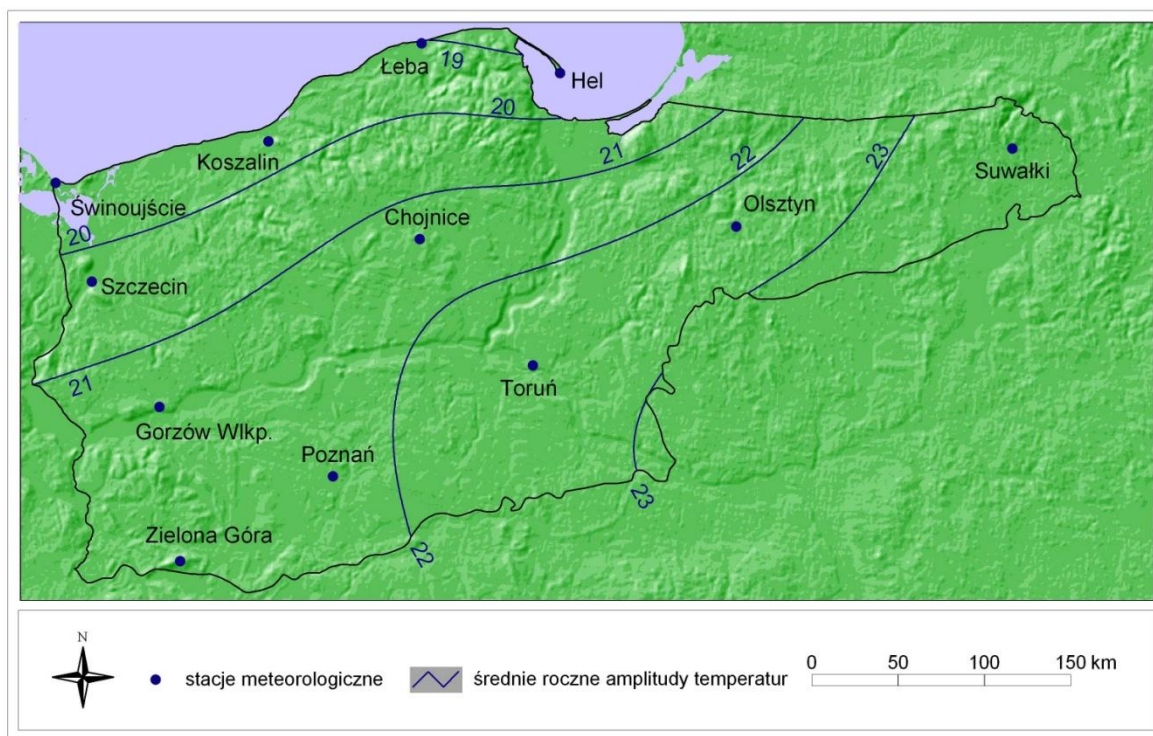
wilgotnego powietrza polarnomorskiego napływającego od strony otwartego morza i Zatoki Gdańskiej, czyli z kierunku północno-zachodniego, na podwyższenie opadów na Pobrzeżu Koszalińskim i we wschodniej części Pobrzeża Gdańskiego. Średnie temperatury roku są rzędu 8,0 – 8,5°C prawie na całej długości pasa pobrzeży (ryc. 2.4). Nieco wyższe temperatury (ponad 9,0°C) można zaobserwować w południowej części Pobrzeża Szczecińskiego, czyli na obszarze cofniętym w głąb lądu. Średnie roczne amplitudy temperatur zwiększają się wraz z odległością od morza (ryc. 2.5). Najniższe są w Łebie i Helu (19°C) i nieco wyższe (20°C) od ujścia Odry do Zalewu Szczecińskiego, wzdłuż południowej granicy pasa pobrzeży, do ujścia Wisły i Mierzei Wiślanej.



Ryc. 2.4. Średnie roczne temperatury powietrza w latach 1986-2005. Opracowanie własne na podstawie danych ECA&D (Klein Tank i in., 2002).

Największymi skupiskami ludności, a jednocześnie centrami gospodarczymi i kulturalnymi regionu Pobrzeży Południowobałtyckich są miasta Gdańsk, Gdynia, Szczecin i Elbląg. Gospodarka tych miast zawsze związana była z morzem. W Gdańsku działają przedsiębiorstwa branży stoczniowej (m. in. Gdańska Stocznia Remontowa) oraz petrochemicznej (Grupa Lotos), energetycznej i innych. W Gdyni funkcjonuje port przeładunkowy, terminal kontenerowy i port pasażerski. Mają tu siedzibę firmy transportowe i spedycyjne. Rozwijają się przedsiębiorstwa branży budowlanej, elektronicznej i spożywczej (m. in. przetwórstwo ryb). W Szczecinie funkcjonuje stocznia specjalizująca się budowie promów samochodowo-pasażerskich, holowników, kutrów rybackich i jachtów oraz stocznia rzeczna. Istnieją zakłady oferujące remonty małych jednostek pływających oraz produkcję konstrukcji metalowych. Działa tu także fabryka nawozów mineralnych dla rolnictwa i ogrodnictwa. Szczecin jest ważnym węzłem transportowym na trasie szlaku transportowego łączącego Skandynawię przez Czechy i Austrię z portami Morza Śródziemnego. Elbląg jest ośrodkiem

przemysłu ciężkiego. Znajdują się tu zakłady produkujące śruby okrętowe i urządzenia sterowe oraz fabryka wytwarzająca turbiny i generatory dla energetyki i transportu. Rozwija się także przemysł meblowy i spożywczy. Wymienione miasta pełnią także rolę ważnych centrów handlu, kultury i nauki.



Ryc. 2.5. Średnie roczne amplitudy temperatur w latach 1986-2005. Opracowanie własne na podstawie danych ECA&D (Klein Tank i in., 2002).

2.3. Pojezierza

Pas pojezierzy tworzą dwie jednostki fizjograficzne o randze podprovincji (ryc. 2.2): Pojezierza Południowobałtyckie (314), które są częścią Nizin Środkowopolskich i Pojezierza Wschodniobałtyckie (842), należące do Nizy Wschodniobałtycko-Białoruskiego. Kondracki (2011) dzieli Pojezierza Południowobałtyckie na pojezierza Zachodniopomorskie (314.4), Południowopomorskie (314.6) i Wschodniopomorskie (314.5), leżące na północy, oraz na pojezierza Lubuskie (315.4), Wielkopolskie (315.5), Leszczyńskie (315.8) oraz Wzniesienia Zielonogórskie (315.7) położone na południu. Całości podziału podprovincji dopełniają leżące po prawej stronie Wisły pojezierza Iławskie (314.9) i Chełmińsko-Dobrzyńskie (315.1). Naturalną granicą oddzielającą pojezierza północne od południowych, jest Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka (315.3). Mniejsza od niej Pradolina Warciańsko-Odrzańska (315.6), rozdziela Pojezierze Wielkopolskie i Lubuskie od Pojezierza Leszczyńskiego i Wzniesień Zielonogórskich (Kondracki 2011). Ten podział jest uzupełniony o dwie grupy makroregio-

nów, które nie stanowią osobnych podprovincji, ale wchodzą w skład Pojezierzy Połudnobałtyckich i są uwzględnione w zastosowanym systemie kodów liczbowych. Pierwsza to Pojezierza Pomorskie (314), czyli grupa trzech dużych pojezierzy leżących między Pobrzeżami Południobałtyckimi i Pradoliną Toruńsko-Eberswaldzką, uzupełniona o Dolinę Dolnej Wisły (314.8) i Pojezierze Iławskie (314.9). Druga wyodrębniona grupa makroregionów, określana jako Pojezierza Wielkopolskie (315), składa się z Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (315.3), terenów leżących na południe od niej i ciągnących się aż do granicy Nizin Środkowopolskich, oraz Pojezierza Chełmsko-Dobrzyńskiego (315.1), które stanowi wschodnie przedłużenie Pojezierza Wielkopolskiego. Pojezierza Wschodnobałtyckie (842) leżące w granicach Polski dzielą się na dwa makroregiony: południowo-zachodni fragment Pojezierza Litewskiego (842.7) oraz Pojezierze Mazurskie (842.8).

Niż Środkowoeuropejski jest obniżeniem zajmującym znaczną powierzchnię w środkowej i zachodniej części Europy. Jego północną i zachodnią granicę stanowią Morze Bałtyckie i Morze Północne. Na wschodzie graniczy z Niziną Wschodnioeuropejską, a na południu z pasem wyżyn i gór. Pod względem geologicznym obszar ten jest klasyfikowany jako wielkie zapadlisko tektoniczne, które w erze mezozoicznej, paleogenie i neogenie było stopniowo wypełniane osadami. W plejstocenie rzeźba tego obszaru była formowana przez lądolód, który nasunął się z kierunku północnego, ze Skandynawii. Po ustąpieniu lądolodu obszar Nizy Środkowoeuropejski był pokryty przez utwory polodowcowe, które do dnia dzisiejszego tworzą bardzo urozmaicony krajobraz młodoglacjalny. Niż Wschodnobałtycko-Białoruski leży na twardym, krystalicznym fundamencie wschodnioeuropejskiej platformy prekambryjskiej z pokrywą paleozoiczną i mezozoiczną. Krajobraz tego regionu został także ostatecznie uformowany przez lodowiec skandynawski.

Analiza map topograficznych i numerycznego modelu terenu wykazuje, że obszar Pojezierza Zachodniopomorskiego wznosi się od zachodu ku wschodowi. Średnia wysokość najbardziej wysuniętej na zachód krainy geograficznej, czyli Pojezierza Myśliborskiego wynosi 66,6 m n.p.m., a w bezpośrednim sąsiedztwie Doliny Dolnej Odry powierzchnia terenu ma wysokość zaledwie od kilku do kilkunastu metrów wzniesienia ponad poziom morza. W kolejnych mezoregionach średnie wysokości terenu wysoczyzn osiągają systematycznie coraz wyższe wartości, np. na Pojezierzu Choszczeńskim 67,6 m n.p.m., na Pojezierzu Ińskim 87,6 m n.p.m., na Wysoczyźnie Łobeskiej 104,4 m n.p.m. itd., aż do Pojezierza Bytowskiego, którego średnia wysokość wynosi 168,3 m n.p.m., a maksymalna wysokość przekracza 250 m n.p.m. Najwyższe wzniesienia, to kulminacje wału moreny czołowej, który ma przebieg w przybliżeniu równoległy do wybrzeża Morza Bałtyckiego. Ten ciąg wzniesień jest działem wodnym rzek płynących bezpośrednio do Morza Bałtyckiego i rzek spływających na południe, ku Noteci i Wiśle. Północne stoki wału morenowego są porożcinane przez główne rzeki tego regionu, Łupawę, Słupię, Wieprzę, Parsętę, Regę oraz ich dopływy. Na dość żyznych glebach brunatnych, które powstały na podłożu glin morenowych, występują tereny uprawne.

Pojezierze Południowopomorskie leży w zewnętrznej strefie oddziaływania lądolodu w fazie pomorskiej ostatniego zlodowacenia. Jest to obszar akumulacji materiału niesionego przez wody odpływające z lodowca. Największe wysokości terenu występują na północy,

czyli na granicy z Pojezierzem Zachodniopomorskim. Poczynając od południowych stoków wału moreny czołowej cały obszar obniża się ku południowi. W tym kierunku płyną również główne rzeki regionu: Drawa, Gwda, Brda i Wda. Doliny rzek wyraźnie rozczłonkują powierzchnię pojezierza.

Na Pojezierzu Zachodniopomorskim występują głównie jeziora typu rynnowego, natomiast na Pojezierzu Południowopomorskim, które leży za naturalną barierą wału moreny czołowej fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły, na wysoczyznach morenowych, jak i na sandrach występują liczne jeziora wytopiskowe, które uformowały się w zagłębieniach terenu, powstałych po roztopieniu bloków martwego lodu pozostawionego przez cofający się lodowiec.

Najwyższą częścią pasa pojezierzy jest Pojezierze Wschodniopomorskie. Na jego obszarze wyższe partie terenu mają średnią wysokość przekraczającą 200 m n.p.m. i stopniowo obniżają się do kilkudziesięciu metrów w dolinie Wisły. Znaczne deniwelacje wynikają z nagromadzenia się tam wielkich ilości materiałów, które budowały moreny u czoła lądolodu. Duża miąższość utworów czwartorzędowych i specyficzny układ moren jest rezultatem usytuowania tego obszaru między dwoma wielkimi lobami lodowcowymi w fazie pomorskiej ostatniego zlodowacenia. Nanoszony materiał skalny był dostarczany z różnych stron i w dużej ilości, formując wzgórza, których kulminacje przekraczają obecnie wysokość 300 m n.p.m. i dominują nad otoczeniem. Region ten charakteryzuje się wysoką jeziornością, a najliczniejsze skupienie jezior znajduje się w zlewni górnego biegu Raduni. Dość duże powierzchnie zajmują lasy liściaste i mieszane, ze znacznym udziałem buka, dębu i grabu.

Rzeźba pojezierzy została ukształtowana podczas zlodowaceń plejstoceniowych, a w szczególności w czasie ostatniego z nich, zlodowacenia północnopolskiego, określanego także jako zlodowacenie Wisły, które zakończyło się około 11-12 tys. lat temu. Powstanie na tym rozległym obszarze licznych i bardzo wyraźnych form polodowcowego krajobrazu stworzyło specyficzne warunki decydujące o sposobie wykształcenia się pozostałych komponentów środowiska przyrodniczego, takich, jak np. sieć hydrograficzna. Występują tu tak charakterystyczne formy, jak pasma wzniesień moreny czołowej, wysoczyzny moreny dennej, pagóry morenowe, sandry i ozy, które są formami wypukłymi. Mamy tu również do czynienia z licznymi formami wklęsłymi takimi, jak rynny i zagłębienia morenowe, zagłębienia wytopiskowe, oraz pradoliny. Formy wklęsłe w bardzo licznych przypadkach zostały wypełnione wodami. W ten sposób powstały polodowcowe jeziora rynnowe i jeziora moreny dennej. Funkcjonują tu także mniejsze akweny, zwykle o regularnych kształtach, nazywane oczkami polodowcowymi. Dna pradolin są natomiast wykorzystywane przez koryta współczesnych rzek.

W pasie pojezierzy istnieje charakterystyczny układ następujących po sobie stref rzeźby terenu. Na północy powszechnie występują pagórkowate niziny moreny dennej, których średnia wysokość wynosi od 100 do 200 m n.p.m. Ponad tymi terenami wznoszą się wały moren czołowych, stanowiące formy marginalne pomorskiej fazy ostatniego zlodowacenia. Przebiegają one przez środkową część Pojezierzy Południowobałtyckich i Wschodniobałtyckich. Występujące tu ciągi pagórów i wzgórz świadczą o długotrwałym

postoiu lądolodu i osadzaniu się dużych ilości materiału skalnego u jego czoła. Wysokości kulminacji tych wzniesień przekraczają 300 metrów n.p.m. Najwyższym z nich jest znajdująca się na Pojezierzu Wschodniopomorskim Wieżyca, sięgająca 329 m n.p.m. Nieco niższa Szeska Góra, leżąca na Pojezierzu Mazurskim, ma 309 m n.p.m., a na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim znajduje się trzecia pod względem wysokości Dylewska Góra, wznosząca się na 312 m n.p.m. Na południe od pasma moren czołowych uformowały się rozległe pola sandrowe. Powstały one w wyniku działania procesu akumulacji o charakterze fluwioglacjalnym, który polegał na osadzaniu materiału niesionego przez wody płynące z topniejącego lądolodu. Jeszcze bardziej na południe wysunięte są przełomowe doliny sandrowe, którymi płyną współczesne rzeki (np. Dolina Sandrowa Brdy). Doliny te rozcinają morenę denną poprzednich faz zlodowacenia. Przedstawioną powyżej sekwencję zamykają od południa pradoliny, czyli szerokie obniżenia wyrzeźbione przez wielkie masy wód spływających od północy z lądolodu i od południa z obszarów wyżyn i gór. Opisane formy są bardzo czytelne na Pomorzu i na Mazurach, natomiast na obszarze Pojezierzy Wielkopolskich uległy one częściowemu zatarciu, gdyż lądolód wcześniej ustąpił z tego terenu i znacznie dłużej działały tu procesy niszczące, które zmodyfikowały pierwotny krajobraz postglacjalny, a tym samym Pojezierze Wielkopolskie, Pojezierze Leszczyńskie i Pradolina Warciańsko-Odrzańska należą do najbardziej zrównanych krain leżących w pasie pobrzeży i pojezierzy. Formy widoczne w krajobrazie są tu łagodniejsze, zagłębienia płytsze, a wzniesienia niższe. Bardziej zaawansowany jest proces zarastania i zanikania jezior.

Powierzchnia terenu Pojezierzy Wielkopolskich jest słabo urozmaicona, ze zdecydowaną przewagą krajobrazów równinnych. W użytkowaniu tej części pasa pojezierzy dominują pola uprawne. Sprzyja temu występowanie żyznych gleb w środkowej i wschodniej części regionu. Lasy porastają jedynie obszary z pokrywą słabszych gleb w części zachodniej. Wilgotne dna dolin rzecznych zajęte są przez łąki i pastwiska. Największym jeziorem jest Gopło (2180 ha), będące typowym przykładem jeziora rynnowego. Podobne pochodzenie mają także liczne inne jeziora, jak Powidzkie (1170 ha) czy Sławskie (830 ha).

Wyraźną północno-wschodnią granicę opisywanego regionu tworzą kotliny Płocka i Toruńska, stanowiące część Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Interesującym elementem ich krajobrazu są rozległe piaszczyste terasy, które zostały przekształcone eolicznie w pola wydm utrwalonych przez porastający je bór sosnowy. Po prawej stronie Wisły Pojezierza Wielkopolskie mają swoją kontynuację w postaci Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego (315.1). Jeziora tego regionu są niewielkie, a krajobraz raczej monotony. Wyjątkiem jest dolina Drwęcy oraz wschodnia część regionu, Garb Lubawski z kulminacją Dylewskiej Góry. Również Pojezierze Wschodniopomorskie ma naturalne przedłużenie po prawej stronie Wisły, a jest nim Pojezierze Iławskie (314.9), wysoczyzna z licznymi wzgórzami moren czołowych. Największym jeziorem tego regionu jest Jeziorak, który ma powierzchnię 3460 ha. Wypełnia on rynnę polodowcową o długości 27,5km i jest najdłuższym jeziorem w Polsce. Południową granicę pojezierza stanowi linia zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły, a na północy teren obniża się ku Żuławom Wiślanym. Pojezierze Iławskie to obszar rolniczy, ze znacznym udziałem lasów.

Należące do Nizy Wschodniobałtycko-Białoruskiego Pojezierza Wschodniobałtyckie rozciągają się od okolic Olsztyna ku wschodowi i sięgają daleko poza granice Polski. Występują tu zarówno głębokie, wąskie i wydłużone jeziora rynnowe, jak i szerokie, rozległe jeziora, które powstały w zagłębieniach śródmorenowych. Pierwszy typ reprezentuje najgłębsze polskie jezioro, Hańcza o powierzchni 311 ha i głębokości maksymalnej 108,5 m, a do drugiego rodzaju należą dwa największe jeziora Polski, czyli Śniardwy (11 380 ha) i Mamry (10 440 ha). Wysokości wzniesień terenu sięgają około 150-200 m n.p.m., a maksymalne kulminacje przekraczają nawet 300 m (Szeskie Wzgórze). Młodoglacjalny krajobraz regionu został ukształtowany podczas zlodowacenia Wisły. Obok moren czołowych i dennych występują rozległe równiny, które powstały na miejscu istniejących tu niegdyś zbiorników zastoiskowych. Zanieczyszczenie i przekształcenie środowiska jest niewielkie ze względu na znaczną lesistość, słabo rozwinięty przemysł i niewielkie zaludnienie. Znaczne obszary są objęte różnymi formami ochrony przestrzennej.

Wysunięte na zachód Pojezierze Mazurskie sąsiaduje z Pojezierzem Iławskim. Południową granicą regionu jest linia zasięgu ostatniego zlodowacenia, od północy styka się on z Niziną Staropruską, a od wschodu z Pojezierzem Litewskim. Geologiczny fundament Pojezierza Mazurskiego stanowią zalegające na głębokości kilkuset metrów skały prekambryjskie platformy wschodnioeuropejskiej. Na tym podłożu osadziły się pokłady skał paleozoicznych i mezozoicznych, których strop znajduje się na głębokości około 160 m poniżej poziomu morza w okolicach Giżycka i podnosi się ku wschodowi i zachodowi. Miąższość osadów związanych z działalnością lodowca przekracza miejscami 350 m. Po zakończeniu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły, czoło lodowca kilkakrotnie zatrzymywało się na tym obszarze, tworząc formy marginalne w postaci wałów morenowych i pozostawiając liczne płyty martwego lodu. Śladem ich wytopienia są między innymi rozległe i rozczłonkowane misy wielkich jezior mazurskich, stanowiące najważniejszy element krajobrazu. Przykładami takich obiektów są jeziora Śniardwy i Niegocin. Główne rzeki są zasilane przede wszystkim przez wody jezior, które zajmują około 7% powierzchni regionu (Kondracki 2011). Na terenach morenowych przeważa gospodarka rolniczo-hodowlana, a na jeziorach jest prowadzona gospodarka rybacka.

Pojezierze Litewskie tylko w niewielkiej części należy do Polski. Obszar ten jest często nazywany Pojezierzem Suwalsko-Augustowskim. Według Kondrackiego dzieli się on na cztery mezoregiony. Są to: Puszcza Romincka leżąca na pograniczu Polski i Rosji, Pojezierze Zachodniosuwalskie, oddzielone od niego doliną Czarnej Hańczy Pojezierze Wschodniosuwalskie oraz leżąca na południu Równina Augustowska. Na Pojezierzu Zachodniosuwalskim występują wały morenowe o znacznych wysokościach, dochodzących do 240 m n.p.m. Są one rozcięte przez rynny lodowcowe, z których najdłuższą jest dolina Rospudy wraz z jeziorami Rospuda Filipowska i Garbaś. Na obszarze Pojezierza Wschodniosuwalskiego wysokości terenu są większe, a kulminacje wzniesień dochodzą prawie do 300 m n.p.m. (Rowelska Góra – ponad 298 m n.p.m.). Oprócz wałów morenowych i głębokich rynien lodowcowych, występują tu także drumliny, kemy i ozy, przyczyniające się do znacznego zróżnicowania krajobrazu. Pojezierze Zachodniosuwalskie należy do dorzecza Wisły i jest odwadnianie przez Netę i jej dopływy. Pozostały obszar polskiej części Pojezierza

Litewskiego, poprzez system rzeczny Czarnej Hańczy jest włączona do dorzecza Niemna. Większość spośród około 250 znajdujących się tu jezior ma misy w postaci głębokich i wydłużonych rynien polodowcowych. Spotyka się tu także jeziora śródmorenowe, charakteryzujące się nieregularną linią brzegową. Większość wód powierzchniowych regionu odznacza się wysoką jakością.

Część kraju określana umownie jak pas pojezierzy, to znaczny obszar, ciągnący się od Odry na zachodzie, aż po północno-wschodni kraniec terytorium Polski. Odległość skrajnych punktów tego pasa wynosi prawie 650 km. Na tak dużej przestrzeni wyraźnie widać znaczne różnice klimatyczne. Wynika to między innymi z faktu, że w tej części Europy głównym czynnikiem kształtującym pogodę są masy powietrza napływające z różnych stron i decydujące o wysokości opadów, temperaturze powietrza i innych właściwościach miejscowego klimatu. Przeważające kierunki wiatrów nad obszarem Polski wyznacza sektor zachodni. Z tego kierunku, znad zachodniej Europy i Oceanu Atlantyckiego napływa przeważająca ilość powietrza, zwykle nasyczonego parą wodną i umiarkowanie ogrzanego. Również w kierunku równoleżnikowym występują największe zmiany poszczególnych wielkości opisujących warunki lokalne, takie jak suma opadów, temperatury średnie i roczne amplitudy temperatur, a w efekcie rosnący kontynentalizm terenu, wraz z przemieszczaniem się z zachodu na wschód.

Klimat Pojezierza Zachodniopomorskiego jest wyraźnie uwarunkowany napływem wilgotnych mas powietrza oceanicznego z północnego zachodu. Na stokach wzniesień morenowych eksponowanych w tym właśnie kierunku opady atmosferyczne są wysokie. Roczne sumy są rzędu od poniżej 550 mm na Pojezierzu Myśliborskim, do 650-700 mm w najwyższej części, na Pojezierzu Bytowskim. Średnie roczne temperatury powietrza maleją w kierunku wschodnim od ponad 9°C do poniżej 8°C na obszarach o najwyższym wzniesieniu. Na Pojezierzu Południowopomorskim klimat jest nieco cieplejszy i bardziej suchy w stosunku do eksponowanego w kierunku morza Pojezierza Zachodniopomorskiego. Opady osiągają 550-650 mm. W Chojnicach średnia roczna suma opadów w dwudziestoleciu 1986-2005 wyniosła 583 mm. Średnie roczne temperatury na większości obszaru regionu mają wartości wyższe od 8°C, gdyż bez przeszkód dociera tu ciepłe powietrze z południa i południowego zachodu (znad Wielkopolski). Średnia roczna amplituda temperatur jest na poziomie 20°C. Liczba dni mroźnych jest bardzo niska i z reguły nie przekracza 20, a liczba dni przymrozkowych jest na poziomie od 80 na zachodzie do 90 na wschodzie regionu. Pokrywa śnieżna występuje tu przez około 50 dni w roku.

Klimat Pojezierzy Wielkopolskich jest łagodny i sprzyja prowadzeniu upraw. Średnia roczna temperatura w dwudziestoleciu 1986-2005 w Gorzowie Wlkp. i Zielonej Górze wyniosła 9,0°C, a w Poznaniu 8,6°C. Średnia roczna amplituda temperatur to około 21-23°C. Okres wegetacyjny prawie w całym regionie trwa ponad 230 dni. Obszar ten charakteryzuje się najmniejszymi w pasie pojezierzy rocznymi sumami opadów atmosferycznych (poniżej 550 mm). Średnia roczna suma opadów w dwudziestoleciu 1986-2005 w Poznaniu wyniosła 532 mm, a w Gorzowie Wlkp. 542 mm.

Pojezierze Mazurskie różni się od krain leżących po lewej stronie Wisły głównie pod względem termicznym, natomiast opady atmosferyczne są na zbliżonym poziomie. Roczna suma opadów zmniejsza się od 650 mm na północnym zachodzie do znacznie poniżej 600 mm na południu i wschodzie. Średnie roczne temperatury są niższe i przyjmują wartości od 7°C na wschodzie do 8°C w części zachodniej. Dla Olsztyna parametr ten wynosi 7,6°C. Stopniowo rosną roczne amplitudy temperatur, sięgając 22-23°C. Okres wegetacyjny jest krótszy i trwa 200-220 dni. Duża jest liczba dni mroźnych (ponad 40) i przymrozkowych (od poniżej 100 na północnym zachodzie do ponad 120 na południu i wschodzie regionu). Pokrywa śnieżna zalega od 70 do 90 dni w roku.

Pojezierze Litewskie charakteryzuje się niskimi temperaturami zimowymi i znacznymi amplitudami rocznymi. Opady są stosunkowo niewielkie. Ich średnia roczna suma dla Suwałk podawana przez Wosia (2010) dla lat 1951-2000 wyniosła 587 mm. Identyczną wartość ustalono dla dwudziestolecia 1986-2005. W Suwałkach średnia temperatura dla stycznia wynosi -3,1°C, a dla lipca 17,5°C. Średnia roczna amplituda temperatur przekracza 23°C. Zima pojawia się zwykle w końcu listopada i trwa prawie 4 miesiące, a pokrywa śnieżna zalega ponad 90 dni. Liczba dni z przymrozkami wynosi od 120 do 130, a dni mroźnych jest około 50 w roku. Warunki tego regionu są więc stosunkowo surowe, zwłaszcza zimą, a okres wegetacji należy do najkrótszych w kraju (poniżej 200 dni). Tutejszy klimat ma wyraźne cechy kontynentalne, a okolice Suwałk nazywa się często polskim biegunem zimna.

Główne rzeki pasa pojezierzy oraz ich dopływy, tworzą charakterystyczny układ kratowy, w którym odcinki pradolin są elementami zorientowanymi równoleżnikowo, a przebieg południkowy mają koryta rzeczne o charakterze przełomowym. Układ ten jest szczególnie dobrze czytelny w południowo-zachodniej części pasa pojezierzy, w systemach rzecznych Warty i Noteci oraz fragmentów środkowego biegu Odry i dolnej Wisły. W dnach szerokich dolin występują terasy piaszczyste, na których uformowały się wydmy. Liczne zagłębienia terenu stały się misami jeziornymi, a część z nich została z czasem przekształcona w torfowiska. W obrębie wysoczyzn morenowych, na podłożu gliniastym powstały stosunkowo urodzajne gleby klasyfikowane jako brunatnoziemy. W zachodniej i środkowej części pasa pojezierzy naturalną roślinnością były lasy liściaste z udziałem buka, z czasem zostały one jednak wycięte a teren zajęły różnego rodzaju uprawy. Na piaskach pól sandrowych i na obszarach z pokrywą żwirową wytworzyły się znacznie słabsze gleby należące do bielicoziemów, na których rozwinęły się bory mieszane z dużym udziałem sosny. Rozległe kompleksy leśne polskich pojezierzy, to między innymi Bory Tucholskie i Puszcza Drawska na zachodzie oraz Puszcza Piska i Puszcza Augustowska na wschodzie.

2.4. Polesie Zachodnie

Polesie stanowi płaską równinę, leżącą w dorzeczu Prypeci i Bugu, w większości na terytorium Ukrainy i Białorusi. Wody gruntowe zalegają tu płytko pod powierzchnią terenu

i pozostają w łączności hydraulicznej z wodami powierzchniowymi, które wypełniają wszelkie zagłębienia i tworzą płytkie jeziora oraz rozległe bagna. Naturalny odpływ jest utrudniony, ze względu na znikome spadki terenu. Na terenie Polesia występuje dość gęsta sieć wód płynących, która w znacznej części jest tworem sztucznym, powstałym w wyniku prowadzonych tu prac melioracyjnych polegających głównie na odprowadzeniu wody z rozległych terenów podmokłych łąk, lasów i torfowisk. Koryta istniejących tu wcześniej cieków zostały pogłębione, wyprostowane i mają obecnie charakter rowów odwadniających. Wśród mokradeł wznoszą się nieco wyższe równiny morenowe i utrwalone wydmy. Bagna i związane z nimi kompleksy torfowisk zajmują blisko połowę powierzchni terenu.

W granicach Polski leży część Polesia Zachodniego (845.1-2) określana, jako Polesie Lubelskie. Jest to region stanowiący najdalej wysunięty ku północy i zachodowi fragment Polesia. Jego częścią jest Równina Łęczyńsko-Włodawska (Kondracki 2011) nazywana także Pojezierzem Łęczyńsko-Włodawskim (Chałubińska, Wilgat 1954). Polesie jest jedyną krainą w pasie nizin, na której obszarze występuje duża grupa jezior. Należy podkreślić, że obszar ten ma swój unikalny charakter, przejawiający się między innymi w odmiennym krajobrazie, odróżniającym go od pozostałych pojezierzy Polski. Są to tereny równinne, płaskie, ze znikomymi deniwelacjami. Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie leży poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia, co oznacza, że jego powierzchnia nie była modyfikowana przez bezpośrednie działanie lądolodu zlodowacenia Wisły, a krajobraz nie jest tak urozmaicony jak w północnej części kraju.

Na Polesiu Zachodnim, pod cienką warstwą utworów czwartorzędowych lub bezpośrednio na powierzchni terenu występują skały węglanowe wieku kredowego. Ich obecność daje możliwość rozwijania się tu zjawisk krasowych. Z procesem tym związane było także powstanie skupienia jezior na obszarze Polesia. Wilgat (1963, 1994, 2002) przypuszczał, że w miejscach, gdzie podatne na krasowienie skały zostały rozpuszczone, powstały naturalne zagłębienia terenu, w których gromadziła się woda, tworząc jeziora. Nowsze teorie przychylają się raczej do termokrasowego pochodzenia mis jeziornych na tym obszarze (Wojtanowicz 1994). Ze względu na niezbyt korzystne warunki prowadzenia działalności rolniczej, Polesie Zachodnie jest krainą nieznacznie przekształconą przez człowieka. Jest tu stosunkowo niewiele gruntów ornych, a lasy, łąki i pastwiska zajmują znaczne powierzchnie. Powszechne są bory sosnowe (lub monokultury sosny powstałe w wyniku zalesiania), a na obszarach podmokłych występują łąki olchowe z udziałem innych gatunków.

Warunki klimatyczne Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej dobrze charakteryzują dane z dwudziestolecia 1986-2005, pochodzące ze stacji IMGW we Włodawie. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi 7,9°C, amplituda temperatur osiąga 23,9°C a roczna suma opadów atmosferycznych to zaledwie 502 mm. Parametry te wyraźnie świadczą o najwyższym stopniu kontynentalizmu tego regionu wśród wszystkich polskich pojezierzy. Liczba dni mroźnych wynosi 43, a dni przymrozkowych jest 117. Długość okresu wegetacyjnego to około 210 dni.

Część II. Badania jezior i ich zlewni

Jeziora, są to obiekty hydrograficzne, które wypełniają zagłębienia, powstałe w wyniku działania naturalnych procesów rzeźbiących powierzchnię terenu. Są ważną częścią środowiska przyrodniczego, która w znaczny sposób przyczynia się do podniesienia atrakcyjności regionu. Krajobrazy, których główną cechą stanowi obecność jezior, spotyka się na pojezierzach. W warunkach Polski, mianem tym określane są najczęściej obszary młodoglacjalnej rzeźby terenu związanej z ostatnim zlodowaceniem plejstoceńskim. Charakteryzują się one występowaniem dużej liczby różnorodnych form polodowcowych, takich jak pradoliny, rynny erozyjne, wzgórza morenowe, drumliny, ozy, sandry, kemy itp.

Jak zauważa Borowiak (2007) czyste, błękitne wody jezior kształtują estetykę krajobrazu młodoglacjalnego, a jednocześnie są wizualnym świadectwem jego dobrego stanu ekologicznego. Z kolei wody o zabarwieniu zielonym wskazują na istotne zmiany, które zachodzą nie tylko w samym ekosystemie jeziornym, lecz również w jego zapleczu alimentacyjnym. Ta prosta, bezpośrednia ocena jakości wody, nie wymagająca żadnych urządzeń i analiz, dostarcza podstawowych danych o stanie obserwowanego obiektu, oraz jego otoczenia. Jezioro jest zatem częścią ekosystemu, który rozciąga się poza linię brzegową, na tereny jego zlewni. Ekosystem taki charakteryzuje się zwykle dużą wrażliwością na antropopresję. Zmiana tylko jednego czynnika w systemie jeziora może silnie oddziaływać na pozostałe właściwości masy wód i jej otoczenia.

Funkcjonowanie obiektów hydrograficznych, jest ściśle uzależnione od zasilania wodami pochodzącymi ze zlewni (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 2010). Jej obszar jest bardzo ważnym elementem lądowego etapu obiegu wody, stanowiącym ogniwo transformujące opad w odpływ. Sposób użytkowania zlewni może mieć decydujący wpływ, na ilość i rodzaj zanieczyszczeń dostarczanych do wód powierzchniowych i podziemnych, natomiast rzeki i strumienie stanowią medium, przenoszące wszelkie substancje z obszaru zasilania do mis jeziornych będących lokalną bazą drenażu. W tak funkcjonującym systemie hydrograficznym, jeziora są elementem najbardziej narażonym na degradację, więc należy je traktować jako bardzo czuły wskaźnik, informujący badacza o stanie środowiska naturalnego. Te cenne z punktu widzenia ochrony środowiska obiekty należy wnikliwie badać i skrupulatnie chronić, zwracając uwagę nie tylko na misę jeziorną, ale także na zlewnię i jej system drenażu. Rozdziały drugiej części opracowania pokazują zmienność przestrzenną wybranych parametrów wód jeziornych oraz zależność stanu ekologicznego jezior od rolniczego użytkowania zlewni.

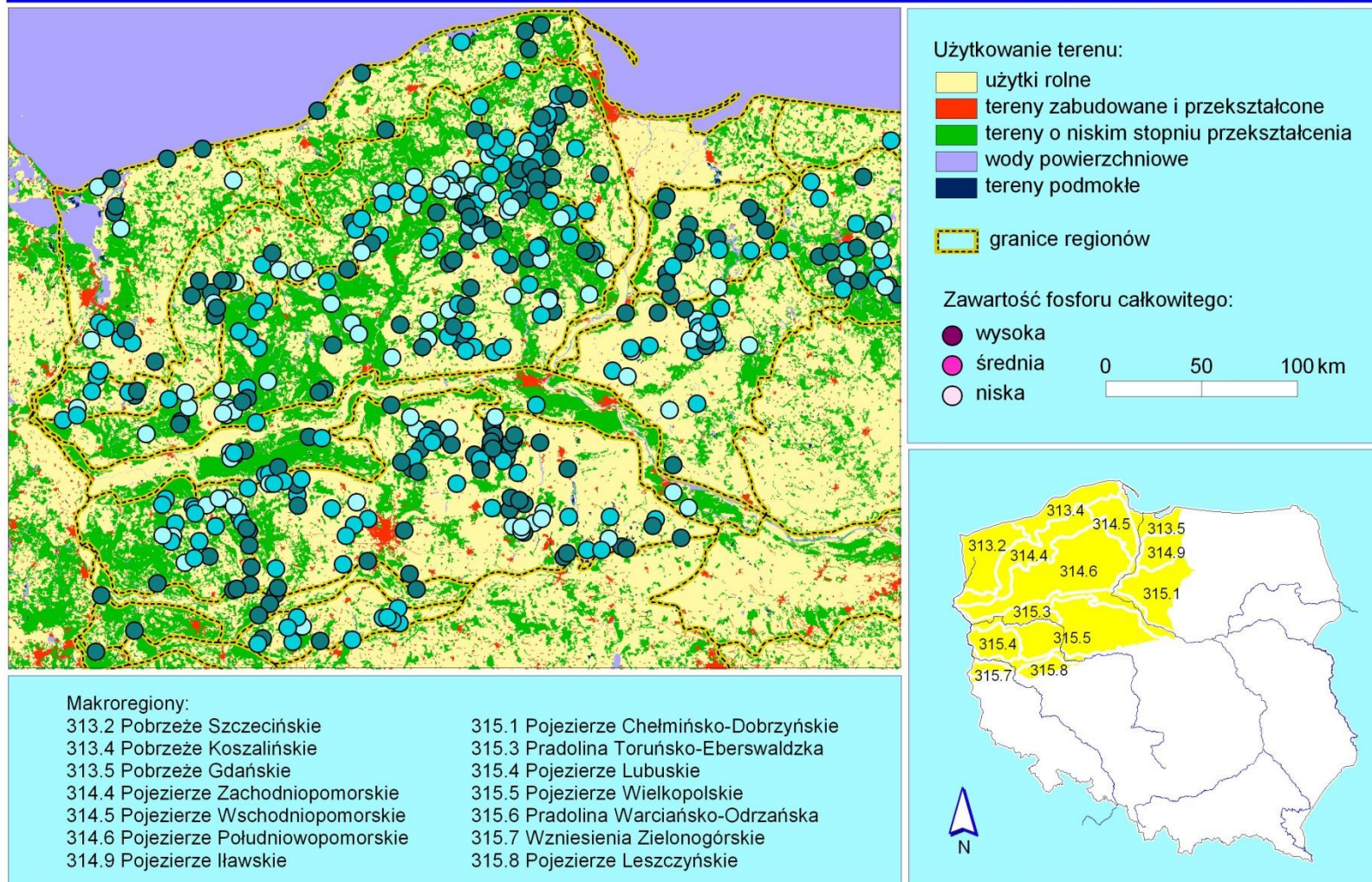
Rozdział 3. Regionalna zmienność wybranych parametrów wód polskich jezior

Wody powierzchniowe charakteryzują się dużą różnorodnością składu chemicznego, uzależnioną od warunków panujących w zlewniach. Jeziora wykazują zarówno czasową, jak i przestrzenną zmienność właściwości fizycznych wód, oraz stężeń zawartych w nich substancji pochodzenia chemicznego i biologicznego. W stosunku do innych rodzajów wód charakteryzuje je zwykle silniejsze zabarwienie, zwiększona mętność, oraz duża zawartość naturalnej materii organicznej.

Ze wstępnych analiz zebranych danych wynika, że istnieje specyficzne zróżnicowanie regionalne większości parametrów wód jeziornych. Geograficzną zmienność wartości kilku wybranych cech, przedstawiono na kartogramach, a następnie sporządzono zestawienia i wykresy, w celu liczbowego ujęcia i zilustrowania regionalnych różnic w wartościach badanych parametrów. W dalszych badaniach uwzględniono sześć istotnych i powszechnie używanych wskaźników, opisujących jakość wód jeziornych: zawartość azotu całkowitego i fosforu całkowitego, nasycenie hypolimnionu tlenem, zawartość chlorofilu, a także przewodność elektrolityczną właściwą i przezroczystość wody określaną jako widoczność krążka Secchiego. Dwie ostatnie cechy nie zostały omówione w tej części pracy, gdyż poświęcono im osobne rozdziały, zawierające szczegółową charakterystykę ich regionalnego zróżnicowania.

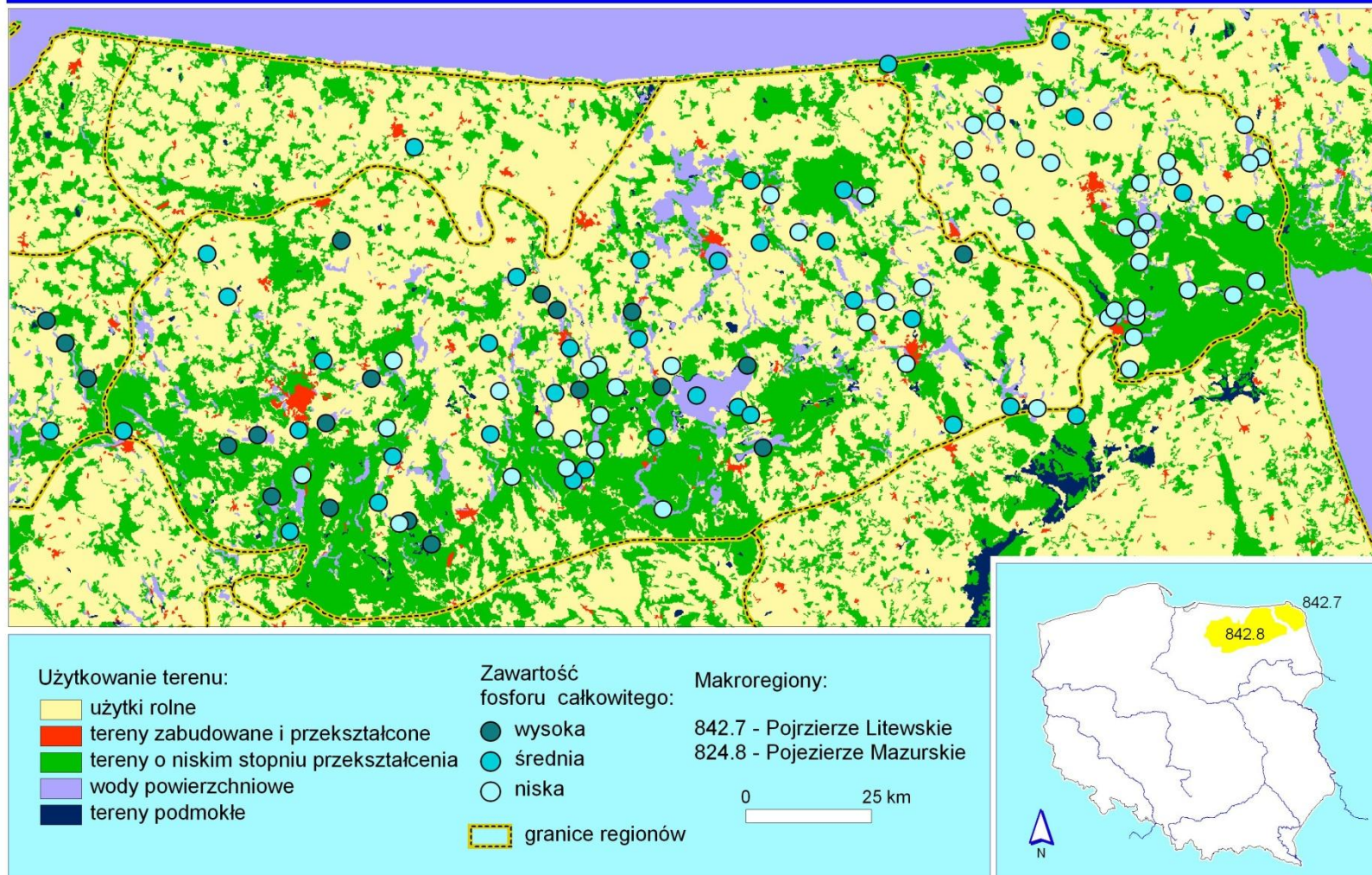
Analizę przeprowadzono dla ponad 500 jezior o powierzchni 50 ha lub większej. Stanowi to w przybliżeniu połowę ogólnej liczby jezior należących do tego przedziału wielkości, znajdujących się na terenie Polski. W wykorzystanym zbiorze informacji każde jezioro ma tylko jeden zapis w bazie danych. Zawiera on wartości szeregu parametrów charakteryzujących jakość wód w określonym terminie. W zdecydowanej większości przypadków obserwacje były wykonywane przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska w latach 1995-2012. Mimo tak długiego okresu, z którego pochodzą zebrane informacje, zawartość bazy danych okazała się spójna, a otrzymany obraz zmienności przestrzennej poszczególnych parametrów wykazuje bardzo logiczny układ, uzasadniający wykonanie dalszych tego typu analiz. Wartości każdego z analizowanych parametrów zostały posortowane rosnąco i podzielone na trzy grupy o zbliżonej liczebności. Stworzone w ten sposób klasy zostały opisane, jako zbiory obiektów o niskich, średnich i wysokich wartościach danego parametru. Celem takiego podziału danych było ustalenie wspólnego poziomu odniesienia dla całego zbioru analizowanych obiektów. Poziom ten wynosi około 33% ogólnej liczby jezior w każdym z przedziałów wartości danego parametru. W poszczególnych regionach udział procentowy jezior w każdej z klas może różnić się znacznie od wzorca ustalonego dla całej badanej grupy. Zwiększona liczebność względna w danym przedziale wskazuje kierunek i wielkość odchylenia jakości wód jezior danego regionu od stanu przeciętnego. W sposób szczególny potraktowano nasycenie hypolimnionu tlenem, poprzez wydzielenie dodatkowej, dość licznej grupy obiektów, dla których wartość tego parametru wynosi 0 %. Należy zaznaczyć, że zastosowany podział na kategorie ma charakter umowny, a progi wyznaczonych przedziałów są uzależnione od wewnętrznego zróżnicowania wartości poszczególnych parametrów.

Pobrzeża i Pojezierza Południowobałtyckie - zawartość fosforu całkowitego



Ryc. 3.1. Geograficzne zróżnicowanie stężenia fosforu całkowitego w wodach jezior Pobrzeża i Pojezierza Południowobałtyckich.

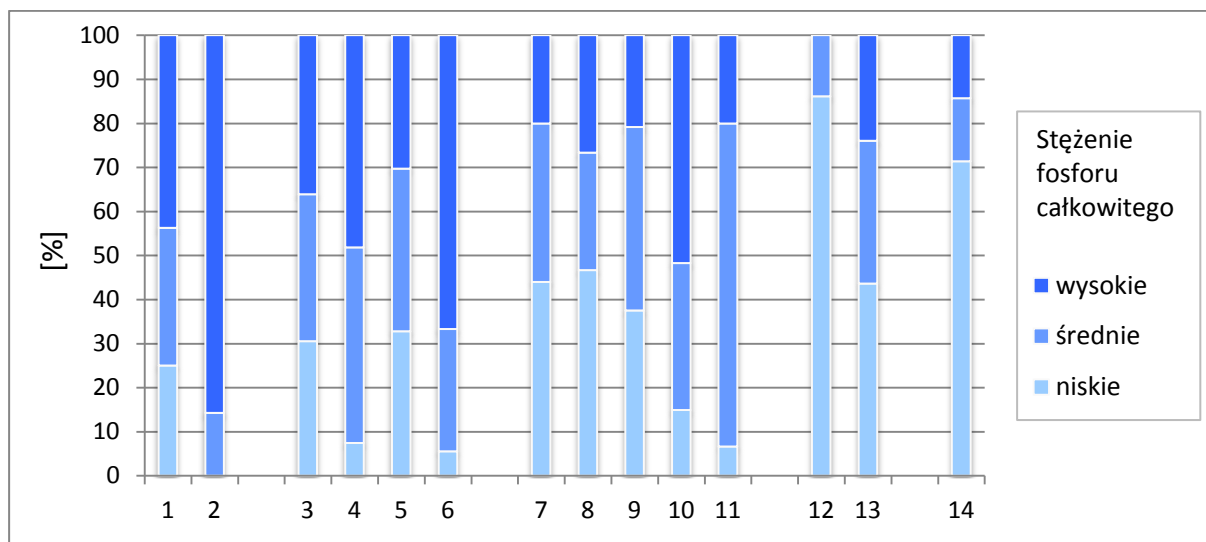
Pojezierza Wschodniobałtyckie - zawartość fosforu całkowitego



Ryc. 3.2. Geograficzne zróżnicowanie stężenia fosforu całkowitego w wodach jezior Pojezierzy Wschodniobałtyckich.

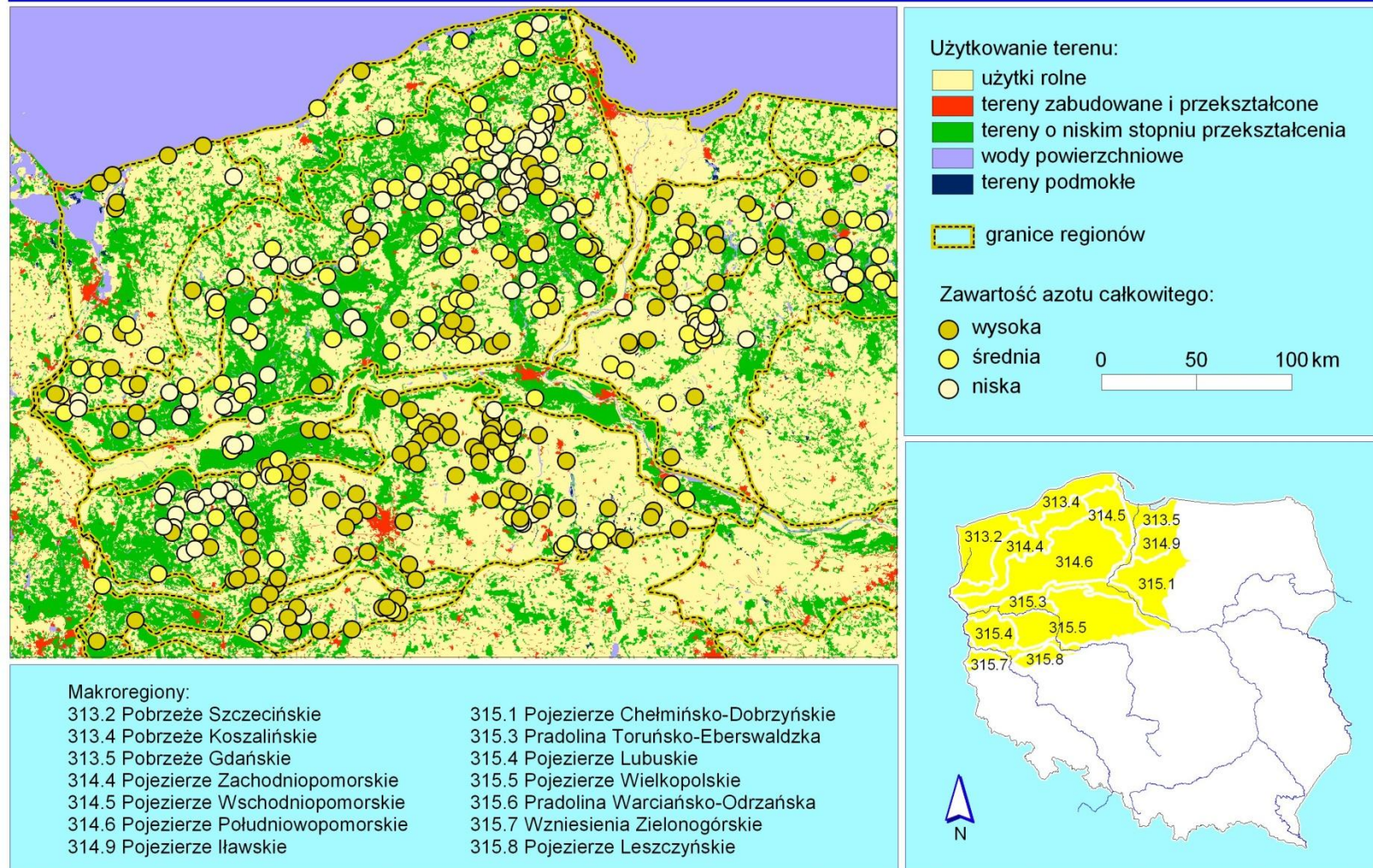
Fosfor jest uważany za kluczowy składnik odżywczy określający możliwość produkcji masy organicznej w jeziorze (Horne, Goldman 1994). Zawartość tego jonu wyznacza potencjał odżywczy wody, który zależy od warunków geologicznych, glebowych i roślinnych, panujących w zlewni. Fosfor w ekosystemach naturalnych pochodzi głównie z gleby. Na obszarach, gdzie gleby powstały ze skał łatwo ulegających wietrzeniu, naturalna zawartość fosforu ogólnego w wodzie jest na ogół wyższa, niż tam, gdzie w podłożu występują utwory odporne (Blomqvist i in. 2000). Fosfor może być jednak dostarczony w nadmiarze do ekosystemu jeziornego, na przykład w postaci nawozów rozsiewanych na pola uprawne. Jest wtedy jednym z głównych czynników powodujących eutrofizację antropogeniczną.

Analiza rozmieszczenia na obszarze Polski jezior, charakteryzujących się wodami o niskiej zawartości fosforu całkowitego, prowadzi do wniosku, że najlepsze pod tym względem warunki wykazują regiony najbardziej wysunięte ku wschodowi, czyli Pojezierze Litewskie (ponad 86% całkowitej liczby jezior) i Polesie Zachodnie (ponad 71% jezior). Zróżnicowanie tej cechy między wschodnią i zachodnią częścią pasa pojezierzy i pobrzeży jest widoczne na mapach (ryc. 3.1 i 3.2). Dość wysokim udziałem (ponad 40%) jezior z niskim stężeniem fosforu cechują się także Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie i Pojezierze Mazurskie (ryc. 3.3). W przedziale od 20% do 40% lokują się obszary pojezierzy Lubuskiego, Południowopomorskiego i Zachodniopomorskiego, oraz Pobrzeża Szczecińskiego. Najmniejszy odsetek jezior z niskim stężeniem związków fosforu mają Pojezierze Wielkopolskie (niepełna 15%), pojezierza Leszczyńskie (6,7%), Iławskie (5,6%) i Wschodniopomorskie (7,4%). Na Pobrzeżu Koszalińskim w badanej grupie jezior nie było żadnego z wodami o niskiej zawartości fosforu całkowitego.



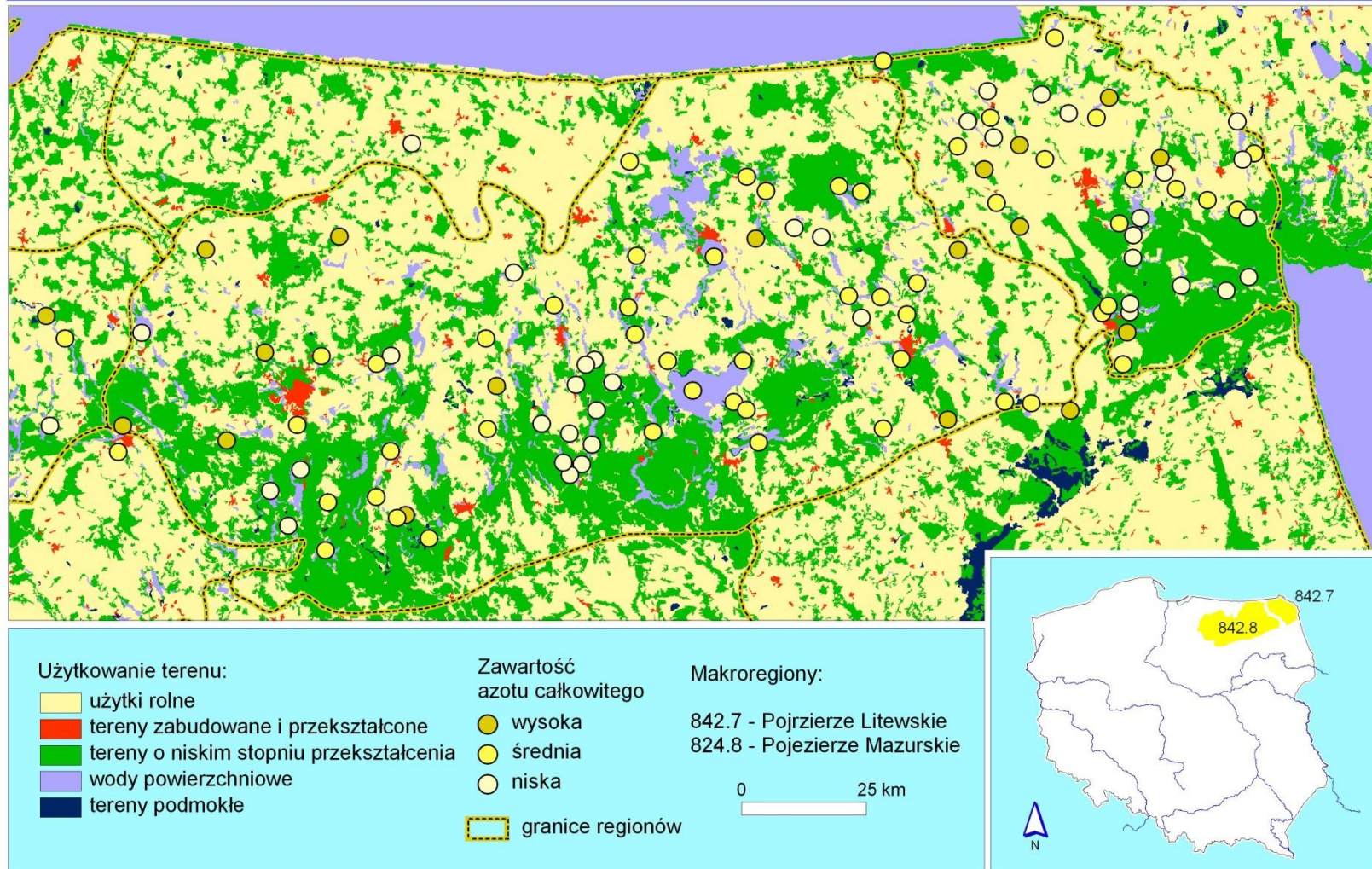
Ryc. 3.3. Liczebność względna jezior, których wody charakteryzują się niską, średnią i wysoką zawartością fosforu całkowitego; 1 - Pobrzeże Szczecińskie, 2 - Pobrzeże Koszalińskie, 3 - Pojezierze Zachodniopomorskie, 4 - Pojezierze Wschodniopomorskie, 5 - Pojezierze Południowopomorskie, 6 - Pojezierze Iławskie, 7 - Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, 8 - Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, 9 - Pojezierze Lubuskie, 10 - Pojezierze Wielkopolskie, 11 - Pojezierze Leszczyńskie, 12 - Pojezierze Litewskie, 13 - Pojezierze Mazurskie, 14 - Polesie Zachodnie.

Pobrzeża i Pojezierza Południowobałtyckie - zawartość azotu całkowitego



Ryc. 3.4. Geograficzne zróżnicowanie stężenia azotu całkowitego w wodach jezior Pobrzeży i Pojezierzy Południowobałtyckich.

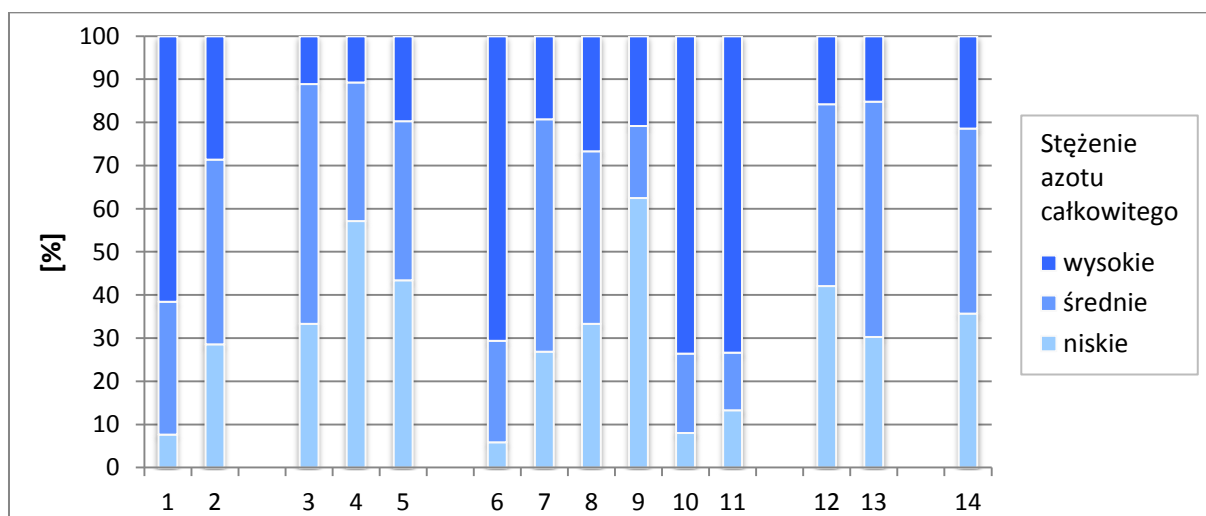
Pojezierza Wschodniobałtyckie - zawartość azotu całkowitego



Ryc. 3.5. Geograficzne zróżnicowanie stężenia azotu całkowitego w wodach jezior Pojezierzy Wschodniobałtyckich.

Obszarem z dużym udziałem jezior o wysokim stężeniu fosforu całkowitego było Pobrzeże Koszalińskie. Wprawdzie stanowiły one grupę tylko 6 obiektów, ale ta liczebność dała wskaźnik w wysokości prawie 86%. Nieco niższą wartość (66%) zanotowano dla Pojezierza Iławskiego i znacznie niższą dla pojezierzy Wielkopolskiego (prawie 52%) i Wschodniopomorskiego (ponad 48%) oraz Pobrzeża Szczecińskiego (prawie 44%). W przedziale od 20% do 40% jezior z wysoką zawartością fosforu całkowitego znalazły się wartości wskaźnika opisujące obszary pojezierzy Zachodniopomorskiego, Południowopomorskiego, Mazurskiego, Chełmińsko-Dobrzyńskiego, Lubuskiego i Leszczyńskiego oraz Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Na Polesiu Zachodnim (ryc. 3.3) wody zaledwie 14% akwenów charakteryzowały się wysoką zawartością fosforu całkowitego, natomiast na Pojezierzu Litewskim jeziora silnie obciążone fosforem nie występowały (ryc. 3.2, 3.3).

Azot jest drugim ważnym pierwiastkiem, którego związki są podstawowymi składnikami odżywczymi określającymi możliwości produkcyjne organizmów w ekosystemach jeziornych. Podobnie jak w przypadku fosforu, stężenie azotu w wodach zależy od warunków panujących w zlewni. Nadmierny ładunek azotu wprowadzony do ekosystemu należy także do głównych czynników powodujących eutrofizację antropogeniczną wód powierzchniowych. Stężenie azotu całkowitego podobnie jak stężenie fosforu jest traktowane, jako parametr niezbędny do oceny stopnia eutrofizacji i jej skutków.



Ryc. 3.6. Liczebność względna jezior, których wody charakteryzują się niską, średnią i wysoką zawartością azotu całkowitego; 1 - Pobrzeże Szczecińskie, 2 - Pobrzeże Koszalińskie, 3 - Pojezierze Zachodniopomorskie, 4 - Pojezierze Wschodniopomorskie, 5 - Pojezierze Południowopomorskie, 6 - Pojezierze Iławskie, 7 - Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, 8 - Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, 9 - Pojezierze Lubuskie, 10 - Pojezierze Wielkopolskie, 11 - Pojezierze Leszczyńskie, 12 - Pojezierze Litewskie, 13 - Pojezierze Mazurskie, 14 - Polesie Zachodnie.

Największa liczba jezior z wysokim stężeniem azotu całkowitego występuje na Pojezierzu Wielkopolskim i Pojezierzu Leszczyńskim (w obu przypadkach jest to ponad 73% jezior). Nieliczne obiekty tego rodzaju znajdują się także w rozdzielającej te regiony Pradolinie Warciańsko-Odrzańskiej. Krainy te formują duży, zwarty obszar charakteryzujący się powszechnym występowaniem wysokich stężeń azotu w wodach jezior. Na mapie

(ryc. 3.4) można wskazać znaczne fragmenty opisywanego terenu, gdzie występują wyłącznie jeziora należące do kategorii obiektów o najwyższym stopniu zanieczyszczenia związkami azotu. Podobnie wysokim wskaźnikiem charakteryzuje się Pojezierze Iławskie (ponad 70%), a nieco mniejszym Pobrzeże Szczecińskie (61,5%). Dość niewielki (20-30%) jest udział jezior o wysokim stężeniu azotu na obszarach Pobrzeża Koszalińskiego, Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, Pojezierza Lubuskiego i Polesia Zachodniego. Najmniejszy odsetek tego typu obiektów (poniżej 20%) występuje na pojezierzach pomorskich, oraz na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim, Litewskim i Mazurskim.

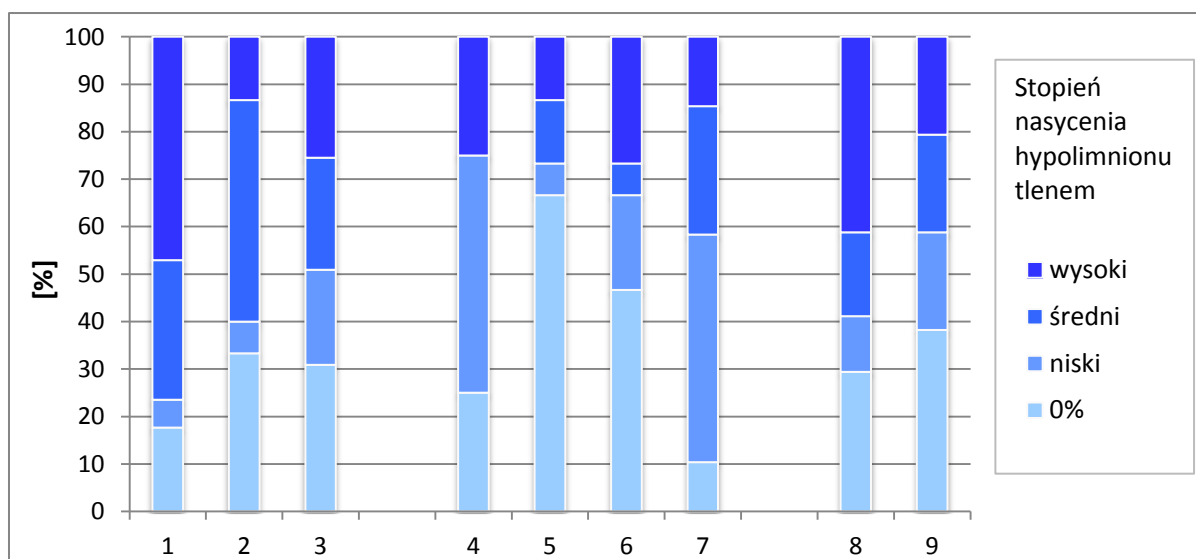
Największy odsetek jezior z wodami o niskiej zawartością azotu całkowitego występuje na Pojezierzu Lubuskim (62,5% jezior) i na Pojezierzu Wschodniopomorskim (ponad 57% ogólnej liczby jezior w regionie). Znacznie niższe wartości wskaźnika, na poziomie 30%-50% można zaobserwować na obszarze pojezierzy Zachodniopomorskiego i Południowopomorskiego, Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, pojezierzy Mazurskiego i Litewskiego oraz Polesia Zachodniego. Należy dodać, że na terenach Puszczy Piskiej i Puszczy Augustowskiej istnieją grupy jezior charakteryzujących się wyłącznie najniższymi wartościami stężenia azotu (ryc. 3.5). Badany parametr z zakresu od 10% do 30% opisuje obszary pojezierzy Chełmińsko-Dobrzyńskiego i Leszczyńskiego oraz Pobrzeża Koszalińskiego (ryc. 3.6). Najniższy odsetek jezior o niskim stężeniu azotu całkowitego, zaobserwowano na Pobrzeżu Szczecińskim (7,7%), oraz na pojezierzach Iławskim (prawie 6%) i Wielkopolskim (8%).

Duże ładunki substancji biogennej dostarczane są do wód powierzchniowych wraz ze ściekami. Innym źródłem azotu i fosforu są obszary intensywnie użytkowane rolniczo. Niewykorzystane przez rośliny uprawne nadwyżki nawozów w postaci związków fosforu i azotu przenikają do wód powierzchniowych i zostają włączone w obieg materii ekosystemu zlewni. Kumulacja substancji biogennej w wodzie przyspiesza proces eutrofizacji, czyli nadmierne wzbogacanie rzek i jezior w składniki odżywcze. Niekontrolowany wzrost żyzności jest szczególnie szkodliwy dla jezior. Następuje ich przyspieszona ewolucja, czyli zarastanie, wypływanie i przekształcanie w torfowisko. Wysoka zawartość substancji biogennej w wodzie może okazać się szkodliwa także bezpośrednio dla ludzi.

Zawartość tlenu rozpuszczonego w wodzie jest parametrem związanym z metabolizmem ekosystemu jeziornego. Jest to wartość netto ilości tlenu produkowanej i pobieranej do systemu oraz zużywanej w procesach oddychania i produkcji masy organicznej. W okresach, gdy dominuje zużycie tego gazu, cały ekosystem jeziora lub niektóre jego części mogą być niedotlenione, z czym wiąże się zagrożenie życia części gatunków stanowiących faunę jeziora. Niskie stężenie tlenu jest zjawiskiem niepożądanym także dlatego, że może zainicjować uwalnianie fosforu z osadów dennych i wpłynąć w ten sposób na ogólne przyspieszenie procesu eutrofizacji (Nordin 1985). W głębokich, stratyfikowanych termicznie jeziorach, w okresie letnim może rozwinąć się niedotlenienie poniżej termokliny. Zimą niedotleniony może być cały profil pionowy wody, zarówno w jeziorach płytkich, jak i głębokich.

Średnie nasycenie hypolimnionu tlenem jest parametrem uzależnionym od wielu czynników i zmieniającym się zarówno w czasie, jak i w przestrzeni. Parametr ten dotyczy wyłącznie jezior stratyfikowanych, dlatego w prezentowanej analizie można było wykorzystać jedynie część informacji znajdujących się w bazie danych jezior Polski. Mimo to można wyróżnić regiony, charakteryzujące się zarówno znacznym natlenieniem najgłębszej strefy wód jeziornych, jak i występowaniem dużej ilości jezior z deficytem tlenu w warstwie hypolimnionu. Grupy te dość dobrze wpasowują się w obraz przestrzennego zróżnicowania parametrów fizycznych i chemicznych opisujących jakość wód polskich jezior.

Największy odsetek jezior z nienatlenionym lub słabo natlenionym hipolimnionem (ryc. 3.7 oraz 3.8 i 3.9) znajduje się na obszarze Pojezierza Iławskiego (75% całkowitej liczby jezior), Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego (ponad 70%) i Pojezierza Lubuskiego (prawie 67%). Dość dużo tego typu obiektów występuje także na Pojezierzu Wielkopolskim i na Pojezierzu Mazurskim (w obu przypadkach blisko 60%). Największy odsetek jezior charakteryzujących się wysokim stopniem natlenienia hypolimnionu zaobserwowano na Pojezierzu Zachodniopomorskim (prawie 47%) i na Pojezierzu Litewskim (41%). Niższe wartości wskaźnika (20%-30%) charakteryzują pojezierza Południowopomorskie, Iławskie, Lubuskie i Mazurskie.



Ryc. 3.7. Liczebność względna jezior, których wody charakteryzują się niskim, średnim i wysokim stopniem nasycenia hypolimnionu tlenem, lub całkowitym brakiem tlenu; 1 - Pojezierze Zachodniopomorskie, 2 - Pojezierze Wschodniopomorskie, 3 - Pojezierze Południowopomorskie, 4 - Pojezierze Iławskie, 5 - Poj. Chełmińsko-Dobrzyńskie, 6 - Pojezierze Lubuskie, 7 - Pojezierze Wielkopolskie, 8 - Pojezierze Litewskie, 9 - Pojezierze Mazurskie.

Chlorofil jest obecny w komórkach organizmów zdolnych do fotosyntezy. Jego zawartość jest powszechnie wykorzystywaną miarą biomasy fitoplanktonu i jest związana ze stanem troficznym wód. Parametr ten służy do określenia potencjału pierwotnej produktywności ekosystemu jeziornego i jest zwykle stosowany, jako wskaźnik poziomu eutrofizacji. Metodyka pomiarów terenowych stężenia tego barwnika wykorzystuje właściwość chlorofilu, polegającą na zdolności do fluorescencji w stanie wzbudzenia pod wpływem światła

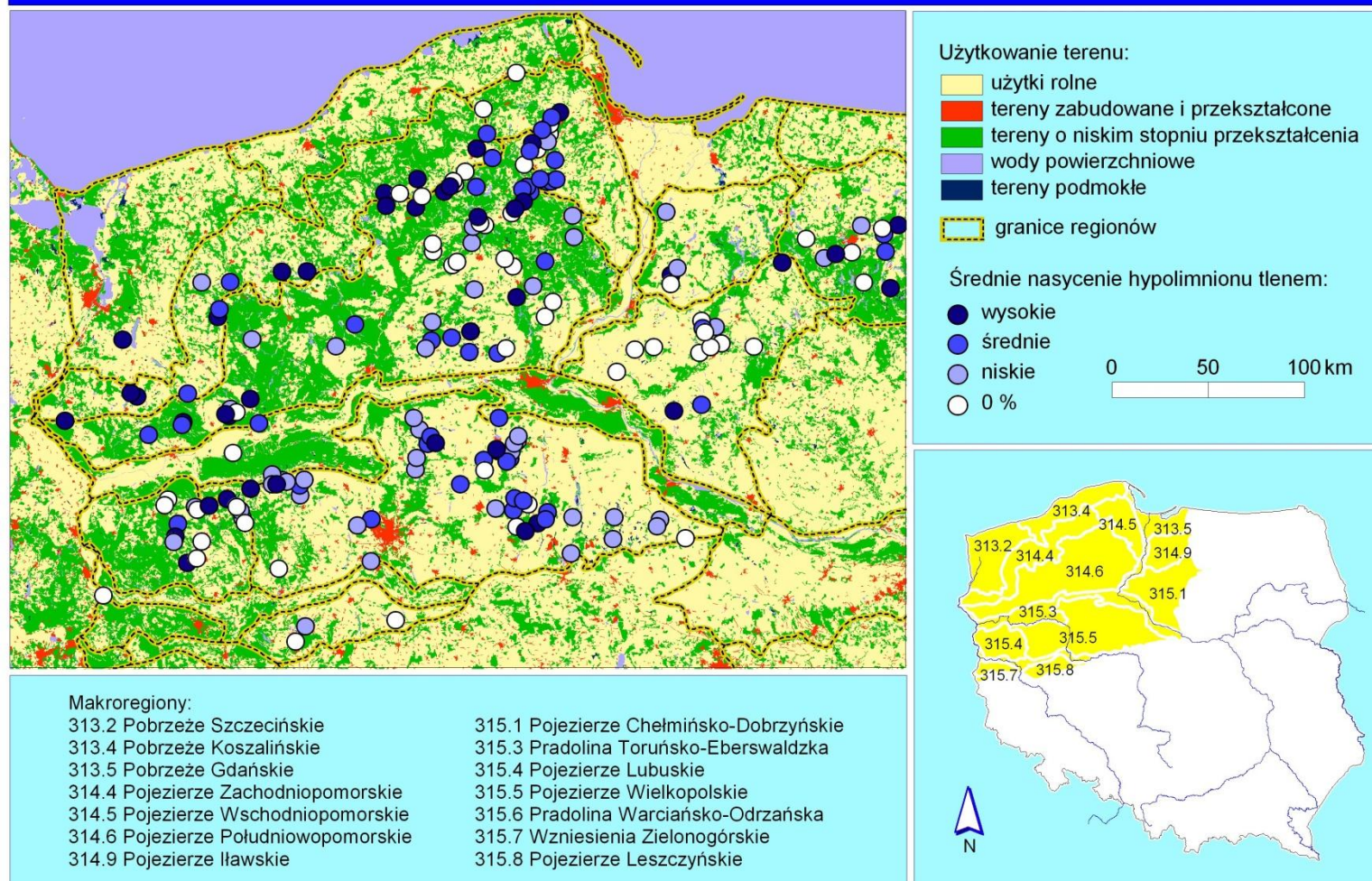
o długości fali około 470 nanometrów. Wzbudzony chlorofil wraca do stanu pierwotnego emitując światło o długości fal z zakresu 650-700 nm, którego natężenie można mierzyć przy użyciu fotodetektora. Pomiar natężenia fluorescencji pozwala ocenić zagęszczenie fitoplanktonu. Precyzyjnego ustalenia wysokości koncentracji chlorofilu w pobranych próbkach dokonuje się w warunkach laboratoryjnych po wyekstrahowaniu go z komórek organizmów.

Jeziora, których wody charakteryzują się wysoką zawartością chlorofilu, występują licznie na obszarze pojezierzy Leszczyńskiego, Iławskiego oraz Wielkopolskiego (ryc. 3.10), stanowiąc tam znaczną część całkowitej liczby jezior znajdujących się w regionie (od 55% do 67%). Wartości wskaźnika z zakresu 30%-50% charakteryzują pobraża Szczecińskie i Koszalińskie, a także Pradolinę Toruńsko-Eberswaldzką. Bardzo niską wartość opisywanego parametru ma Pojezierze Litewskie (zaledwie 2,6%), natomiast na Polesiu Zachodnim, wśród badanej grupy jezior nie występują obiekty charakteryzujące się wysoką zawartością chlorofilu *a* w wodach (ryc. 3.11). Konsekwentnie oba te regiony wykazują najwyższy odsetek jezior, których wody mają niską zawartość chlorofilu. W pierwszym przypadku, jest to ponad 80%, a w drugim prawie 60% liczby wszystkich jezior w regionie (ryc. 3.12). Znaczna liczba jezior z wodami o niskiej zawartości chlorofilu jest także cechą charakterystyczną obszarów Pobraża Koszalińskiego (50%) oraz Pojezierza Lubuskiego (46%).

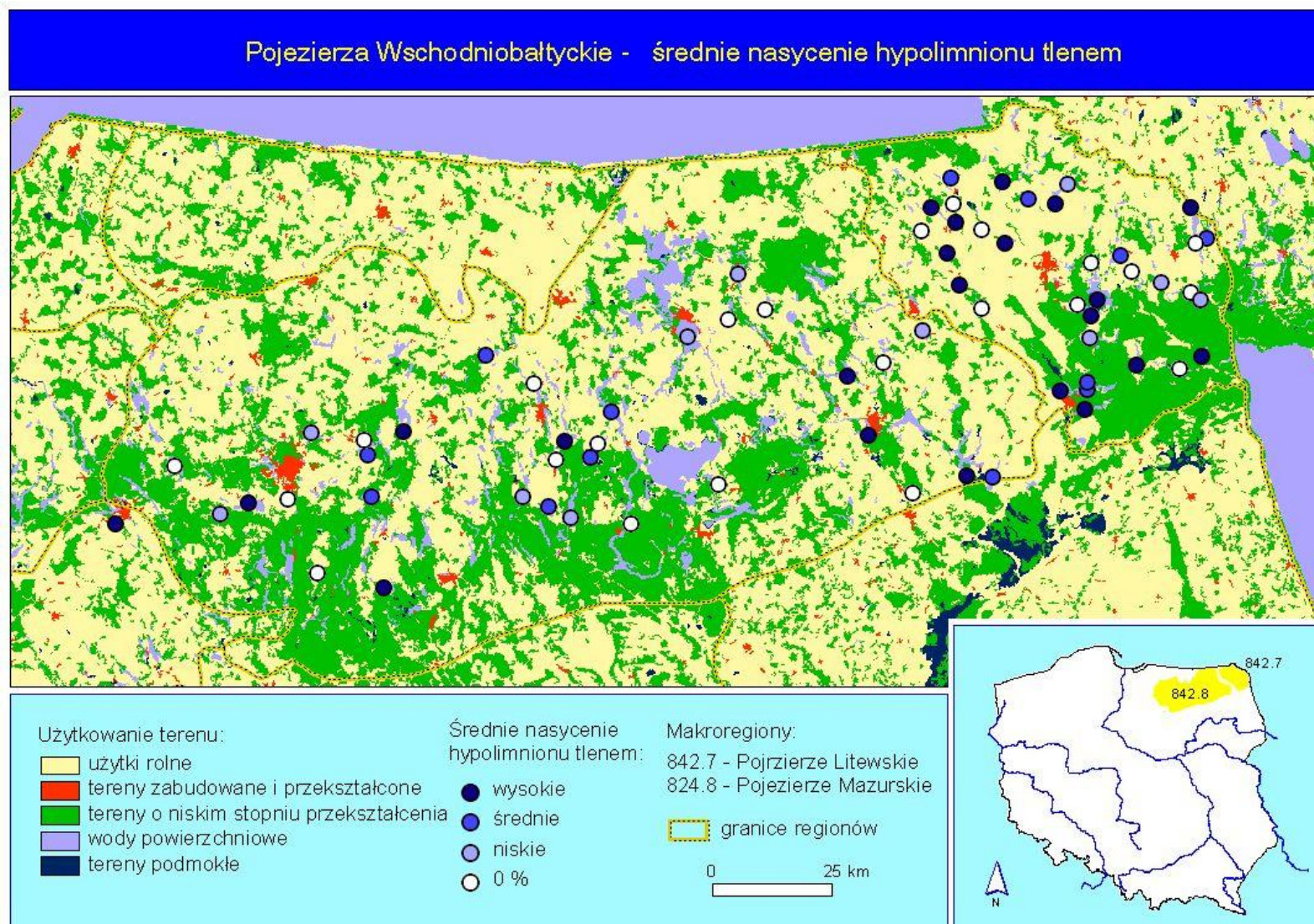
Na podstawie wartości sześciu ważnych parametrów opisujących jakość wód jezior (przezroczystość, przewodność elektrolityczna, stężenie fosforu całkowitego i azotu całkowitego, natlenienie hypolimnionu i zawartość chlorofilu) poszczególnym regionom przypisano punkty w liczbie od 1 do 3. Jeden punkt oznaczał, że większość jezior regionu ma daną cechę opisaną wartością odpowiadającą wodom o niskiej jakości, dwa punkty odpowiadały średniej jakości wód większości jezior, a trzy punkty przyznawane były, gdy największa liczebnie grupa jezior posiadała wody wysokiej jakości. Następnie obliczono sumy punktów, które pozwoliły uszeregować badane obszary w celu dokonania ich podziału na grupy terenów charakteryzujących się wysoką, średnią lub niską jakością wód jeziornych. Wynik tej prostej klasyfikacji przedstawiono w tablicy 3.1, a obraz geograficznego zróżnicowania jakości wód jeziornych w podziale regionalnym prezentuje kartogram (ryc. 3.13).

Pojezierze Litewskie uzyskało najwyższą notę ze względu na dużą liczbę jezior, których wody mają wysoką przezroczystość, niskie stężenie fosforu całkowitego, wysokie nasycenie hypolimnionu tlenem oraz niską zawartość chlorofilu. Jeziora Polesia Zachodniego w większości wyróżniają się wodami o niskiej przewodności elektrolitycznej właściwej, niskim stężeniu fosforu całkowitego i niską zawartością chlorofilu. Występują tu liczne jeziora płytkie, bez stratyfikacji letniej. Z tej przyczyny region ten nie otrzymał punktów związanych z nasyceniem hypolimnionu tlenem. Jednak nawet bez ich uwzględnienia, jeziora Polesia Lubelskiego kwalifikują się do pierwszej kategorii rankingu z liczbą 13 punktów.

Pobrzeża i Pojezierza Południowobałtyckie - średnie nasycenie hypolimnionu tlenem

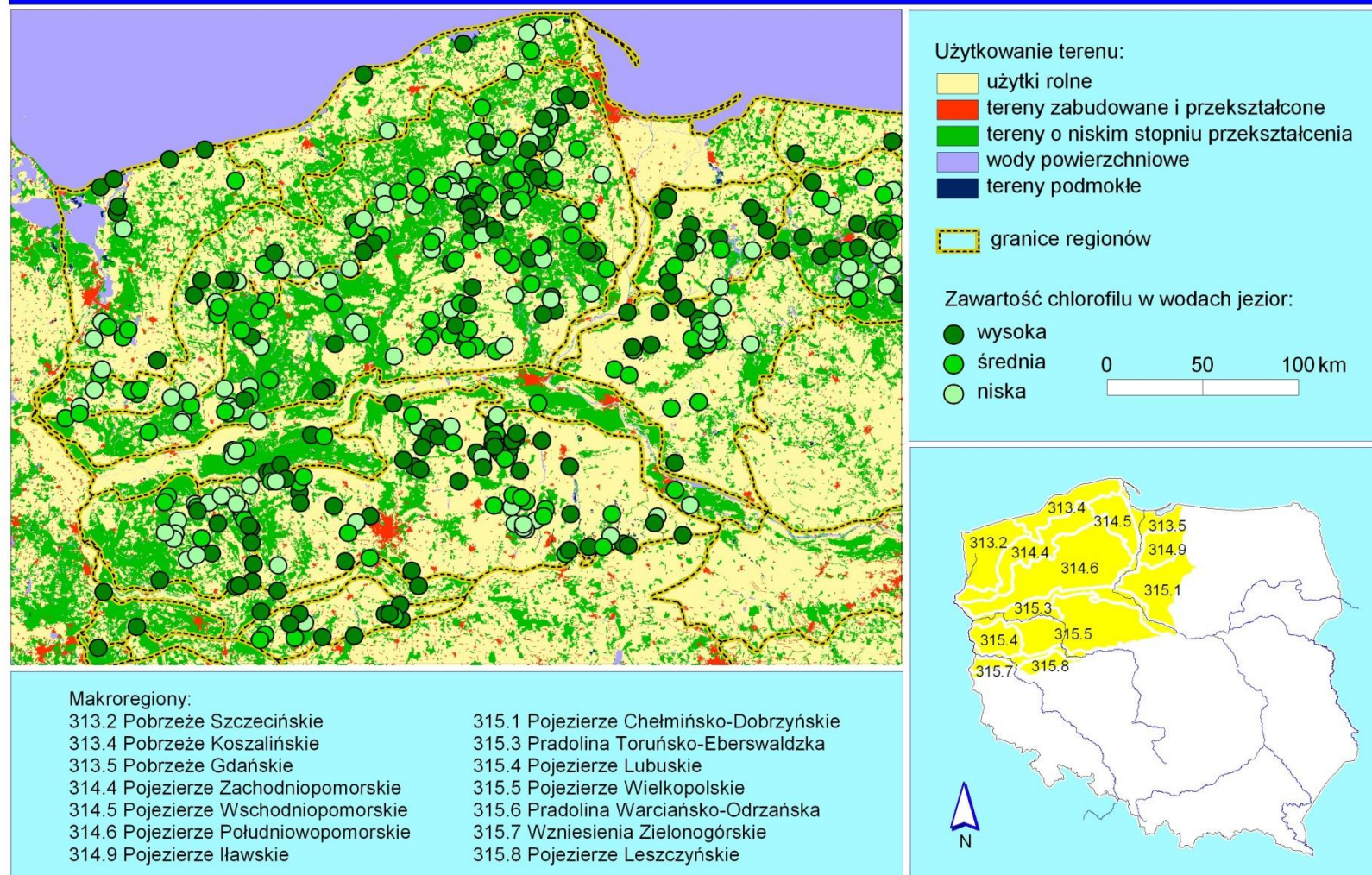


Ryc. 3.8. Geograficzne zróżnicowanie nasycenia hypolimnionu tlenem w wodach jezior Pobrzeży i Pojezierzy Południowobałtyckich.



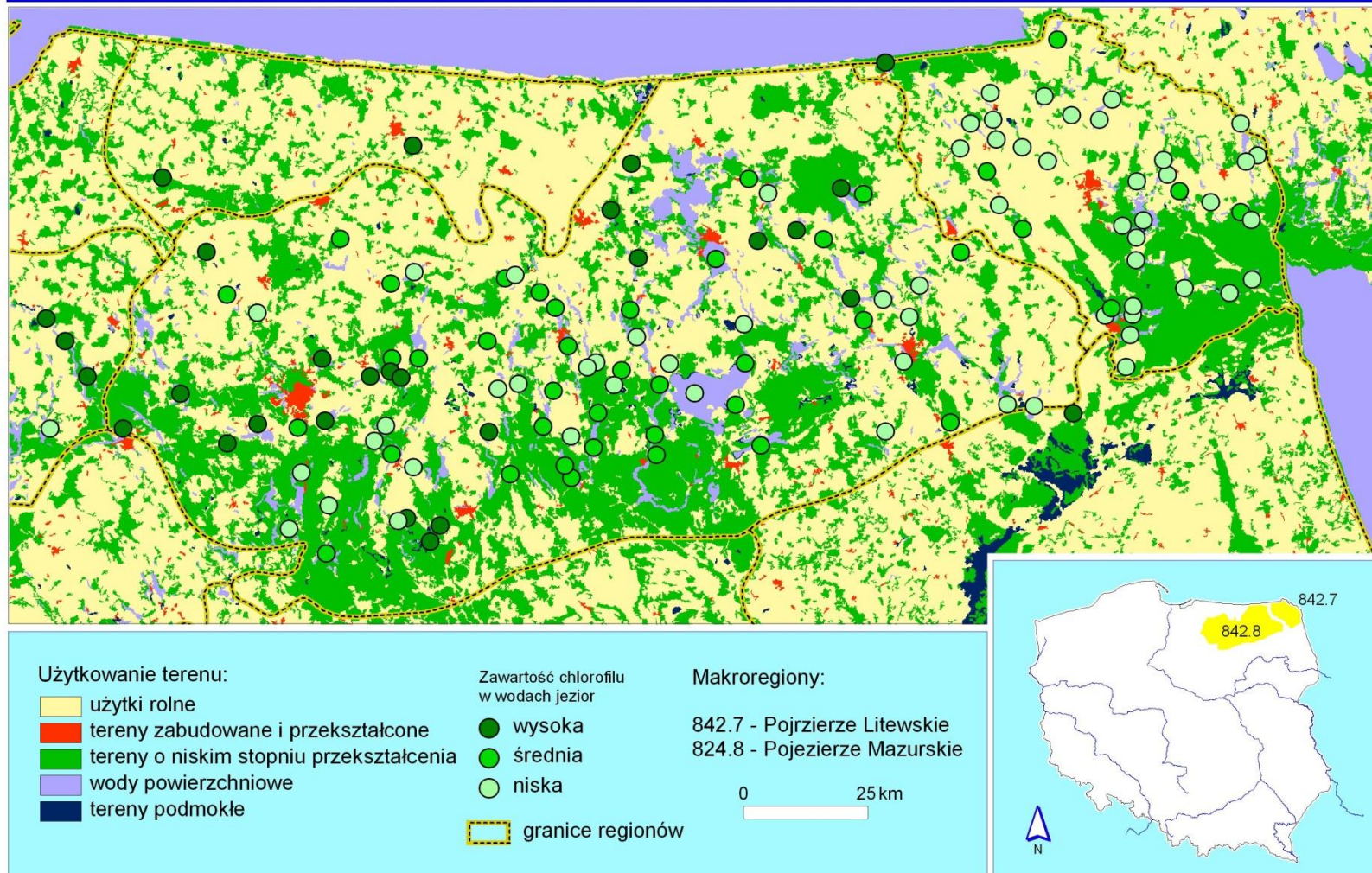
Ryc. 3.9. Geograficzne zróżnicowanie nasycenia hypolimnionu tlenem w wodach jezior Pojezierza Wschodniobałtyckich.

Pobrzeża i Pojezierza Południowobałtyckie - zawartość chlorofilu w wodach jezior

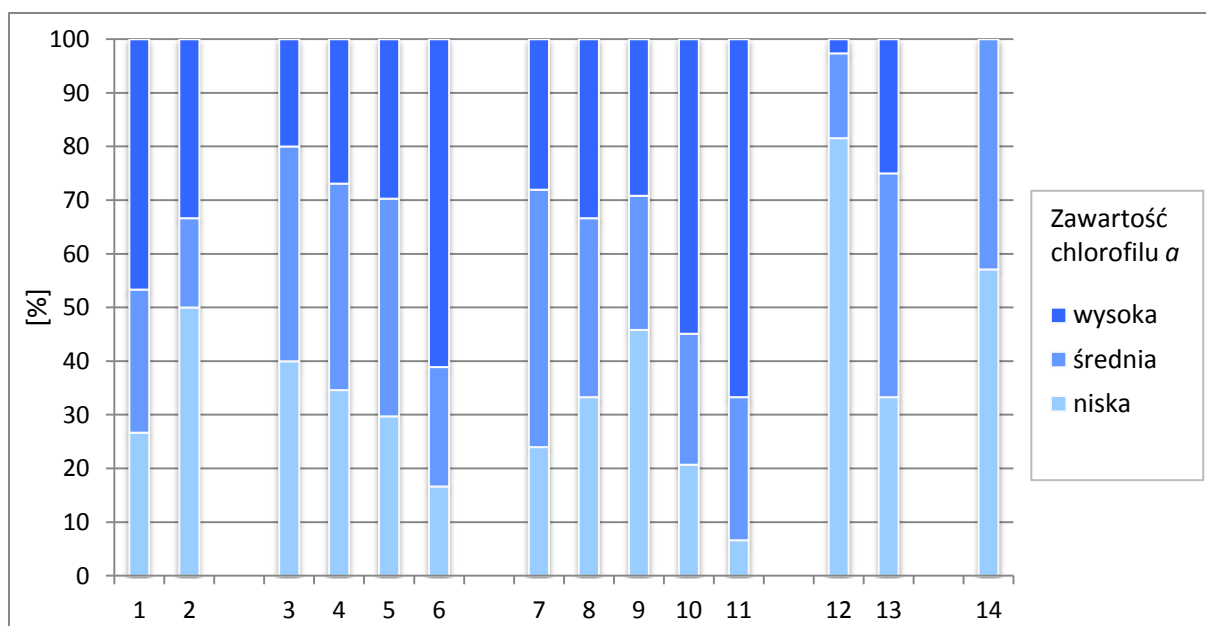


Ryc. 3.10. Geograficzne zróżnicowanie zawartości chlorofilu w wodach jezior Pobrzeży i Pojezierzy Południowobałtyckich.

Pojezierza Wschodniobałtyckie - zawartość chlorofilu w wodach jezior



Ryc. 3.11. Geograficzne zróżnicowanie zawartości chlorofilu w wodach jezior Pojezierzy Wschodniobałtyckich.



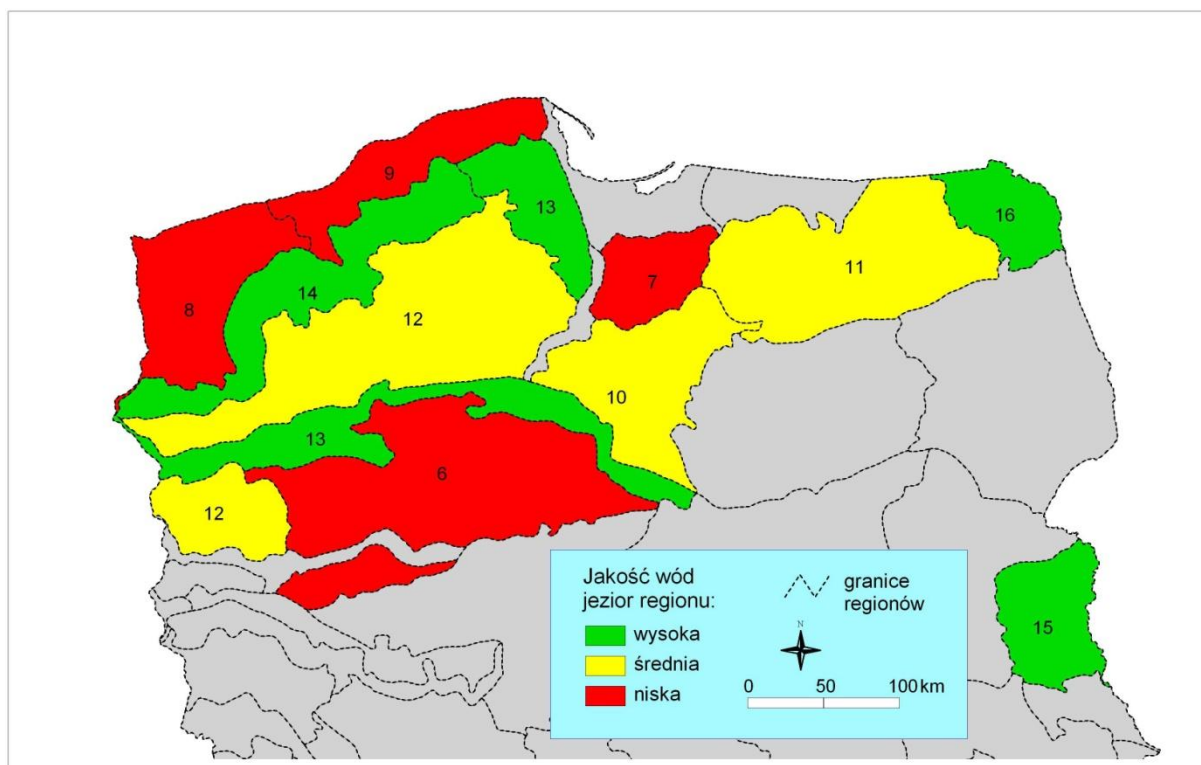
Ryc.3.12. Liczebność względna jezior, których wody charakteryzują się niską, średnią i wysoką zawartością chlorofilu; 1 - Pobrzeże Szczecińskie, 2 - Pobrzeże Koszalińskie, 3 - Pojezierze Zachodniopomorskie, 4 - Pojezierze Wschodniopomorskie, 5 - Pojezierze Południowopomorskie, 6 - Pojezierze Iławskie, 7 - Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, 8 - Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, 9 - Pojezierze Lubuskie, 10 - Pojezierze Wielkopolskie, 11 - Pojezierze Leszczyńskie, 12 - Pojezierze Litewskie, 13 - Pojezierze Mazurskie, 14 - Polesie Zachodnie.

Tabela 3.1. Kategoryzacja regionów o wysokiej jeziorności, przeprowadzona w oparciu o sześć powszechnie stosowanych wskaźników jakości wód powierzchniowych.

kategoria	punktacja	makroregion
I	16	Pojezierze Litewskie
	14	Pojezierze Zachodniopomorskie
	13	Polesie Zachodnie
	13	Pojezierze Wschodniopomorskie
	13	Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka
II	12	Pojezierze Południowopomorskie
	12	Pojezierze Lubuskie
	11	Pojezierze Mazurskie
	10	Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie
III	9	Pobrzeże Koszalińskie
	8	Pobrzeże Szczecińskie
	7	Pojezierze Iławskie
	7	Pojezierze Leszczyńskie
	6	Pojezierze Wielkopolskie

Pojezierze Zachodniopomorskie zostało zakwalifikowane do pierwszej kategorii regionów jeziornych ze względu na wysoką przezroczystość wody, niską przewodność elektrolityczną właściwą oraz wysokie nasycenie hypolimnionu tlenem. Niekorzystnym czynnikiem w tym regionie jest wysoka zawartość fosforu całkowitego w wodach jeziornych. Wody jezior Pojezierza Wschodniopomorskiego charakteryzują się niską przewodnością elektrolityczną właściwą oraz niską zawartością azotu całkowitego. Także i tu czynnikiem negatywnym jest wysokie stężenie fosforu całkowitego. W Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej funkcjonują jeziora, których wody w większości przypadków mają niską przewodność elektrolityczną i niskie stężenie fosforu całkowitego. Czynnikiem ograniczającym ich jakość jest niska przezroczystość wody.

Najslabiej w prezentowanej klasyfikacji wypadły regiony charakteryzujące się wysoką intensywnością użytkowania rolniczego, czyli Pojezierze Iławskie, Leszczyńskie i Wielkopolskie. O niskiej kategorii tych terenów zadecydowały takie cechy większości wód jeziornych, jak: niska lub średnia przezroczystość, wysoka lub średnia przewodność elektrolityczna, wysokie lub średnie stężenie fosforu całkowitego, w przypadku każdego z wymienionych regionów wysokie stężenie azotu całkowitego, a często także niskie nasycenie hypolimnionu tlenem oraz wysoka zawartość chlorofilu w wodach jeziornych.



Ryc. 3.13. Geograficzne zróżnicowanie jakości wód jeziornych w regionach o wysokiej jeziorności. Regiony opisano liczbą punktów z tabeli 3.1.

Rozdział 4. Przewodność elektrolityczna właściwa wód

Przewodność elektrolityczna właściwa (przewodność właściwa, konduktywność), czyli zdolność do przewodzenia prądu elektrycznego, jest jedną z cech fizycznych wody uznaną za szczególnie istotną w badaniach limnologicznych, gdyż stanowi miarę zawartości w wodzie rozpuszczonych substancji nieorganicznych (Williams 1986, Cole 1994, Kalff 2002). W limnologii przewodnictwo właściwe roztworów wodnych określa się, jako ilość energii elektrycznej przenoszonej w ciągu 1 s przez powierzchnię o przekroju 1 cm^2 , przy różnicy potencjałów $1\text{ V}\cdot\text{cm}^{-1}$. Jest ono odwrotnością oporności właściwej (oporu właściwego), a podstawową jednostką w układzie SI jest $\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$ (Lange 1993). Ponieważ pomiaru przewodności właściwej wody dokonuje się w odniesieniu do słupa wody o objętości 1 cm^3 , to najczęściej jednostką, w której podaje się jej wartość jest $\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Oznaczenie przewodności właściwej wody umożliwia (poprzez zastosowanie odpowiednich współczynników przeliczeniowych, np. formuły Dorochońskiego) ocenę stopnia jej zmineralizowania i obliczenie wartości mineralizacji ogólnej, gdyż oba parametry wiąże wzajemna wprost proporcjonalna zależność. Przewodność właściwa (ang. electrical conductivity, EC) jest wypadkową zarówno ilościowego i jakościowego zróżnicowania rozpuszczonych w wodzie soli, jak też jej temperatury. W niezanieczyszczonych wodach przewodność zwiększa się o 2-3% (średnio o 2,5%) na 1°C . Dla celów porównawczych konieczne jest więc przeliczanie uzyskanych przy użyciu konduktometrów wyników konduktywności (EC) na wartości odpowiadające umownej standardowej temperaturze (ang. specific electrical conductivity, SEC), a także doświadczalne ustalenie wielkości współczynników łączących przewodność właściwą z mineralizacją ogólną (Lange 1993, Choiński 1995, Dawidek 2013).

W literaturze przewodność elektrolityczna właściwa określana bywa także mianem przewodności elektrycznej, przewodnictwa elektrolitycznego lub elektrycznego oraz konduktancji, co jednak ze względu na różnice znaczeniowe, na co zwraca uwagę Dawidek (2013), nie jest w pełni poprawne. Łatwość uzyskania wyniku, jego dokładność, a także szerokie możliwości interpretacyjne sprawiają, że przewodność elektrolityczna właściwa jest parametrem powszechnie wykorzystywanym w badaniach limnologicznych. Znajduje to swój wyraz w licznych publikacjach dotyczących cech fizyczno-chemicznych wód polskich jezior, zarówno monograficznych poświęconych konkretnym zbiornikom (Choiński, Lange 1996, Cieśliński 2011a), jak też pracach odnoszących się do wybranych grup jezior (Górniak 2006, Cieśliński 2011, Marszelewski 2005, Dawidek 2013). Do najobszerniejszych należą opracowania Koryckiej i Dębińskiego (1974) oraz Koryckiej (1991), w których w sposób syntetyczny omówiono zróżnicowanie przestrzenne przewodności wód około 1200 jezior północnej Polski, łącząc jej wartości ze strukturą chemiczną wód oraz stopniem wykorzystania jezior.

Wartość przewodności elektrolitycznej właściwej wód jeziornych będąca wynikiem łącznego dopływu rozpuszczonej materii z obszaru zlewni, pozostaje w genetycznym związku ze sposobem alimentacji zbiorników. W związku z tym może być parametrem wykorzystywanym do identyfikacji pochodzenia zgromadzonej w niecce jeziornej wody (Juday, Birge 1933, Lange i in. 2001, Nowiński 2009, Cieśliński 2011, Dawidek 2013), przy ocenie stanu

czystości wód (Kudelska i in. 1994, Marszelewski 2000) oraz szacowaniu nasilenia procesów transformacyjnych (Marszelewski 1999, Maślanka i in. 2003). Zazwyczaj niskie wartości przewodności elektrolitycznej właściwej notowane są w bezodpływowych zbiornikach alimentowanych w przewodzie przez opady atmosferyczne. Niskiej przewodności sprzyja także duża lesistość zlewni, zwłaszcza duży udział lasów iglastych porastających ubogie w sole mineralne siedliska, oraz znaczny odsetek powierzchni obszarów podmokłych i torfowisk pozostających w stanie naturalnym. Wzrost powierzchni zlewni, zmiana struktury jej użytkowania, a także wzrost gęstości sieci rzecznej i włączenie jezior do sieci odpływu powierzchniowego powoduje wzrost przewodności właściwej wód jeziornych. Wysokie jej wartości są charakterystyczne dla głębokich zbiorników zasilanych głównie drogą podziemną (zwłaszcza z głębszych poziomów wodonośnych), najwyższe – zarówno dla jezior przy-morskich (okresowo zasilanych wodami morskimi), jak i dla będących długotrwałymi odbior-nikami wód silnie zanieczyszczonych (Korycka 1991, Maślanka, Lange 2000, Marszelewski 2005).

Charakterystyki zróżnicowania przewodności elektrolitycznej właściwej wód jezior polskich o powierzchni ≥ 50 ha dokonano na podstawie materiału dokumentacyjnego zebranego przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska w ramach państwowego monitoringu jezior, a także przez jednostki uniwersyteckie i instytuty badawcze zajmujące się problematyką limnologiczną, a uzyskane w ten sposób wyniki pomiarów sprowadzono do wartości odpowiadających temperaturze referencyjnej 20°C (SEC 20). W efekcie prze-prowadzonej kwerendy zgromadzono wyniki pomiarów przewodności wód 650 jezior, które stanowią 63,0% całkowitej liczby, 69,9% łącznej powierzchni i 72,4% ogólnych zasobów wód jezior polskich o powierzchni większej lub równej 50 ha (wg Jańczak 1996, 1997, 1999).

Z uwagi na konieczność uwzględnienia w opracowaniu jak największego zbioru badanych jezior, do analizy przewodności właściwej ich wód wykorzystano dane monitorin-gowe pochodzące z lat 1991-2012, przy czym wyniki z lat 90. XX w. stanowią niespełna 9,8% ogółu. Do roku 2006, zgodnie z *Wytycznymi monitoringu podstawowego jezior* (Kudelska i in. 1994), przewodność warstw powierzchniowych (20°C) była określana tylko w okresie homotermii wiosennej. Z tego okresu pochodzi 34% uzyskanych danych. Od roku 2007, w związku z wdrażaniem Ramowej Dyrektywy Wodnej i zmianą wymagań dotyczących oceny i klasyfikacji wód, przewodność w większości monitorowanych jezior określana jest 3-4 razy w roku (podczas cyrkulacji wiosennej, na początku okresu letniego, w szczycie stagnacji letniej oraz jesienią), a w przypadku 22 corocznie badanych jezior reperowych – od 6 do 8 razy w sezonie wegetacyjnym. W okresie 2007-2010 monitoringiem objętych było 31,1% spośród analizowanych jezior, a po 2010 roku – 34,9%. W tabelach 4.1 i 4.2 podano szczegółowe zestawienie procentowego udziału liczby, powierzchni oraz zasobów wód jezior ujętych w niniejszym opracowaniu, w odniesieniu do ogółu największych jezior Polski sporządzone w podziale regionalnym (podprowincje, makroregiony) oraz administracyjnym (województwa).

Tabela 4. 1. Bezwzględne i względne liczebności, sumy powierzchni zwierciadła wody (ha) oraz pojemności jezior (hm³) zestawione w podziale na regiony fizyczno-geograficzne (podprowincje i makroregiony) dla zbioru jezior polskich o powierzchni większej lub równej 50 ha, w których wykonano pomiary przewodności elektrolitycznej wody.

Region	Liczba jezior			Powierzchnia jezior			Pojemność jezior		
	ogółem	badane	%	ogółem	badane	%	ogółem	badane	%
Pobrzeża Południowobałtyckie	44	30	68,2	28175,7	22758,3	80,8	1267,48	1141,01	90,0
Pobrzeża Wschodniobałtyckie	5	2	40,0	685,1	179,3	26,2	10,72	2,78	25,9
Pojezierza Południowobałtyckie	651	458	70,5	106323,1	80624,3	75,8	7063,14	5560,07	78,7
Poj. Zachodniopomorskie	91	45	49,5	14812,1	9587,7	64,7	1326,11	1032,34	77,8
Poj. Wschodniopomorskie	39	37	94,9	5305,0	5075,2	95,7	414,66	398,38	96,1
Poj. Południowopomorskie	199	130	65,3	32318,7	22212,8	68,7	2371,36	1724,96	72,7
Poj. Iławskie	51	34	66,7	12054,1	9285,6	77,0	540,16	362,52	67,1
Poj. Chełmińsko-Dobrzyńskie	62	52	83,9	8872,9	6925,4	78,1	552,51	436,18	78,9
Poj. Lubuskie	28	24	85,7	3708,2	3443,8	92,9	254,23	248,38	97,7
Poj. Wielkopolskie	128	97	75,8	22432,4	18789,3	83,8	1341,74	1156,02	86,2
Poj. Leszczyńskie	21	15	71,4	3311,2	2854,6	86,2	132,40	123,42	93,2
Wzniesienia Zielonogórskie	3	2	66,7	255,7	203,6	79,6	2,70	1,32	48,9
Prad. Toruńsko-Eberswaldzka	22	16	72,7	2469,9	1589,1	64,3	97,31	51,11	52,5
Prad. Warciańsko-Odrzańska	6	5	83,3	622,0	496,3	79,8	22,93	18,40	80,3
Dolina Dolnej Wisły	1	1	100	160,9	160,9	100	7,03	7,03	100
Pojezierza Wschodniobałtyckie	308	145	47,1	95084,3	57526,0	60,5	8021,80	5145,76	64,1
Poj. Litewskie	63	39	61,9	12037,4	9755,1	81,0	1339,13	1162,92	86,8
Poj. Mazurskie	245	106	43,3	83046,9	47770,9	57,5	6682,67	3982,82	59,6
Polesie	14	12	85,7	1381,0	1021,0	73,9	64,47	47,12	73,1
Niziny Środkowopolskie	7	2	28,6	802,8	306,8	38,2	39,02	25,04	64,2
Niziny Sasko-Lużyckie	1	–	–	100,5	–	–	3,93	–	–
Wys. Podlasko-Białoruskie	1	1	100	235,6	235,6	100	6,22	6,22	100
Łącznie	1031	650	63,0	232787,5	162651,3	69,9	16476,78	11928,00	72,4

Wartości średniej rocznej przewodności właściwej (SEC 20) 650 jezior o powierzchni wyższej i równej 50 ha w analizowanym okresie mieściły się w zakresie od 46 do 3935 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Zbiornikiem cechującym się najniższą przewodnością wód było – położone na Pojezierzu Zachodniopomorskim w strefie wododziałowej dorzeczy Parsęty oraz Wieprzy – lobeliowe Jezioro Bobięcińskie Wielkie. Najwyższą przewodność zarejestrowano w wodach przybrzeżnego jeziora Resko Przymorskie (Pobrzeże Szczecińskie).

Nawiązując do przyjętych przez Korycką i Dembińskiego (1974) klas przewodności, można stwierdzić, iż najniższą przewodnością, poniżej 100 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, wykazywało się 13 jezior (2% ogółu), z których 12 znajduje się w województwie pomorskim, a jedno w warmińsko-mazurskim. Grupa ta obejmuje stosunkowo jednorodną pod względem morfometrycznym i zlewniowym, miękkiwodną zbiorniki o koncentracji jonów wapnia $< 15 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, z których 84,6% stanowią, wyróżniane przez Szmęję (1996) na podstawie kryterium florystycznego oraz fitocenotycznego, jeziora lobeliowe. Powierzchnie tych jezior na ogół nie przekraczają 100 ha (wyjątek stanowią jeziora Kiedrowickie oraz Bobięcińskie Wielkie), a ponad połowa z nich jest głęboka lub bardzo głęboka ($D_{\text{max}} > 17 \text{ m}$). Również zlewnie tych jezior są niewielkie (2,7 – 30,4 km^2), a ich oddziaływanie na jeziora, wyrażone współczynnikiem Schindlera (W_s), jest nieznaczne – w przypadku 61,5% z nich wartość $W_s < 2$. Przewodność z zakresu od 101 do 200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ zanotowano w 42 jeziorach (6,5% ogółu), z których połowa położona jest w województwie pomorskim, a kolejne 19% w warmińsko-mazurskim. Zbiorniki te wykazują większe zróżnicowanie pod względem morfometrycznym, jednak tak jak w grupie poprzedniej, przeważają tu jeziora o małym wpływie zlewni ($W_s < 2$), obejmujące 57,1% tej zbiorowości. Najliczniejszą grupę tworzą jeziora o przewodności z zakresu od 201 do 400 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, których jest 395 (60,8%), a nieco mniejszą (193 jeziora) o przewodności z zakresu od 401 do 1000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Najmniej liczną (obejmującą zaledwie 7 zbiorników) grupę stanowią jeziora o przewodności $> 1001 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Przedstawiony powyżej rozkład częstości nawiązuje zasadniczo do wyników otrzymanych przez Korycką i Dembińskiego (1974), przy czym w obecnie analizowanej grupie jezior przewodność $\leq 400 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ obserwowana była w 69,3 % zbiorników, podczas gdy w zbiorowości badanej w latach 60. XX w. – aż w 81,9 % jezior. Świadczyć to może o wzroście ilości rozpuszczonych substancji mineralnych w wodach polskich jezior (trwającym zwłaszcza do końca XX w.), na co wyraźnie wskazuje w swoich publikacjach Marszelewski (1999, 2005). Pamiętać należy jednak, że zbiorowość badanych przez Korycką i Dembińskiego (1974) 1211 jezior była blisko dwukrotnie większa od analizowanej obecnie, ponadto zbiorniki o powierzchni powyżej 50 ha stanowiły wówczas 64,6% ogółu.

Przewodność elektrolityczna właściwa od wielu lat uznawana jest za jeden ze wskaźników czystości wód stosowanych w systemach oceny jezior. Odnosząc się do obowiązujących do roku 2006 kryteriów oceny jezior (Kudelska i in. 1994), należy stwierdzić, iż 43,3% spośród badanych zbiorników (pod względem ilości rozpuszczonej w ich wodach materii nieorganicznej) nie spełniało wymagań stawianych wodom III (najniższej) klasy czystości. Przewodność ich wód była wyższa od 350 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Wartościami z zakresu 301-350 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (przyjętymi dla III klasy) charakteryzowało się 18,8% jezior, z przedziału

251-300 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (II klasa) – 14,7%, a wartości poniżej 250 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pozwalające zaliczyć wody do I klasy czystości wykazywało jedynie 23,2% z nich.

Tabela 4. 2. Bezwzględne i względne liczebności, sumy powierzchni zwierciadła wody (ha) oraz pojemności jezior (hm^3) zestawione w podziale na województwa dla zbioru jezior polskich o powierzchni większej lub równej 50 ha, w których wykonano pomiary przewodności elektrolitycznej wody.

Województwo	Liczba jezior			Powierzchnia jezior			Pojemność jezior		
	ogółem	badane	%	ogółem	badane	%	ogółem	badane	%
dolnośląskie	2	–	–	154,0	–	–	4,52	–	–
kujawsko-pomorskie	122	109	89,3	16837,1	15378,2	91,3	900,80	818,6	90,9
lubelskie	16	13	81,3	1589,8	1112,3	70,0	71,52	51,69	72,3
lubuskie	59	51	86,4	7954,5	7465,7	93,9	510,20	495,14	97,0
mazowieckie	6	–	–	1147,5	–	–	53,83	–	–
podlaskie	60	42	70,0	13558,4	11950,9	88,1	1458,12	1351,03	92,7
pomorskie	150	144	96,0	34428,0	33875,4	98,4	1980,73	1943,31	98,1
warmińsko-mazurskie	310	137	44,2	97831,3	57064,6	58,3	7342,02	4282,00	58,3
wielkopolskie	129	93	72,1	18873,7	15316,8	81,2	1077,78	926,28	85,9
zachodniopomorskie	177	61	34,5	40413,2	20487,4	50,7	3077,26	2059,94	66,9
Łącznie	1031	650	63,2	232787,5	162651,3	69,9	16476,78	11928,00	72,4

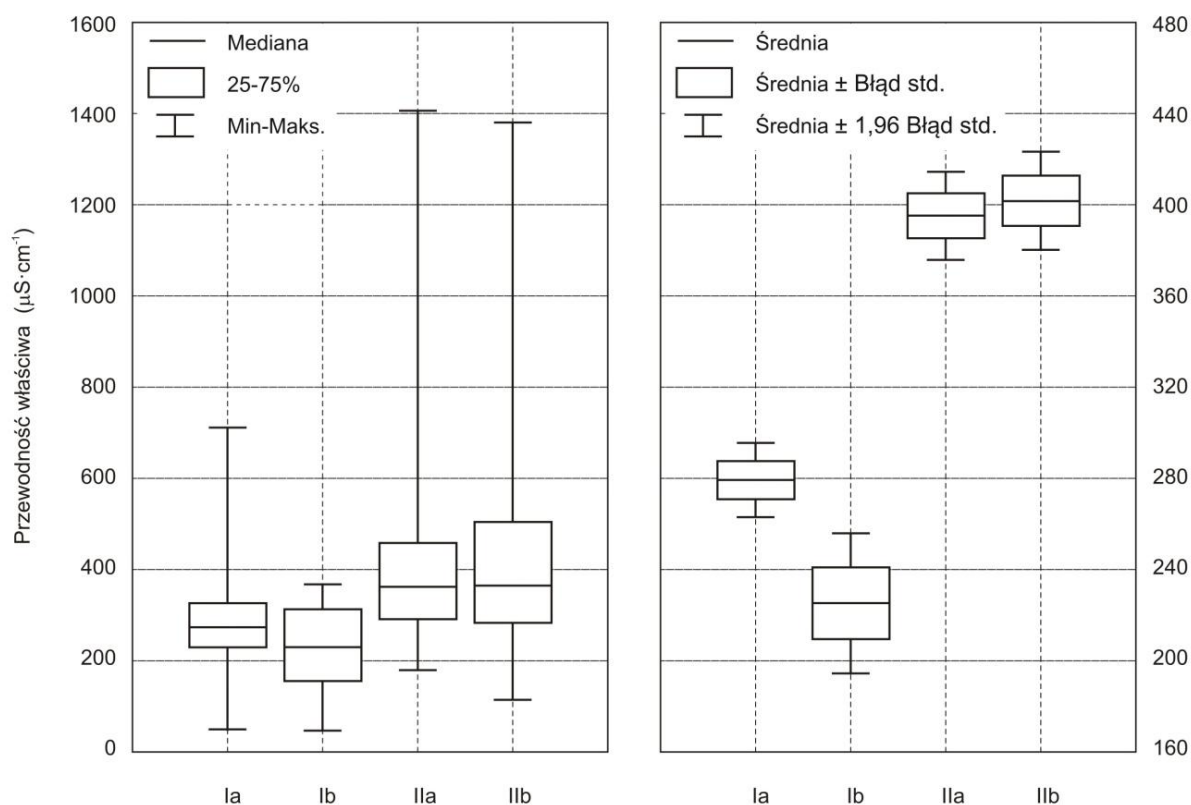
Od roku 2007 przewodność właściwa stanowi jeden z parametrów abiotycznych służących weryfikacji oceny stanu ekologicznego wód polskich jezior dokonywanej na podstawie wskaźników biologicznych i uwzględnianym w ostatecznej ocenie tylko w przypadku, kiedy ocena przeprowadzona na podstawie elementów biologicznych jest powyżej stanu dobrego. Przyjmując zgodne z Ramową Dyrektywą Wodną (2000) obecnie obowiązujące kryteria oceny jezior, należy stwierdzić, iż jeziora, których stan można określić, jako bardzo dobry i dobry (tj. o przewodności $\leq 600 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) – stanowią 90,1 % ogółu badanych największych polskich jezior.

Wśród 59 zbiorników o najwyższej przewodności wód powierzchniowych ($> 600 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) jeziora przymorskie stanowiły 10,2%. Zbiorniki te cechuje wyjątkowo duża, jak na warunki polskich jezior, zmienność czasowa oraz przestrzenne zróżnicowanie przewodności właściwej wód, której rozkłady z jednej strony są uwarunkowane strukturą

zasilania zbiorników (w szczególności wielkością dopływu wód morskich), z drugiej zaś – czytelnie nawiązują do cyrkulacji wewnętrznej, w tym dopływu substancji mineralnych z osadów dennych (Choiński, Lange 1996, Choiński i in. 1998, Tórz i in. 2000). Przeprowadzone przez Cieślińskiego (2011, 2011a) badania wskazują, iż średnie wartości przewodności wód jezior przymorskich o powierzchni ≥ 50 ha w latach 2002-2010 mieściły się w szerokim zakresie od $136 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Dołgie Wielkie) do $4246 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Resko Przymorskie), a absolutne ekstrema (w punktach najbliższych połączenia z morzem) zanotowano w jeziorze Gardno ($6330 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) oraz Łebsko ($11\,089 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Wśród jezior przymorskich autor ten wyróżnia zbiorniki stale poddane oddziaływaniu wód morskich, a przez to charakteryzujące się względnie stabilnymi, lecz wysokimi wartościami przewodności (Resko Przymorskie, Koprowo, Bukowo oraz Łebsko), jak i zbiorniki poddane głównie oddziaływaniu wód lądowych o relatywnie niskich jak na warunki wybrzeża jej wartościach (Wicko, Dołgie Wielkie, Sarbsko, Liwia Łuża). Pośrednią grupę stanowią zbiorniki charakteryzujące się dużą zmiennością warunków hydrologicznych i hydrochemicznych (Gardno, Jamno, Druzno), w których obserwowane są największe wahania wartości tego parametru – zarówno czasowe, jak i przestrzenne.

Wysokie wartości przewodnictwa właściwego wód jeziornych, poza dopływem zasolonych wód morskich, są wynikiem silnej presji antropogenicznej, wywieranej głównie poprzez wieloletnie zrzuty ścieków (komunalnych i przemysłowych) oraz dopływ (głównie za pośrednictwem sieci melioracyjnej oraz drenarskiej) zanieczyszczeń pochodzenia rolniczego. Oddziaływanie tych czynników było i jest szczególnie widoczne w obrębie województw wielkopolskiego oraz kujawsko-pomorskiego, gdzie położonych jest 83,1% jezior o przewodności powyżej $600 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (odpowiednio 42,4% i 40,7%). Tego typu presji podlegają między innymi jeziora: Tuczno ($899 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), Bytyńskie ($849 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) oraz Rogowskie ($778 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Jednak najwyższe spośród zbiorników położonych w głębi lądu wartości przewodności notowane były w jeziorach Wolickim (wartość średnia: $1407 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, maksymalna: $3410 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) oraz Mielno (odpowiednio: $1381 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ i $1538 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), pozostających pod silnym wpływem Noteci, obciążonej nadmiernym ładunkiem substancji mineralnych odprowadzanych z zakładów przemysłu chemicznego i wydobywczego okolic Janikowa oraz Inowrocławia (WIOŚ 2009, 2010). Pod wpływem wód Noteci pozostają także jeziora Szarlej ($797 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ i $1450 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) oraz Kierzkowskie ($723 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ i $789 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$).

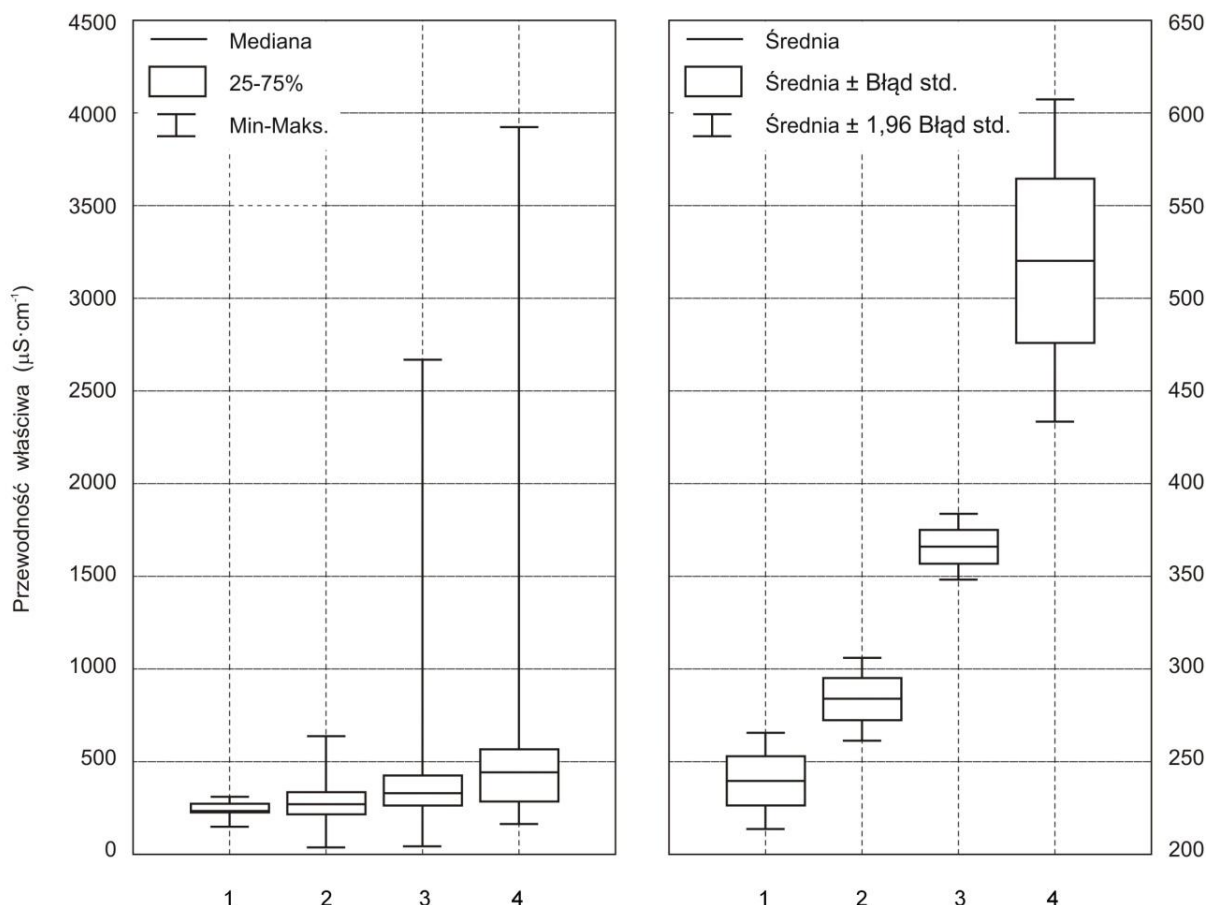
Przeprowadzona przez Håkanssona (2004) analiza kształtowania się przewodności właściwej wód jeziornych w kontekście oddziaływania zlewni oraz indywidualnych cech morfometrycznych ich niecek wykazała, że wpływ zlewni jest w tym przypadku dominujący. Jej parametry oraz struktura użytkowania gruntów w 59% wyjaśniają międzyjeziorne zróżnicowanie przewodności elektrolitycznej właściwej. Wpływ klimatu (odpowiedzialnego za intensywność dostawy substancji rozpuszczonej do jezior) sięga 28%, a na oddziaływania uwarunkowane morfometrią misy jeziornej 13%. Powyższe prawidłowości, obserwowane w jeziorach skandynawskich, wydają się znajdować swój wyraz także w zróżnicowaniu przewodności największych polskich jezior (ryc. 4. 1).



Ryc. 4. 1. Miary tendencji centralnej i miary zmienności przewodności właściwej wody w podziale na typy abiotyczne jezior: Ia – jeziora o małym wpływie zlewni, stratyfikowane, Ib – jeziora o małym wpływie zlewni, niestratyfikowane, II a – jeziora o dużym wpływie zlewni, stratyfikowane, II b – jeziora o dużym wpływie zlewni, niestratyfikowane.

Przewodność wód jezior charakteryzujących się dużym wpływem zlewni (typ II o współczynniku Schindlera > 2) wyrażona wartościami średnimi (IIa – $395 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, IIb – $405 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) oraz środkowymi (II a – $362 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, II b – $372 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) była wyraźnie wyższa (i statystycznie istotnie różna, $p < 0,001$) od przewodności wód jezior cechujących się niskim wpływem zlewni (typ I). Jednocześnie nie obserwowano w tej grupie jezior istotnych statystycznie różnic pomiędzy zbiornikami stratyfikowanymi (IIa) i niestratyfikowanymi (IIb). Z kolei w grupie jezior o małym wpływie zlewni (o współczynniku Schindlera < 2) zbiorniki stratyfikowane i niestratyfikowane statystycznie różniły się wyraźniej, na poziomie istotności $p < 0,05$. Pierwsze z nich cechowała wyższa przewodność wyrażona wartościami średnimi (Ia – $280 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, Ib – $225 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) oraz środkowymi (Ia – $277 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, Ib – $230 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), jak też wyraźnie większy był zakres obserwowanych wartości ($46\text{--}711 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ wobec $47\text{--}368 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Wysokie wartości przewodności wód zbiorników stratyfikowanych (typ Ia) mogą być wynikiem zasilania ich z głębszych poziomów wodonośnych, gdyż 69,8% z nich stanowią jeziora bardzo głębokie (z najgłębszymi w Polsce – Hańczę, Drawskiem, Wigrami czy Wukśnikami), a kolejne 28,9% – głębokie. Jednakże, w niektórych przypadkach, są także skutkiem silnej presji ze strony zlewni, głównie za sprawą rolnictwa (Oświeckie Wschodnie, Chomiąskie), ale także wskutek mających miejsce w przeszłości

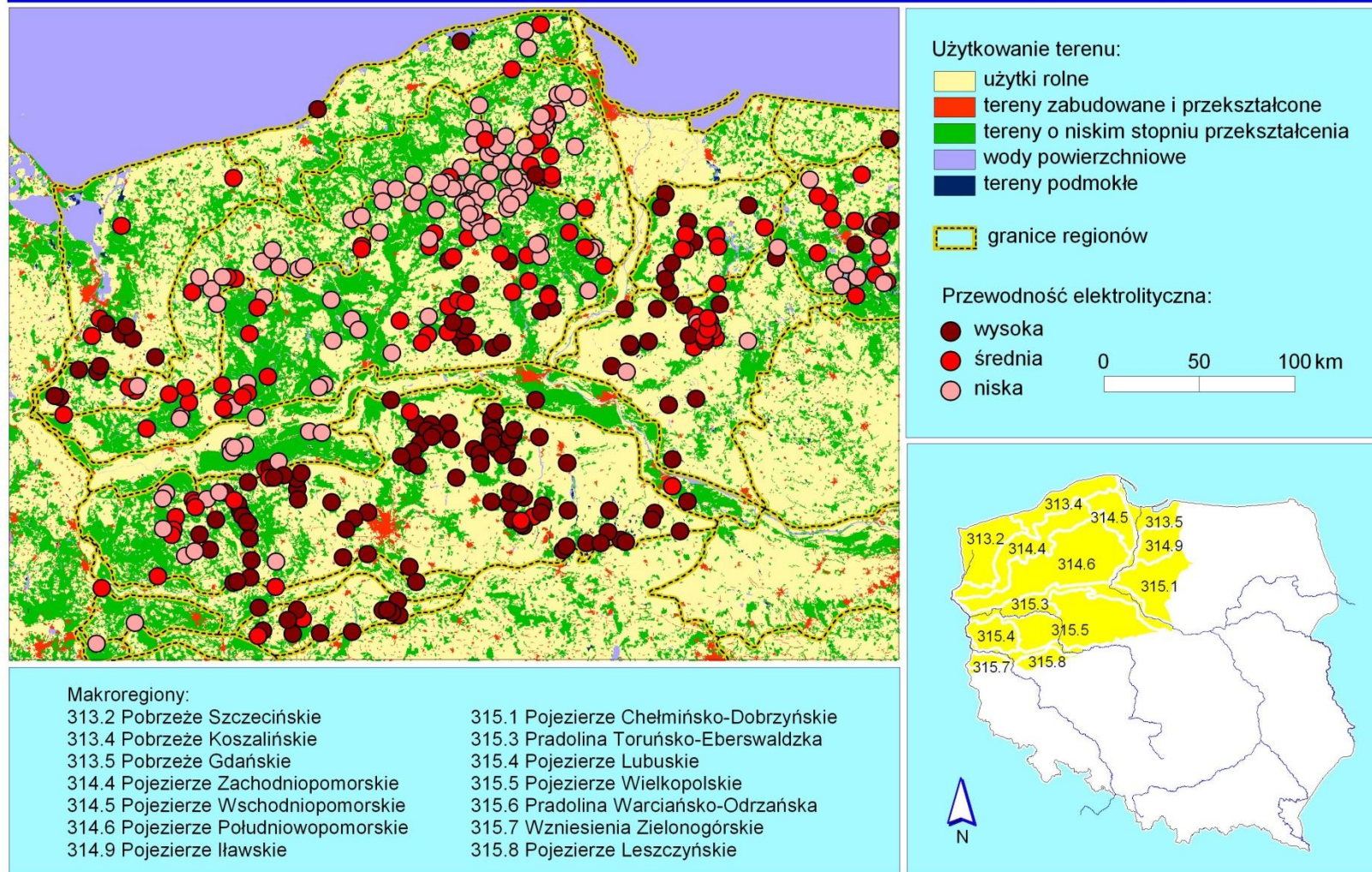
zrzutów nieoczyszczonych ścieków komunalnych i przemysłowych (Miedwie, Zajezierskie). To pokazuje, że współczynnik Schindlera nie powinien być jedynym kryterium (jak to ma obecnie miejsce w diagnostyce stanu ekologicznego jezior) oceny wpływu zlewni.



Ryc. 4. 2. Miary tendencji centralnej i miary zmienności przewodności właściwej wody w podziale na typy troficzne jezior; 1 – oligotroficzne, 2 – mezotroficzne, 3 – eutroficzne, 4 – hipertroficzne.

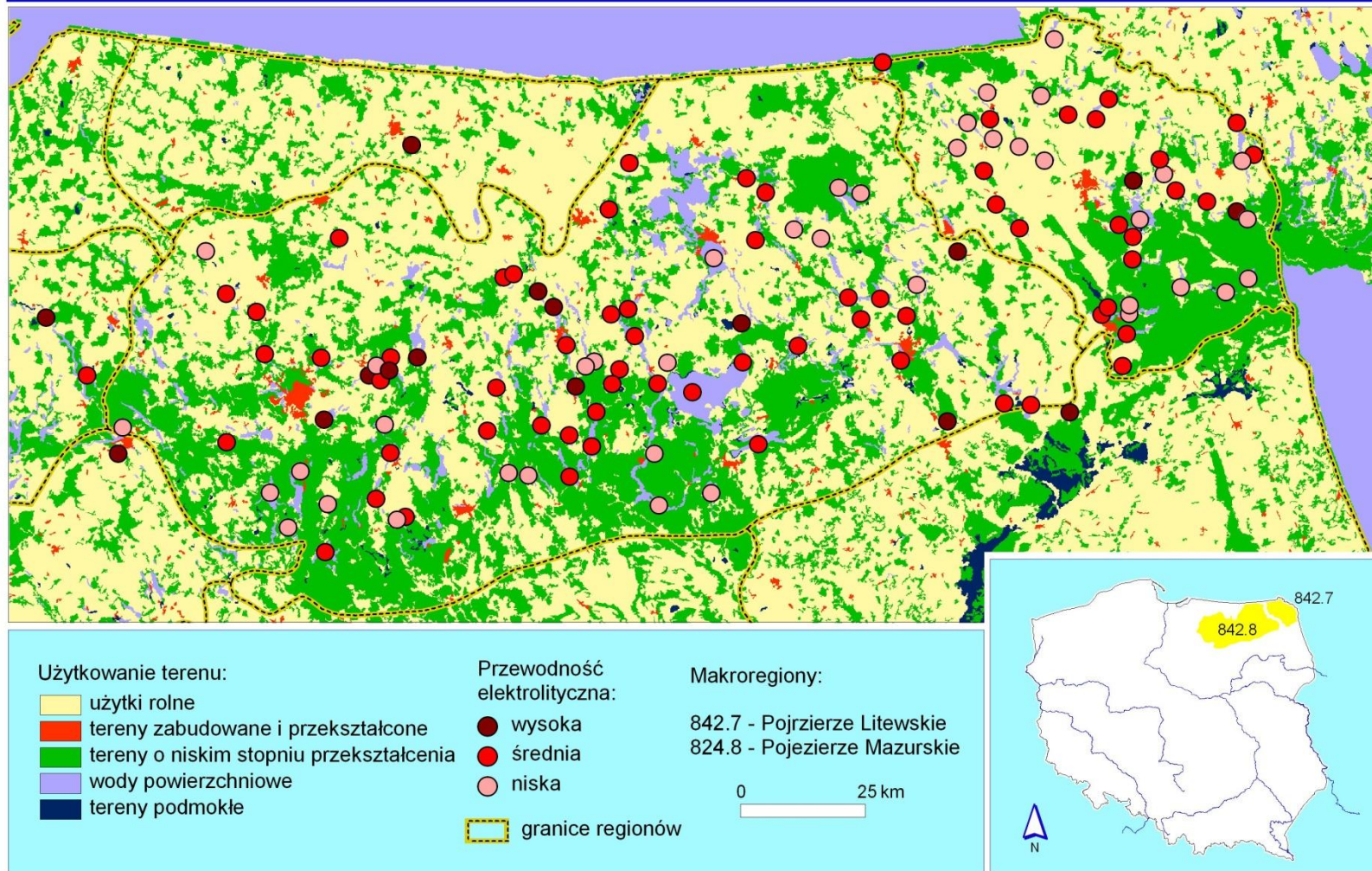
Przewodność bywa także łączona ze stanem ekologicznym zbiorników jeziornych, gdzie wraz ze wzrostem poziomu trofii należy się spodziewać wyższej zasobności w sole mineralne, a tym samym wzrostu przewodności właściwej wód jeziornych (Korycka 1974, 1991). Przeprowadzona analiza wykazała, iż wśród największych jezior Polski (reprezentujących typy od oligo- do hipertroficznych) obserwuje się wzrost przewodności (wyrażonej zarówno za pomocą wartości średnich jak i środkowych) w miarę wzrostu poziomu trofii (ryc. 4. 2). O ile jednak różnice pomiędzy średnimi obliczonymi dla jezior oligotroficznych ($240 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) i mezotroficznych ($284 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) okazały się być statystycznie nieistotne, to są one istotne we wszystkich pozostałych przypadkach ($p < 0,05$). Ponadto w miarę wzrostu poziomu trofii wzrasta zakres zmienności obserwowanej przewodności, wyrażony różnicą wartości ekstremalnych, jak i rozstępem kwartylowym obejmującym 50% wyników pomiarów.

Pobrzeża i Pojezierza Południowobałtyckie - przewodność elektrolityczna właściwa



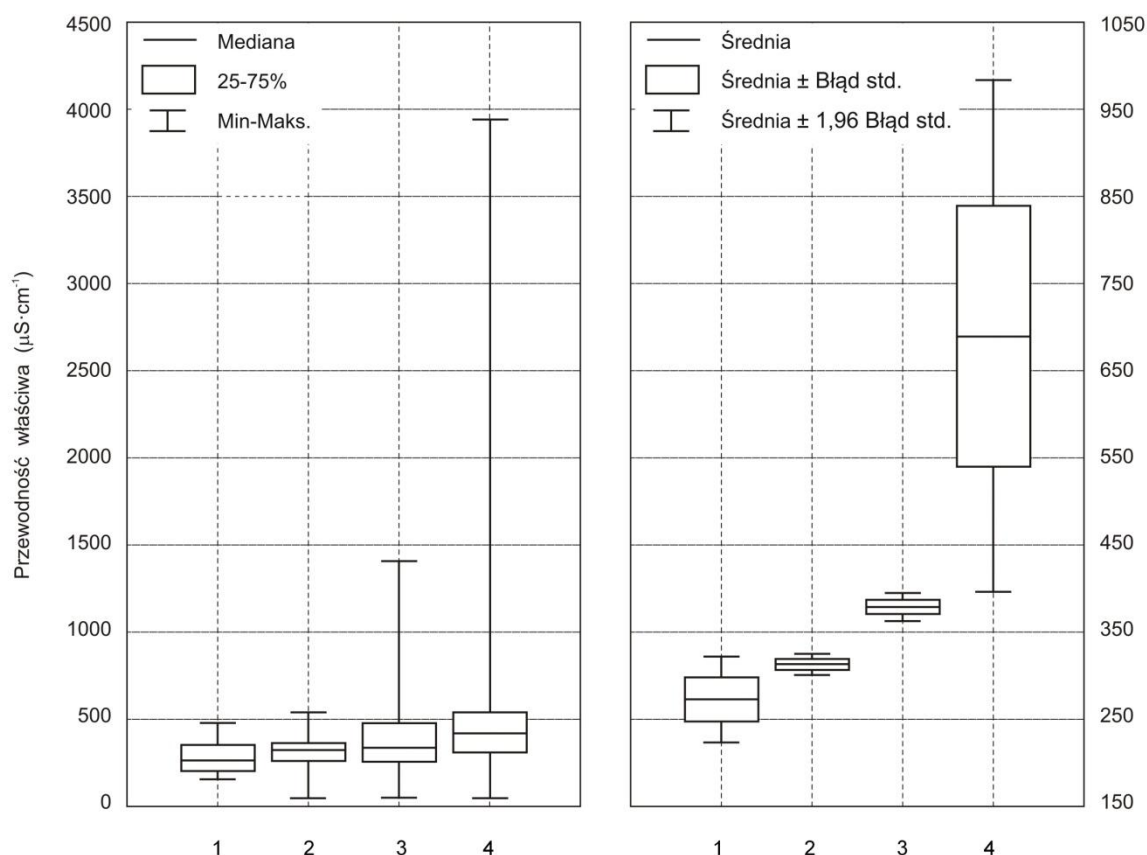
Ryc. 4.3. Geograficzne zróżnicowanie przewodności elektrolitycznej właściwej w wodach jezior Pobrzeży i Pojezierzy Południowobałtyckich.

Pojezierza Wschodniobałtyckie - przewodność elektrolityczna właściwa



Ryc. 4.4. Geograficzne zróżnicowanie przewodności elektrolitycznej właściwej w wodach jezior Pojezierza Wschodniobałtyckich.

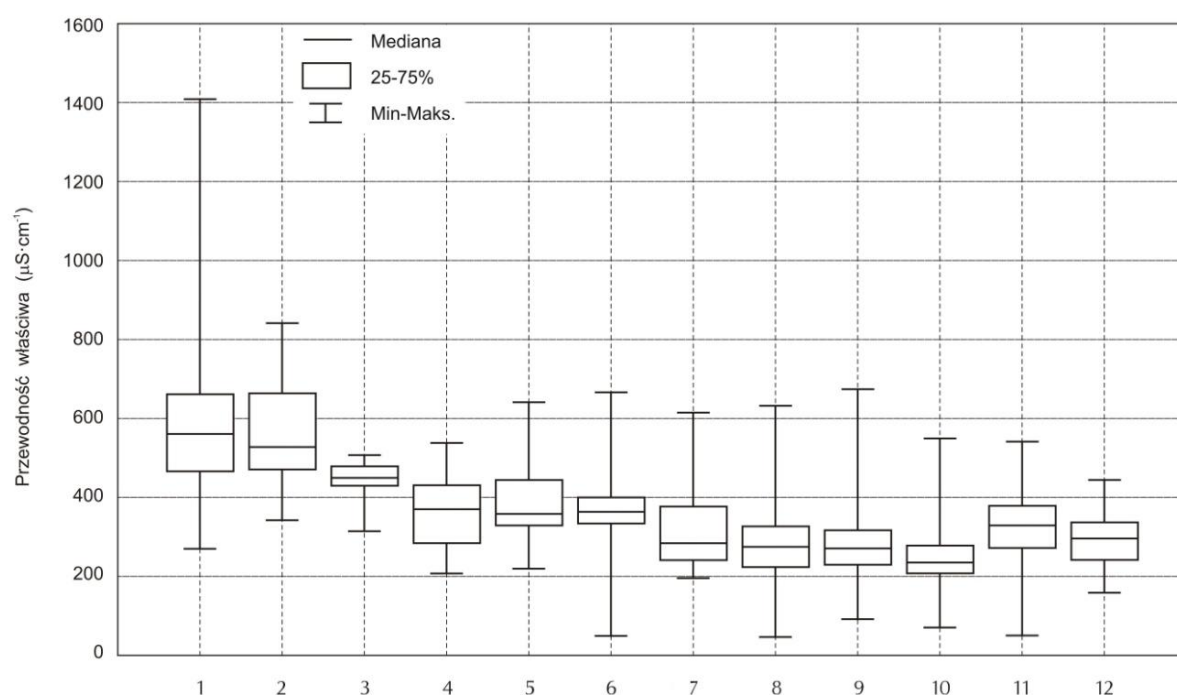
W rozkładzie przestrzennym przewodności właściwej wód największych jezior Polski można zauważyć pewne prawidłowości (ryc. 4.3 i 4.4), niezależnie od tego czy podstawą prowadzonej analizy jest podział na regiony fizycznogeograficzne, czy na jednostki administracyjne. Największą rozpiętością obserwowanych wartości ($47\text{--}3935\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) charakteryzowały się wody jezior Pobrzeży (ryc. 4.5), co jest efektem występowania na tym obszarze zarówno jezior lobeliowych (Wysoczyzna Żarnowiecka na Pobrzeżu Gdańskim), jak i przymorskich. Najmniejszy rozrzut wartości badanego parametru wykazały wody jezior Polesia ($156\text{--}479\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Przewodność wód jezior Pojezierzy Południowo- oraz Wschodniobałtyckich (stanowiących 92,8% ogółu badanych akwenów) mieściła się w szerokim zakresie od 46 do $1407\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (ryc. 4.5). Najwyższy przedział wartości cechował wody jezior Pojezierza Litewskiego oraz Lubuskiego (tab. 4.3, ryc. 4.6), co z jednej strony tłumaczyć należy ograniczonej presji ze strony zlewni, jak też cechom morfometrycznym ich mis jeziornych (które wyrażają się wysokim udziałem jezior bardzo głębokich i głębokich stanowiących 92,3% ogółu badanych zbiorników na Pojezierzu Litewskim oraz 66,7% na Pojezierzu Lubuskim). Największe zróżnicowanie przewodności wykazały wody jezior Pojezierza Wielkopolskiego, przede wszystkim za sprawą wysokich wartości obserwowanych w jeziorach silnie zanieczyszczonych.



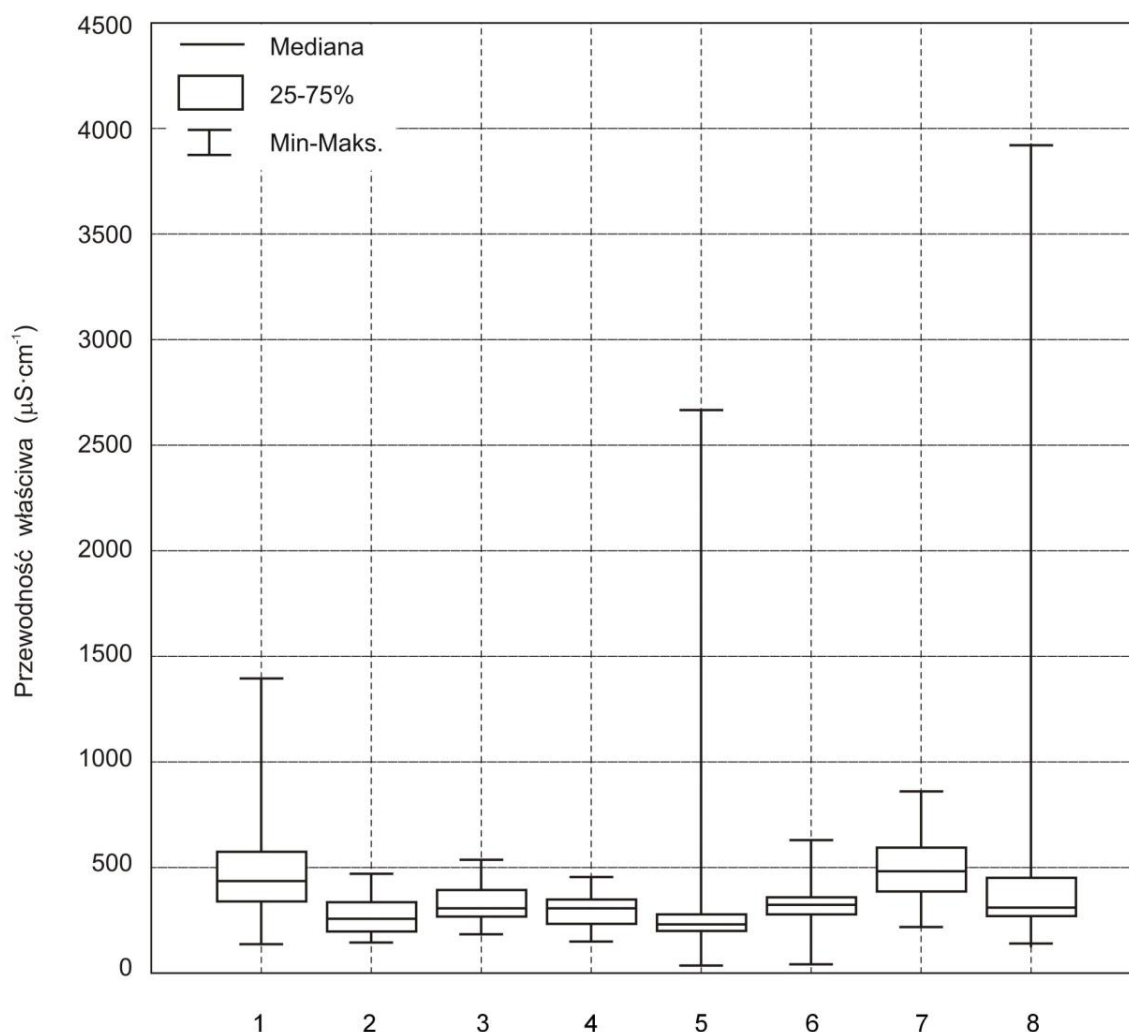
Ryc. 4.5. Miary tendencji centralnej i miary zmienności średniej przewodności właściwej wody jezior wybranych podprovincji fizyczno-geograficznych Polski, 1 – Polesie, 2 – Pojezierza Wschodniobałtyckie, 3 – Pojezierza Południowo- i Wschodniobałtyckie, 4 – Pobrzeża.

Tabela 4. 3. Podstawowe statystyki opisowe zróżnicowania przewodności właściwej wody jezior poszczególnych regionów fizyczno-geograficznych (podprowincji i *makroregionów*): SD – odchylenie standardowe, SE – błąd standardowy średniej.

Region	Minimum	Maksimum	Mediana	Rozstęp kwartylowy 25%-75%	Średnia	SD	SE
Pobrzeża	47	3935	419	311-540	688	843	149
Pojezierza Południowobałtyckie	46	1407	337	257-477	379	173	8,08
Poj. Zachodniopomorskie	46	631	274	223-326	280	128	19,05
Poj. Wschodniopomorskie	70	549	234	207-277	240	87,7	14,42
Poj. Południowopomorskie	90	673	270	229-316	285	93,55	8,21
Poj. Iławskie	48	665	364	333-400	377	112	19,26
Poj. Chełmińsko-Dobrzyńskie	218	640	358	328-444	389	95,69	13,27
Poj. Lubuskie	207	538	370	284-430	366	95,11	19,41
Poj. Wielkopolskie	269	1407	561	465-660	580	178	18,10
Poj. Leszczyńskie	341	840	527	470-663	568	134	34,63
Prad. Toruńsko-Eberswaldzka	195	615	282	241-376	322	126	31,45
Prad. Warciańsko-Odrzańska	314	506	448	429-478	435	73,72	32,97
Pojezierza Wschodniobałtyckie	50	540	325	261-364	313	74,52	6,19
Poj. Litewskie	157	444	296	241-336	294	64,74	10,37
Poj. Mazurskie	50	540	329	271-378	320	76,96	7,47
Polesie	156	479	265	203-353	273	93,88	25,09



Ryc. 4. 6. Miary tendencji centralnej i miary zmienności średniej przewodności właściwej wód jezior wybranych makroregionów fizyczno-geograficznych Polski: 1 - Pojezierze Wielkopolskie, 2 - Pojezierze Leszczyńskie, 3 - Pradolina Warciańsko-Odrzańska, 4 - Pojezierze Lubuskie, 5 - Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, 6 - Pojezierze Iławskie, 7 - Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, 8 - Pojezierze Zachodniopomorskie, 9 - Pojezierze Południowopomorskie, 10 - Pojezierze Wschodniopomorskie, 11 - Pojezierze Mazurskie, 12 - Pojezierze Litewskie.



Ryc. 4. 7. Miary tendencji centralnej i miary zmienności średniej przewodności właściwej wód jezior w podziale na jednostki administracyjne (województwa) Polski. 1 – woj. kujawsko-pomorskie, 2 – woj. lubelskie, 3 – woj. lubuskie, 4 – woj. podlaskie, 5 – woj. pomorskie, 6 – woj. warmińsko-mazurskie, 7 – woj. wielkopolskie, 8 – zachodniopomorskie.

W obrębie pojezierzy można wydzielić obszary z jeziorami o relatywnie wysokiej ($SEC > 500 \mu S \cdot cm^{-1}$), przeciętnej ($SEC > 350 \mu S \cdot cm^{-1}$) oraz niskiej ($SEC < 300 \mu S \cdot cm^{-1}$) wartości średniej przewodności wód (tab. 4. 3). Wysoka przewodność cechuje wody jezior Pojezierza Wielkopolskiego (87,6% wartości w przedziale $400-1000 \mu S \cdot cm^{-1}$) oraz Leszczyńskiego (86,7% wartości w ww. przedziale). Stwierdzone różnice pomiędzy średnimi wartościami przewodności obliczonymi dla jezior Pojezierza Wielkopolskiego oraz Pojezierza Leszczyńskiego okazały się statystycznie istotne ($p < 0,001$) w stosunku do przewodności właściwej wód jezior zaliczonych do kolejnej grupy – jezior o przeciętnej przewodności. Pozycję pośrednią pomiędzy wyżej wymienionymi grupami zajmują jeziora Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej (80,0% wartości w przedziale $400-1000 \mu S \cdot cm^{-1}$), gdyż wartość średnia ($435 \mu S \cdot cm^{-1}$) nie wykazuje statystycznie istotnej różnicy, ani w stosunku

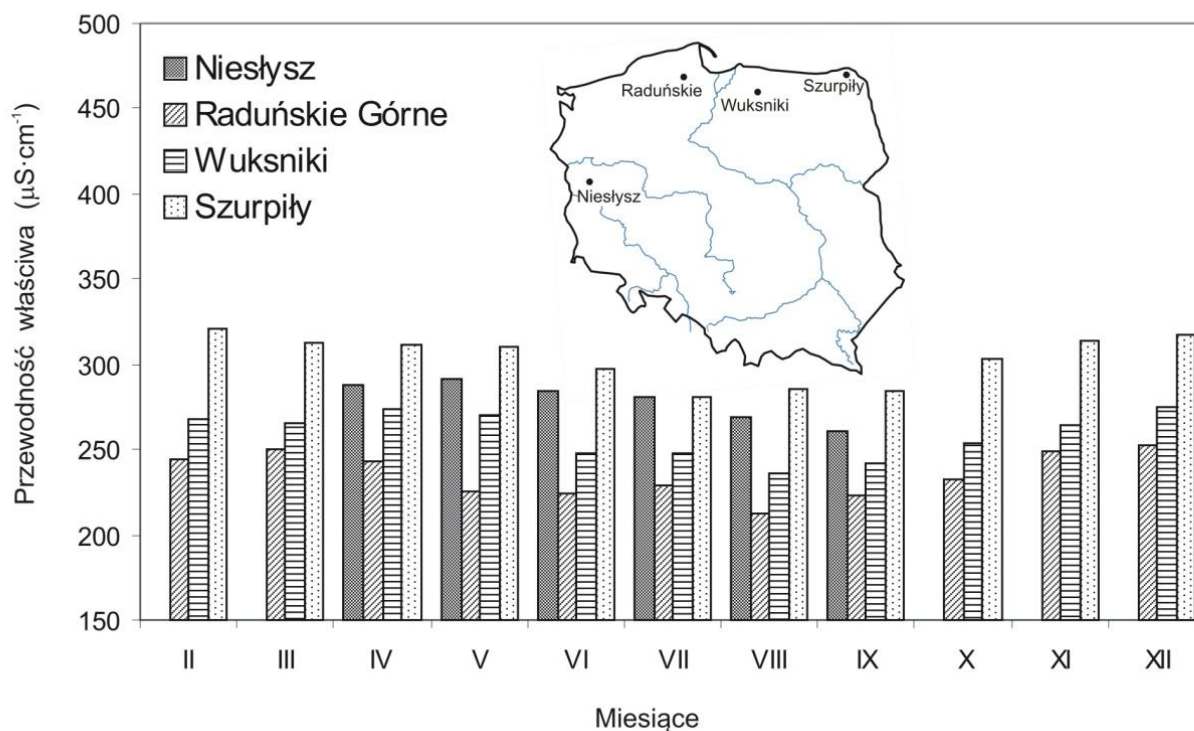
do jezior grupy pierwszej, ani do jezior grupy drugiej. Przeciętną przewodnością (średnie w zakresie $366\text{--}389\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) charakteryzują się wody jezior Pojezierzy: Chełmińskiego-Dobrzyńskiego, Iławskiego oraz Lubuskiego. Obliczone wartości dla tych pojezierzy okazały się być statystycznie różne w stosunku do jezior zaliczonych do grupy trzeciej (o najniższej przewodności). W odniesieniu do jezior Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego oraz Iławskiego na poziomie istotności $p<0,001$, a w przypadku jezior Pojezierza Lubuskiego na poziomie $p<0,03$. W grupie jezior o najniższej przewodności (średnie w zakresie $240\text{--}294\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) znalazły się zbiorniki Pojezierzy: Litewskiego, Południowopomorskiego, Zachodniopomorskiego oraz Wschodniopomorskiego. Pozycję pośrednią pomiędzy grupami drugą i trzecią zajmują jeziora Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej ($322\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) oraz Pojezierza Mazurskiego ($320\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$).

Tabela 4. 4. Podstawowe statystyki opisowe zróżnicowania przewodności właściwej wody jezior poszczególnych województw: SD – odchylenie standardowe, SE – błąd standardowy średniej.

Województwo	Minimum	Maksimum	Mediana	Rozstęp kwartylowy 25%-75%	Średnia	SD	SE
kujawsko-pomorskie	143	1407	445	348-584	484	194	18,57
lubelskie	156	479	265	205-346	275	89,46	22,36
lubuskie	195	547	314	277-403	339	98,32	13,77
podlaskie	157	465	317	243-358	306	73,23	11,30
pomorskie	46	2675	241	210-288	274	240	20,01
warmińsko-mazurskie	50	640	331	288-368	325	76,76	6,56
wielkopolskie	226	871	491	396-603	501	156	16,13
zachodniopomorskie	148	3935	320	280-460	463	560	71,75

Zróżnicowanie przewodności właściwej wód jeziornych w podziale na województwa, prezentuje podobny do przedstawionego powyżej obraz zmian przestrzennych, jednak zaznaczające się pomiędzy poszczególnymi jednostkami administracyjnymi różnice są mniejsze, niż to miało miejsce w przypadku podziału na jednostki fizycznogeograficzne (ryc. 4. 7). Największy zakres obserwowanych wartości przewodności cechował jeziora województw zachodniopomorskiego, pomorskiego i kujawsko-pomorskiego, a najmniejszy – podlaskiego i lubuskiego (tab. 4. 4). Mimo, iż zakres obserwowanej w jeziorach woj. pomorskiego przewodności jest dość szeroki, to 50% jej wartości mieści się w wąskim przedziale $210\text{--}288\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Na podkreślenie zasługuje też fakt, iż w obrębie tego województwa znajduje się 60% największych polskich jezior o przewodności $\text{SEC} < 200\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Najwyższa przewodność obserwowana była w wodach jezior województw wielkopolskiego oraz kujawsko-pomorskiego, a obliczone wartości średnie różnią się istotnie ($p<0,001$) od wartości obliczonych dla jezior położonych w innych województwach. Najniższą średnią

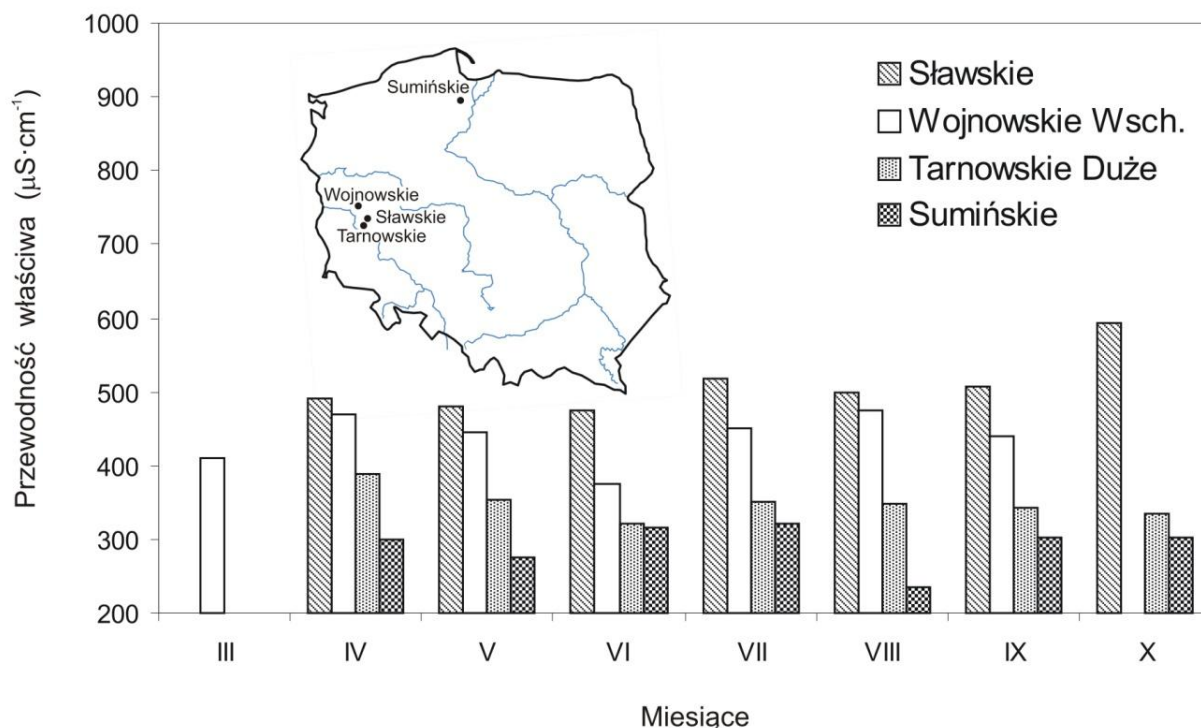
przewodnością cechują się z kolei jeziora województwa pomorskiego ($274 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), przy czym obliczona wartość różni się w sposób istotny ($p < 0,03$) od średnich obliczonych dla jezior województw zachodniopomorskiego i warmińsko-mazurskiego. W odniesieniu do jezior województwa lubelskiego, podlaskiego oraz lubuskiego różnice te nie są statystycznie istotne.



Ryc. 4. 8. Zmienność przewodności właściwej wody jezior stratyfikowanych: Szurpiły (Pojezierze Litewskie – Pojezierze Wschodniosuwalskie), Wuksniki (Pojezierze Mazurskie – Pojezierze Olsztyńskie), Raduńskiego Górnego (Pojezierze Wschodniopomorskie – Pojezierze Kaszubskie) oraz Niesłysz (Pojezierze Lubuskie – Pojezierze Łagowskie) w roku 2011.

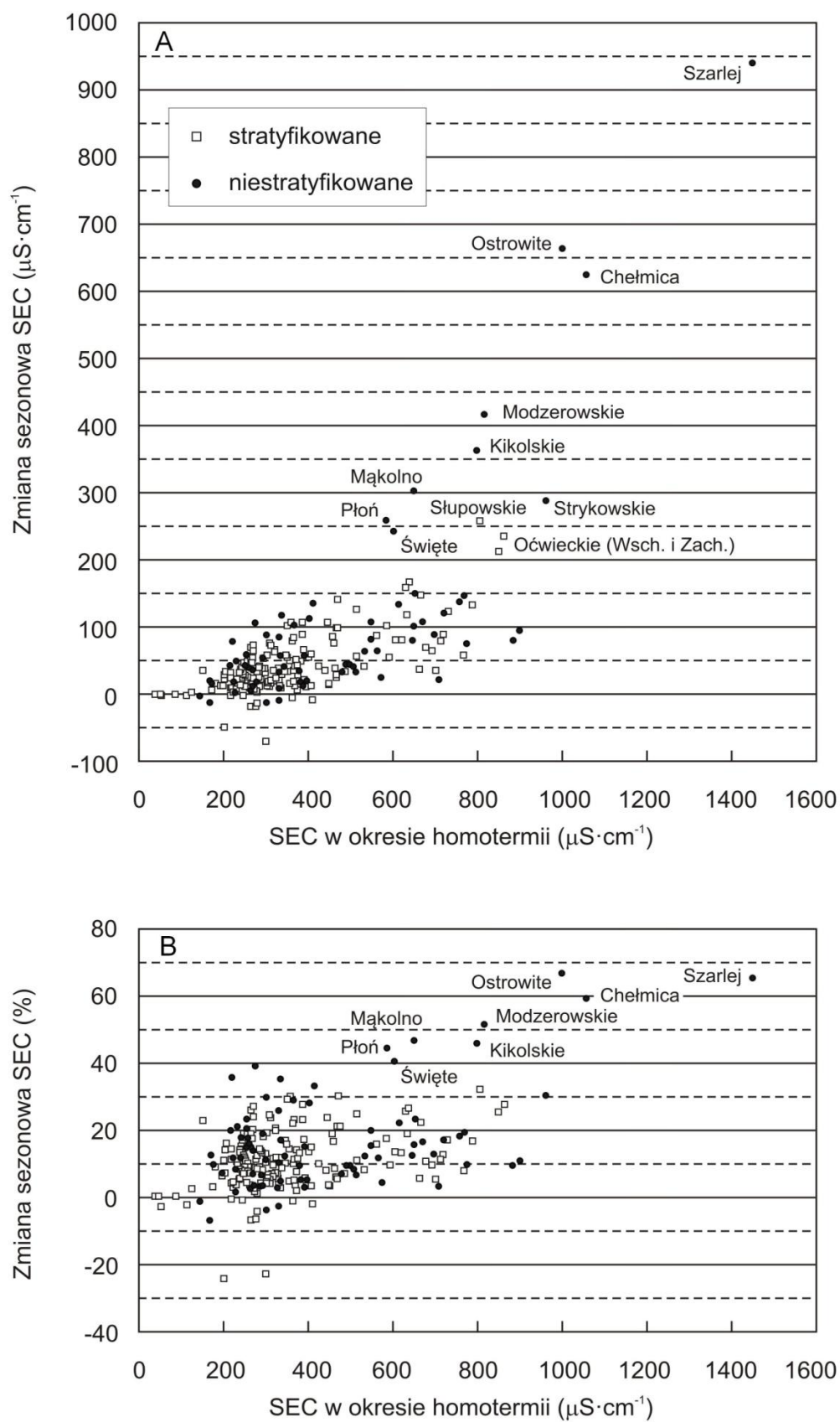
Przewodność właściwa wody zmienia się w ciągu roku. Na ogół przyjmuje się, że w warstwach powierzchniowych osiąga ona najwyższe wartości w okresie homotermii wiosennej z powodu recyrkulacji związków nieorganicznych pochodzących z rozkładu materii organicznej oraz ze wzmożonych spływów powierzchniowych. Latem obserwuje się przeważnie spadek jej wartości, spowodowany absorpcją substancji mineralnych podczas rozwoju biomasy. Rozpoczęcie się procesów miktycznych jesienią powoduje ponowny wzrost przewodności w wodach powierzchniowych (czasem do wartości wyższych niż wiosną), a następnie spadek podczas stratyfikacji katotermicznej zimą, kiedy to zmniejszenie zawartości związków mineralnych w wodach powierzchniowych jest spowodowane dopływem wody z topniejącego śniegu i lodu (ryc. 4. 8). Odstępstwa od opisanego powyżej rocznego przebiegu zmian przewodności wód powierzchniowych dotyczą zwłaszcza jezior polimiktycznych (ryc. 4. 9), a także silnie eutroficznych lub hypertroficznych jezior dymiktycznych. Ponadto, na zaburzenia cyklu zmian obserwowane w każdym typie jezior (niezależnie

od ich stanu troficznego), wywiera wpływ charakter oraz wielkość zlewni, a także warunki hydrometeorologiczne oraz hydrogeologiczne (Korycka 1974, Marszelewski 1999, 2005, Nowiński 2009).



Ryc. 4. 9. Zmienność przewodności właściwej wody jezior niestratyfikowanych: Sumińskiego (Pojezierze Wschodniopomorskie – Pojezierze Starogardzkie), Sławskiego (Pojezierze Leszczyńskie – Pojezierze Sławskie), Tarnowskiego Dużego (Pojezierze Leszczyńskie – Pojezierze Sławskie) oraz Wojnowskiego Wschodniego (Pojezierze Lubuskie – Pojezierze Łagowskie) w latach 2004-2008.

W 253 jeziorach, wśród których nie uwzględniono zbiorników przymorskich, przeanalizowano sezonowe zmiany przewodności właściwej wód powierzchniowych (ryc. 4. 10). Zdecydowana większość z nich (94,1%) wykazywała niższą przewodność w porze letniej niż w okresach homotermii (zarówno wiosennej, jak i jesiennej). W przeważającej części (59,7%) zmiany przewodności nie przekraczały $50 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (ryc. 4. 10A). Różnice rzędu $51\text{-}100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ obserwowano w 19,4% jezior, większe (w zakresie $101\text{-}150 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) w 9,1% zbiorników, zaś największe (powyżej $150 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) w 5,9% z nich. Wśród 9 jezior o najwyższych zaobserwowanych sezonowych zmianach przewodności (powyżej $250 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) znalazły się zbiorniki hipertroficzne lub znajdujące się na granicy eutrofii i hipertrofii, odznaczające się dużym wpływem zlewni, z których tylko jeden (Jezioro Słupowskie) był stratyfikowany. Potwierdza to tezę, wyrażoną przez Borowiaka i in. (2000), iż wielkość letnich „ubytków” przewodności może stanowić pośrednią, szacunkową miarę produktywności ekosystemów limnicznych.

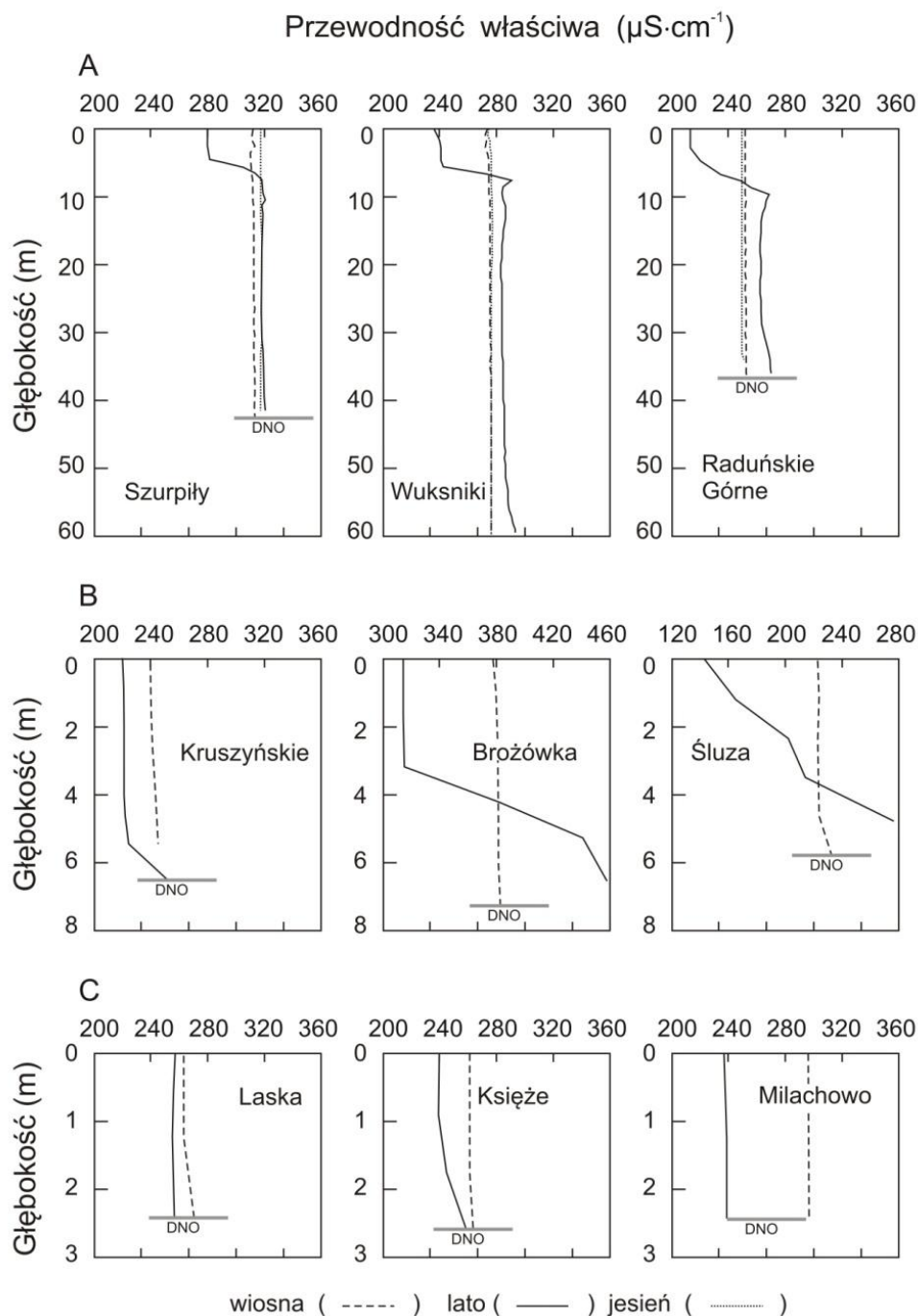


Ryc. 4. 10. Zmiany sezonowe przewodności właściwej wód jezior Polski wyrażone w $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (A) i w % (B).

Zasadniczo, zbiorniki stratyfikowane odznaczały się mniejszymi (i statystycznie istotnie różnymi, $p < 0,001$) od jezior niestratyfikowanych sezonowymi zmianami przewodności. W jeziorach stratyfikowanych przewodność okresu letniego była średnio o $41 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ niższa od przewodności obserwowanej w okresie homotermii, natomiast w jeziorach niestratyfikowanych różnica ta wynosiła aż $93 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Z uwagi na wspomnianą już nadreprezentację zbiorników niestratyfikowanych wśród jezior odznaczających się największymi sezonowymi zmianami przewodności, skalę tych zmian w sposób bardziej adekwatny opisuje mediana ($\text{Me}_{\text{strat.}} = 31 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, $\text{Me}_{\text{niestrat.}} = 43 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) oraz rozstęp kwartylowy, odpowiednio, $13\text{--}58 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ i $21\text{--}101 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Istotne jest również to, że tylko w przypadku 14,3% jezior stratyfikowanych przewodność okresu letniego była o ponad 20% niższa od wartości przewodności notowanej w okresie homotermii (ryc. 4. 10B). W jeziorach niestratyfikowanych wahania takie są charakterystyczne dla 25,6% obiektów, przy czym w 15,1% z nich przekraczają nawet 30%. Do akwenów o największych sezonowych wahaniami przewodności należą jeziora położone w województwie kujawsko-pomorskim: Szarlej, Ostrowite oraz Chełmica. Charakteryzują się one niezadawalającym (słabym lub złym) stanem ekologicznym. Pierwsze z nich, jak już wcześniej wspomniano, znajduje się pod wpływem zasolonych wód Noteci, natomiast jezioro Chełmica przez dziesięciolecia było odbiornikiem ścieków z pobliskiej cukrowni (Marszelewski 1998).

W rozkładzie przestrzennym sezonowych zmian przewodności właściwej wód pomierzchniowych największych jezior Polski (bez względu na ich typ miktyczny) także można zauważyć pewne prawidłowości, co potwierdzają obliczone wartości średnie, które są statystycznie różne ($p < 0,05$). Jeziora Pojezierzy Chełmińsko-Dobrzyńskiego oraz Wielkopolskiego cechowała znacznie większa sezonowa zmienność tego parametru (średnio o $105\text{--}33 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), która sprawiała, że wartości okresu letniego były niższe średnio o 16,6–17,9% od notowanych w okresie homotermii. W obrębie Pojezierzy: Południowo-, Wschodnio- i Zachodniopomorskiego, a także Mazurskiego oraz Litewskiego w jeziorach obserwowano stosunkowo niewielkie zmiany sezonowe przewodności (średnio o $23\text{--}31 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Wartość tego parametru w okresie letnim były średnio od 6,5% (Pojezierze Zachodniopomorskie) do 11,8 % (Pojezierze Południowopomorskie) niższe aniżeli przewodności wód notowane w okresie homotermii.

W Polsce od wielu lat prowadzone są badania zmierzające do poznania struktury wewnętrznej jezior. Jedną z podstawowych charakterystyk uwzględnianą w tego typu analizach są pionowe rozkłady przewodności właściwej wody. Konstruowane są one na podstawie wyników pomiarów wykonywanych przy pomocy sond konduktometrycznych, na ogół wzdłuż pionów maksymalnych głębokości zbiorników. Dotychczas zebrany materiał dokumentacyjny wskazuje, iż pionowe uwarstwienie przewodności czytelnie nawiązuje do charakteru procesów miktycznych, a więc typu ustroju termiczno-dynamicznego jeziora (Korycka, Dembiński 1974, Maślanka 1998, Maślanka i Lange 2000, Nowiński 2009).



Ryc. 4. 11. Przykładowe pionowe rozkłady przewodności elektrolitycznej wód jezior: A – bardzo głębokich, B – średnio głębokich oraz C – płytkich.

Rozpoznanie zmian przewodności w słupie wody od powierzchni do dna dokonano na podstawie wyników pomiarów 75 największych jezior Polski, położonych w obrębie dwóch podprovincji: Pojezierzy Południowo- (84,9%) i Wschodniopomorskich (15,1%). W tej liczbie 75,3% jezior stanowiły zbiorniki stratyfikowane. Analiza potwierdziła dotychczasowe

ustalenia, iż najslabiej zaznaczone zróżnicowanie przewodności w pionie występuje podczas okresów homotermii, przy czym długość i intensywność mieszania wpływa znacząco na wielkość obserwowanych gradientów. Im intensywniej ono przebiega, tym gradienty są mniejsze. W warunkach pełnego wymieszania wody w obrębie niecek jeziornych, pionowy rozkład przewodności przybiera kształt prostoliniowy (ryc. 4. 11).

Latem w większości jezior obserwuje się dwa podstawowe typy pionowego rozkładu przewodności właściwej wody, nawiązujące do głębokości niecek i wykształcenia struktury termiczno-gęstościowej. Pierwszy z nich objawia się wyrównanymi wartościami przewodności w całym pionie i jest charakterystyczny dla jezior polimiktycznych. Drugi typ – odznaczający się wzrostem przewodności w strefie metalimnionu – występuje w jeziorach dymiktycznych. Zdarzają się przypadki, kiedy letnie rozkłady przewodności właściwej odbiegają od opisanego wyżej typowego pionowego zróżnicowania. Zdaniem Maślanki i Langego (2000) ich powstanie może być wynikiem oddziaływań specyficznych czynników antropogenicznych (np. ponadprzeciętnej dostawy zanieczyszczeń ze zlewni) i naturalnych, na których wpływ najbardziej podatne są jeziora charakteryzujące się niską żyznością. Nietypowe letnie rozkłady wykazują pewną trwałość, lecz jedynie przez kilka miesięcy fazy stagnacji, gdyż w analizowanej przez badaczy grupie 50 jezior Pojezierza Pomorskiego nie stwierdzono cyklicznego, corocznego ich występowania.

W większości jezior (58,9%) różnice przewodności właściwej pomiędzy warstwami powierzchniowymi i przydennymi nie przekraczały $50 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Większe (rzędu $51\text{--}100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) obserwowano w 31,5% zbiorników, zaś największe (powyżej $101 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) w 9,6% z nich. Z uwagi na regionalne zróżnicowanie przewodności jezior Polski, spadek przewodności rzędu $100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ w przypadku jezior Pojezierza Wielkopolskiego oznacza 22% różnicę pomiędzy wartością przewodności warstwy powierzchniowej i przydennej. W jeziorach Pojezierzy Mazurskiego i Litewskiego jest to 34%, a w zbiornikach Pojezierzy Południowo- i Wschodniopomorskiego, odpowiednio 44–49%. Wśród jezior o najwyższych zaobserwowanych różnicach przewodności (rzędu $110\text{--}155 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) znalazły się zbiorniki hipertroficzne lub znajdujące się na granicy eutrofii i hipertrofii, z których większość (57,1%) była stratyfikowana. Potwierdza to spostrzeżenia Nowińskiego i in. (2005), iż największe pionowe spadki przewodności w okresie letnim obserwowane są w jeziorach, w warstwie powierzchniowej których następuje znaczny spadek przewodności na skutek absorpcji rozpuszczonej materii mineralnej. Wielkość absorpcji zależy od zaawansowania procesu eutrofizacji oraz rozległości warstwy trofogenicznej. W warstwie przydennej takich jezior występuje wzrost przewodności wynikający z gęstościowo uwarunkowanej stagnacji, zasilania wodami podziemnymi oraz dopływu związków mineralnych z osadów dennych. Powyższe uwarunkowania sprawiają, iż wartości gradientu mogą być przydatne do oceny stopnia zaawansowania eutrofizacji (Maślanka i in. 2003), jak i zmian abiotycznych jezior (Marszelewski 2005).

Rozdział 5. Termika jezior

5.1. Wprowadzenie

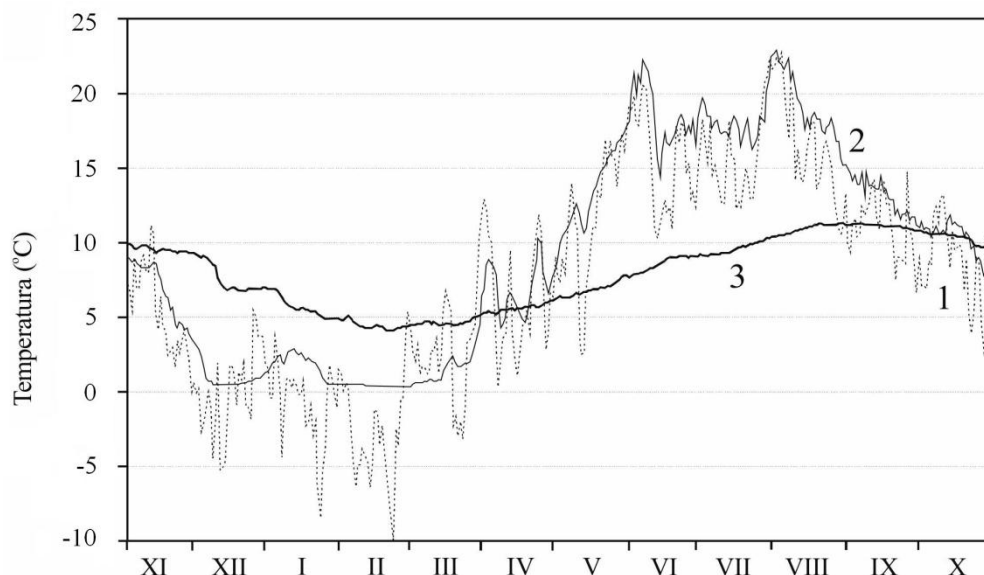
Temperatura wody w jeziorach jest jedną z głównych cech określających właściwości wody w badaniach geograficznych. Jeziora należy traktować jako swoiste ogniwa przepływu i transformacji energii w ekosystemach śródlądowych, w których wyróżnić można powierzchnię czynną, strefę świetlną, strefę cyrkulacji wody, strefę stagnacji wody oraz strefę sedimentacji materii (Lange 1985). Parametrem określającym stan energetyczny jeziora jest temperatura wody, której najistotniejsze zmiany zachodzą w cyklu rocznym, zwłaszcza w jeziorach strefy umiarkowanej.

Pomiary temperatury wody w jeziorach Polski mają już prawie 70-letnią historię. Ich charakter, metodyka, zakres oraz dokładność zmieniała się wraz z unowocześnianiem aparatury pomiarowej. Przeprowadzone w latach 50. i 60. sondowania głębokości i sporządzenie planów batymetrycznych dla ponad dwóch tysięcy jezior przez Instytut Rybactwa Śródlądowego w Olsztynie otworzyły całkowicie nowy etap badań jeziornych. Szczególnie ważnym wydarzeniem w tym nowym okresie badań było powstanie w połowie lat 50. sieci posterunków pomiarowych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, na których poza stanami wody dokonywano pomiarów temperatury wody powierzchniowej, zlodzenia, a w niektórych jeziorach również parowania. Ponadto na początku lat 70. rozpoczęto realizację programu badań nad stanem czystości jezior, prowadzonych przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska (dawniej Ośrodki Badań i Kontroli Środowiska), gdzie równoległe z pomiarami tlenu mierzono również pionowe rozkłady temperatury wody. Nie bez znaczenia było zainteresowanie się tematyką limnologiczną przez wyższe uczelnie w Olsztynie, Poznaniu, Warszawie, Gdańsku, Toruniu, a nieco później również w Szczecinie.

Istotną rolę w badaniach limnologicznych odegrały powstałe po 1945 roku stacje badawcze między innymi w Mikołajkach, w Charzykowych, w Kobylcu k. Wągrowca, w Borucinie, w Siemionkach nad Gopłem, w Gosławicach nad Jeziorem Pątnowskim, w Radzynie nad Jeziorem Sławskim (Paślawski 1993, Choiński 2007b, 2010, Skowron 2011). O dużym znaczeniu badań temperatury wód jeziornych i szczególnym zainteresowaniu badaczy tą problematyką świadczy fakt, że po 1950 roku opublikowano w różnych czasopiśmiech polskich i zagranicznych około 140 pozycji, w których termika wody była tematem wiodącym lub pośrednio do niej nawiązywała (Skowron 2011). Dużą rolę w rozwoju limnologii odegrał szybki rozwój technik pomiarowych, a zwłaszcza zastosowanie termometrów elektrycznych pozwalających na pomiar temperatury wody na dowolnej głębokości. Także nowy impuls do zainteresowania się tą problematyką dało powstanie aparatury pomiarowej z możliwością rejestracji wielu elementów, w tym przede wszystkim temperatury wody (Choiński, Kanikowski 2004, Glazik i in. 2006).

5. 2. Temperatura wody powierzchniowej

W jeziorach strefy umiarkowanej, bez względu na ich powierzchnię, głębokość, typ hydrologiczny i sposób mieszania, rejestrujemy sezonową zmienność temperatury wody (Skowron 1999a). Sinusoidalny przebieg temperatury wody w ciągu roku najwyraźniej zachowany jest w warstwie powierzchniowej o miąższości do kilku metrów (ryc. 5. 1).

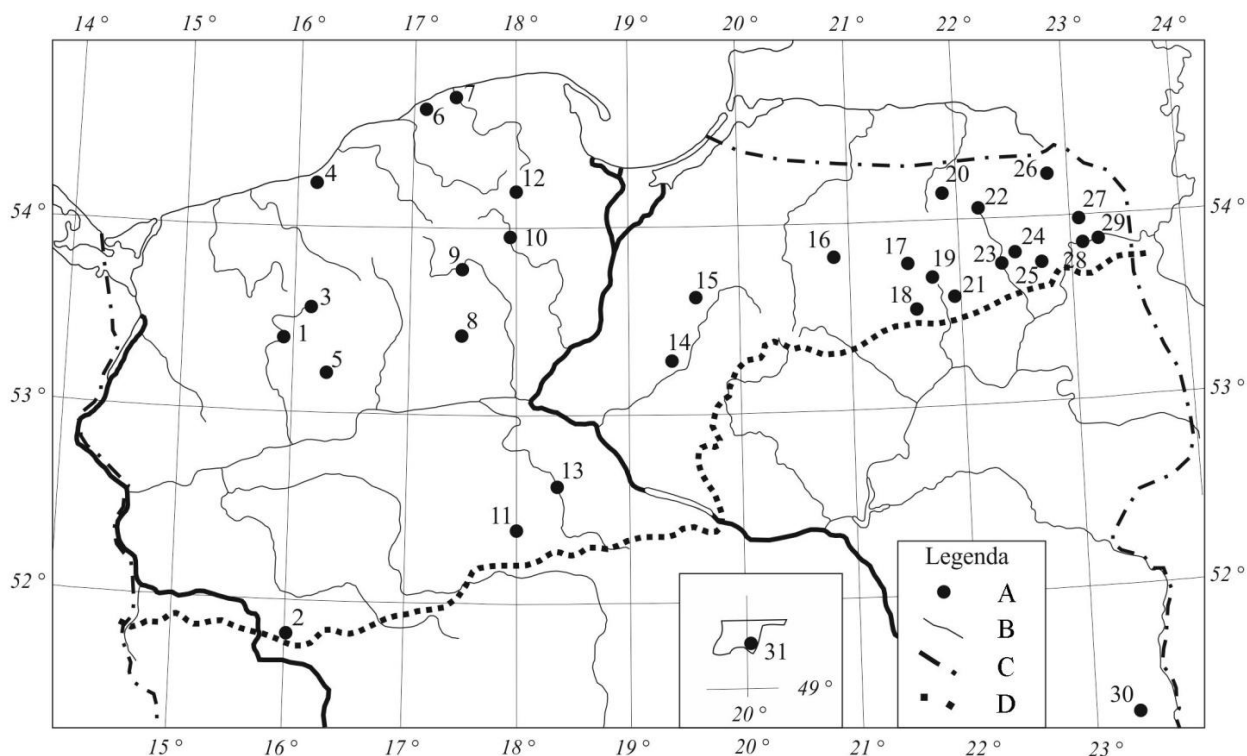


Ryc. 5. 1. Roczny przebieg codziennych wartości temperatury w 1978 roku: 1-powietrza na stacji meteorologicznej w Głębokim ($\varphi = 52^{\circ} 38,7' N$, $\lambda = 18^{\circ} 27,0' E$), 2-wody powierzchniowej (0,4 m) na jez. Gopło ($\varphi = 52^{\circ} 36,1' N$, $\lambda = 18^{\circ} 20,6' E$), 3-wody gruntowej na Stacji Badawczej Uniwersytetu M. Kopernika w Siemionkach n/Gopłem ($\varphi = 52^{\circ} 35,2' N$, $\lambda = 18^{\circ} 19,2' E$).

Warstwa ta jest najbardziej czułym elementem systemu jeziornego, podatnym na zmiany uwarunkowań meteorologicznych, w której zachodzą podstawowe procesy i mechanizmy kształtujące dynamikę i reżim tego systemu (Lange 1977). Warstwa powierzchniowa wody w jeziorach jest granicą poprzez którą następuje wymiana energii i masy między jeziorem i jego otoczeniem, strefą absorpcji promieniowania słonecznego, strefą cyrkulacji wody, warstwą w której mechanizmy kształtujące struktury termiczne wody mają podstawowe znaczenie dla bilansu cieplnego i reżimu hydrologicznego (Skowron 2011).

Pierwsze systematyczne obserwacje temperatury wód jezior w Polsce prowadzone w ramach ogólnopolskiej sieci obserwacyjnej PIHM (od 1968 r. IMiGW) i odnosiły się do warstwy powierzchniowej (0,4 m). Rozpoczęto je od roku 1956 w dwóch jeziorach: Gopło i Studzieniczne. Już pod koniec lat 60. zwiększono tę liczbę do 9, a w latach 80. i 90. do 36. Obecnie pomiary tego typu wykonuje się na 29 jeziorach (ryc. 5. 2). Na Pojezierzu Wielkopolskim pomiary w tym zakresie prowadzi się na 3 jeziorach, na Pojezierzu Pomorskim na 10, a na obszarze pojeziernym położonym na wschód od Wisły na 15 obiektach. Ponadto pomiary temperatury wody powierzchniowej prowadzone są od 1967 roku na jeziorze Morskie Oko, a do roku 2000 na jeziorze Białym Włodawskim. Na wielu jeziorach występują przerwy w pomiarach, niekiedy kilkunastodniowe, ale także kilku-

miesięczne, a nawet kilkuletnie, co bezsprzecznie obniża wartość analizowanego materiału (Skowron 1997a). Należy także wyraźnie podkreślić, iż w omawianym okresie z różnych powodów zaniechano pomiarów temperatury wody na kilku jeziorach (Bojanowicz 1970, Skowron 2011).



Ryc. 5. 2. Lokalizacja jezior objętych pomiarami temperatury wody powierzchniowej; A – jeziora (1-Lubie, 2-Sławskie, 3-Drawsko, 4-Jamno, 5-Nakielno, 6-Gardno, 7-Łebsko, 8-Sępoleńskie, 9-Charzykowskie, 10-Wdzydze Południowe, 11-Powidzkie, 12-Raduńskie Górne, 13-Gopło, 14-Bachotek, 15-Jeziorak, 16-Dadaj, 17-Mikołajskie, 18-Nidzkie, 19-Śniardwy, 20-Mamry Północne, 21-Roś, 22-Litygajno, 23-Ełckie, 24-Selmęt Wielki, 25-Rajgrodzkie, 26-Hańcza, 27-Wigry, 28-Białe Augustowskie, 29-Studzieniczne, 30-Białe Włodawskie, 31-Morskie Oko), B – rzeki, C – granice Polski, D – zasięg zlodowacenia Wisły.

Pomiary temperatury wody powierzchniowej (TWP) w jeziorach Polski, wykonywane są w strefie brzegowej (najczęściej z pomostów) jeden raz na dobę o godzinie 7:00 (6:00 GMT). Wyniki tych pomiarów jak stwierdza Gieysztor (1960) i Skowron (1997a) są reprezentatywne dla całego jeziora. Ustalanie pionowego rozkładu temperatury wody w jeziorach oparto na pomiarach prowadzonych przez różne ośrodki uniwersyteckie w Polsce. Wykonywane były one w różnych okresach cyklu rocznego. Na potrzeby tej pracy wykorzystano także pomiary prowadzone przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska głównie w okresie wolnym od zjawisk lodowych (Skowron 2011). Pomiary prowadzone były w systemie badań eksperymentalnych najczęściej w najgłębszym punkcie jeziora.

Tabela 5. 1. Średnie pięcioletnie wartości temperatury wody powierzchniowej (°C) w wieloleciu 1971-2010 (na podstawie danych IMiGW).

Nr	Jezioro	1971-1975	1976-1980	1981-1985	1986-1990	1991-1995	1996-2000	2001-2005	2006-2010	1971-2010
1	Lubie	8,9	8,1	9,0	9,6	9,7	9,8	10,1	10,5	9,4
2	Sławskie	10,5	9,9	10,5	10,7	10,9	10,9	11,3	11,6	10,6
3	Drawsko	9,6	8,8	9,5	9,5	9,6	10,1	10,7	10,5	9,8
4	Jamno	9,3	8,4	9,0	9,5	9,1	9,1	9,8	9,8	9,2
5	Nakielno	9,0	8,5	9,0	10,5	10,2	9,6	11,0	11,0	9,9
6	Gardno	8,8	8,0	8,5	8,8	8,8	8,7	9,2	9,5	8,7
7	Łebsko	8,9	8,5	9,2	9,2	9,5	9,1	9,5	9,9	9,0
8	Sępoleńskie	10,1	9,3	10,0	10,2	10,4	10,5	10,6	10,9	10,3
9	Charzykowskie	9,5	8,7	9,0	9,5	9,6	9,4	9,8	10,3	9,4
10	Wdzydze Południowe	9,3	8,7	9,2	9,5	9,7	9,8	10,2	10,5	9,6
11	Powidzkie	10,1	9,7	10,3	11,0	11,6	10,5	10,9	10,9	10,6
12	Raduńskie Górne	8,9	8,2	8,7	8,9	9,2	9,2	9,8	9,9	8,9
13	Gopło	10,4	10,2	10,6	11,0	10,5	10,3	11,1	12,1	10,6
14	Bachotek	10,0	9,2	10,1	10,3	10,4	10,5	11,1	11,2	10,4
15	Jeziorak	9,7	9,2	9,7	10,2	10,6	10,3	10,6	10,6	9,9
16	Dadaj	9,7	9,0	9,6	9,5	9,5	9,7	10,1	10,5	9,7
17	Mikołajskie	9,4	8,7	9,4	9,5	9,6	9,6	10,1	10,2	9,5
18	Nidzkie	9,7	8,8	9,5	9,6	9,6	9,8	10,3	10,4	9,5
19	Śniardwy	9,3	8,5	9,2	9,3	9,6	9,5	9,9	10,2	9,4
20	Mamry Północne	b.d.	8,3	8,9	9,1	9,2	9,1	9,5	9,8	9,1
21	Roś	9,1	8,6	9,2	9,4	9,3	9,4	10,0	10,0	9,4
22	Litygajno	9,5	8,6	9,1	9,3	9,6	9,6	10,0	10,1	9,5
23	Elckie	9,8	9,0	9,8	9,9	10,1	10,1	10,6	10,5	10,0
24	Selmęt Wielki	9,2	8,4	9,2	9,3	9,5	9,7	10,2	10,3	9,5
25	Rajgrodzkie	9,5	8,6	9,4	9,6	9,9	9,6	10,4	10,8	9,7
26	Hańcza	8,6	7,4	8,2	8,6	8,2	8,9	9,0	8,8	8,4
27	Wigry	9,4	8,7	9,4	9,3	9,8	10,0	10,4	10,4	9,7
28	Białe Augustowskie	9,5	8,8	9,3	9,2	9,5	9,6	10,1	10,2	10,5
29	Studzieniczne	9,5	8,7	9,3	9,3	9,5	9,6	10,1	10,2	9,4
30	Białe Włodawskie	10,2	9,2	10,1	10,0	10,2	10,3	b.d.	b.d.	10,0
31	Morskie Oko	4,8	4,2	4,6	5,1	5,0	5,4	5,6	5,5	5,0

b.d. – brak danych

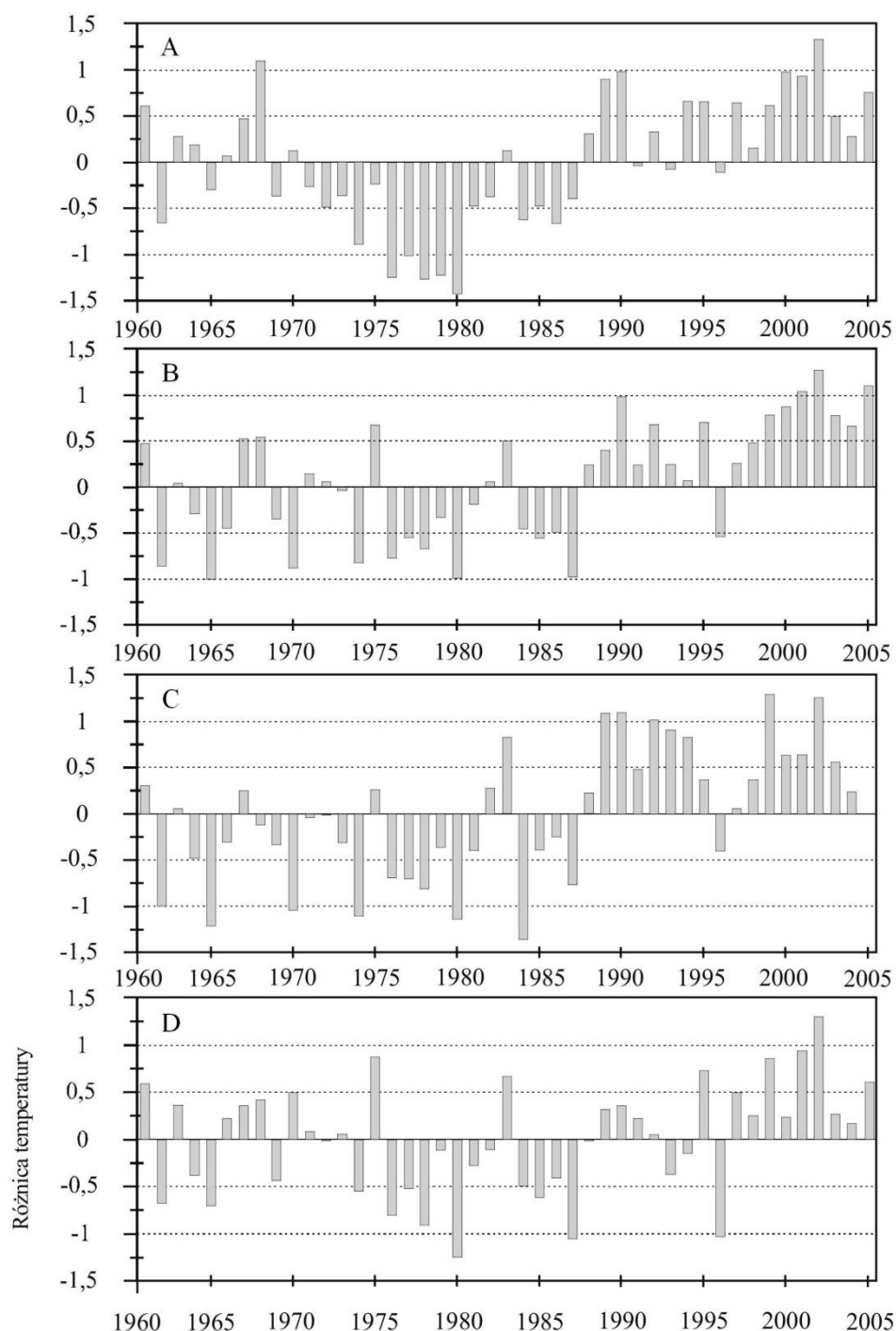
Analiza materiału z wielolecia 1971-2010 wykazała, że przebieg wartości średnich rocznych dla pięcioletnich przedziałów czasowych jest wyraźnie zróżnicowany. Najwyższe średnie roczne temperatury charakteryzują pięciolecia 2006-2010 oraz 2001-2006, w których

przeciętnie średnie wartości są wyższe odpowiednio o 0,8 i 0,6°C od średniej z wielolecia 1971-2010. Z kolei najniższe wartości średnie wystąpiły w pięcioleciu 1976–1980 i były przeciętnie o 0,9°C niższe w porównaniu ze średnimi z analizowanego wielolecia (tab. 5. 1). Najwyższe wartości średnich temperatur wody w analizowanym wieloleciu (10,6 °C) odnoszą się do jezior położonych na Pojezierzu Wielkopolskim (Powidzkie, Sławskie i Gopło), natomiast najniższe wartości obliczono dla jezior w strefie brzegowej Bałtyku (Gardno 8,7°C, Łebsko 9,0°C), w Jeziorze Raduńskim Górnym (8,9°C) oraz w jeziorze Hańcza (8,4°C). Zdecydowanie najniższą temperaturę w wieloleciu 1971-2010 miało jezioro Morskie Oko (5,0°C).

Wartości średnich rocznych TWP w badanych jeziorach w poszczególnych latach analizowanego wielolecia były wyraźnie zróżnicowane i wynosiły od 4,2°C dla Morskiego Oka i 7,2°C dla jeziora Hańcza, do 13,0°C dla jeziora Gopło. Najwyższe wartości charakteryzowały lata 1990, 2002 i 2007. Zdecydowanie najcieplejszym rokiem był rok 2007, kiedy w 16 jeziorach, spośród 31 analizowanych, średnia roczna temperatura wody powierzchniowej przekroczyła 10,5°C. Z kolei najniższe średnie roczne wartości TWP wystąpiły w roku 1974 i 1980. Zdecydowanie najchłodniejszym rokiem był rok 1980, kiedy w 22 jeziorach średnia roczna temperatura wody była niższa od 9,5°C. Najniższe wartości wystąpiły w jeziorze Hańcza w 1977, 1980 i 1987 i wynosiły odpowiednio: 7,2, 7,3 i 7,4°C. Niskie średnie roczne temperatury wody występowały również jeziorach przybrzeżnych w 1996 roku (Jamno 7,4°C i Gardno 7,6°C). Charakter zmienności w przebiegu średniej rocznej temperatury wody powierzchniowej w wieloleciu 1961-2005 dobrze oddają odchylenia temperatury od średniej z wielolecia (ryc. 5. 3).

Różnice między średnią roczną z wielolecia 1971-2010 a średnimi rocznymi w poszczególnych latach zawierają się w przedziale od -1,4 (Gopło) do +1,4°C (Nidzkie). Ujemne odchylenia najczęściej notowano w roku 2002, zaś dodatnie odchylenia w roku 1980. Zdecydowanie najchłodniejszym okresem były lata w przedziale 1976-1987, natomiast najcieplejszy okres charakteryzują lata 1997-2005 (Skowron 2011).

W przebiegu średnich miesięcznych temperatur wody najwyższe wartości notowane były najczęściej w lipcu, rzadziej w sierpniu. Wynosiły one od 18,4°C w jeziorze Gardno do 20,9°C w jeziorze Sławskim (tab. 5. 2). Najwyższe wartości średniej miesięcznej TWP wystąpiły w lipcu 1994 roku, kiedy średnia miesięczna temperatura wody przekraczała 24°C (Jeziorak 25,2°C, Powidzkie 24,8°C, Gopło 24,3°C i Sławskie 24,1°C). Generalnie najwyższe wartości temperatury wody powierzchniowej w lecie, poza nielicznymi wyjątkami, występowały w najpłytszych jeziorach położonych na Pojezierzu Wielkopolskim a także w jeziorze Bachotek (23,6°C) i Rajgrodzkim (24,0°C). Dla 31 analizowanych jezior średnie wartości miesięczne TWP w lipcu i sierpniu charakteryzowały się także najmniejszym zróżnicowaniem (ryc. 5. 3).



Ryc. 5. 3. Odchylenia średniej rocznej temperatury powierzchniowej wody (TWP) z wielolecia 1961-2005 i średniej rocznej w poszczególnych latach w wybranych jeziorach Niziny Polskiej; A – Lubie, B – Raduńskie Górne, C – Jeziorak, D – Jez. Studzieniczne (według Skowron 2007a).

Najniższe miesięczne TWP w jeziorach występowały w styczniu i lutym. Ich średnie wartości z wielolecia zawierały się od $0,7^{\circ}\text{C}$ (Mamry Północne) do $2,4^{\circ}\text{C}$ (Gopło). Z kolei w poszczególnych latach średnie wartości były tylko nieznacznie zróżnicowane. Najniższa średnia miesięczna temperatura wody wystąpiła w styczniu i lutym 1970 roku w jeziorze Nidzkim i wynosiła $0,0^{\circ}\text{C}$ oraz w styczniu 1973 roku gdzie w 17 jeziorach wynosiła ona $0,1^{\circ}\text{C}$. Charakterystyczną cechą reżimu termicznego jezior jest występowanie wartości

ekstremalnych. Opracowania TWP jezior w Polsce są w tym zakresie nieliczne i dotyczą małej ich liczby (Bojanowicz 1970, Kowalska 1972). Jedynie praca Skowrona (2009d) przedstawia dane z wielolecia 1971-2000.

Średnia roczna temperatura wody powierzchniowej w wieloleciu 1971-2010 w 7 jeziorach przekraczała 10°C, natomiast w poszczególnych latach przedstawianego wielolecia była wyraźnie zróżnicowana i wynosiła od 7,18°C (Hańcza) do 13,05°C (Gopło). Najcieplejszy był rok 2007, kiedy w 16 jeziorach (z 31 analizowanych), średnia roczna temperatura wody powierzchniowej przekroczyła 10,2°C. Najwyższa średnia roczna temperatura wody wystąpiła w jeziorze Gopło w 2009 roku osiągając 13,0°C oraz w jeziorze Sławskim i Powidzkim, kiedy w 2007 roku wyniosła ona 12,2°C. Z kolei najniższa roczna temperatura powierzchniowa wody charakteryzowała rok 1980. Roczna temperatura wody zawierała się od 7,2°C (Hańcza) do 9,5°C (Sławskie). Stosunkowo niskie wartości średniej rocznej TWP wystąpiły w 1974 i w 1984, rzadko przekraczając 9,2°C.

Maksymalne wartości temperatury wody powierzchniowej w polskich jeziorach notowano przeważnie na przełomie lipca i sierpnia. Absolutnie najwyższą temperaturę 30,2°C zmierzono 7.VII.1991 roku w jeziorze Nakielno oraz 29,2°C 16.VIII.1994 roku w Jezioraku (tab. 5. 3). Wysokie wartości temperatury maksymalnej wody (> 27°C) wystąpiły jeszcze w 13 jeziorach (Skowron 2009d). Najniższymi wartościami (< 26°C) charakteryzowały się 3 jeziora (Gardno, Wdzydze Południowe i Raduńskie Górne). Najcieplejszymi latami były 1994 i 2010, kiedy zanotowano najwyższe wartości temperatury wody, odpowiednio: w 15 i 11 jeziorach w całym okresie badań instrumentalnych.

Minimalne wartości temperatury wody powierzchniowej notowane były najczęściej na przełomie stycznia i lutego, a więc w czasie zalegania pokrywy lodowej. Ich absolutnie najniższe wartości osiągały 0°C i występowały wielokrotnie w jeziorach polskich po brzoży i pojezierzy. Znajdowały się również takie jeziora, w których nigdy nie zanotowano temperatury 0°C. Do nich zalicza się jeziora Drawsko, Sępoleńskie, Raduńskie Górne i Morskie Oko. Najczęściej najniższe temperatury wody występowały w środku okresu z zaleganiem pokrywy lodowej (tab.5. 3).

W rocznym przebiegu dobowych wartości TWP w jeziorach w poszczególnych latach zauważalne są znaczne różnice, wynikające ze zróżnicowanych warunków meteorologicznych występujących w poszczególnych sezonach termicznych a także z odrębności morfometrycznych jezior i położenia geograficznego. W przypadku analizowanych jezior największe różnice zachodziły od drugiej połowy okresu zimowego do początku letniego ochładzania się wody. Znacznie mniejsze różnice miały miejsce w okresie wychładzania się wody (sierpień-grudzień). Przykłady różnych zmian temperatury wody powierzchniowej przedstawiono na rycinie 5. 4. Różnice czasu wystąpienia określonych temperatur w poszczególnych latach są największe dla wartości najwyższych i najniższych (20°C i 2°C). Natomiast najmniejsze występują w przedziale 10-15°C, osiągając przeciętnie 25-40 dni.

Tabela 5. 2. Średnie miesięczne, półroczne i roczne temperatury wody powierzchniowej (°C) w jeziorach w Polsce w wieloleciu 1971-2010 (opracowano na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej).

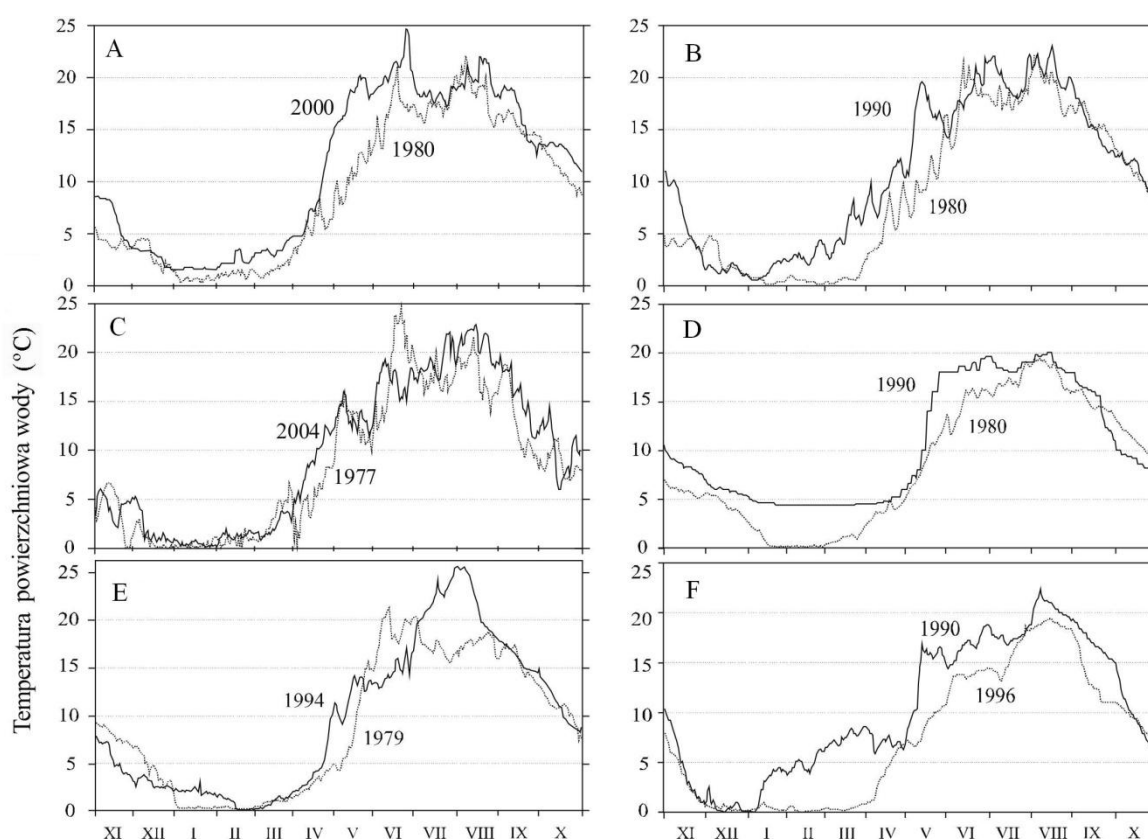
Nr	Jezioro	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI - IV	V - X	Rok
1	Lubie	5,7	2,3	1,2	1,3	2,6	6,3	12,5	17,2	19,5	19,3	15,2	10,4	3,3	15,7	9,5
2	Sławskie	6,1	2,6	1,6	2,0	3,9	8,6	15,0	19,1	20,9	20,9	16,9	11,8	4,1	17,4	10,8
3	Drawsko	6,8	4,1	2,3	2,0	2,7	5,4	11,3	16,7	19,6	19,5	15,8	11,5	3,9	15,5	9,8
4	Jamno	5,6	2,5	1,3	1,3	2,4	6,0	12,8	17,5	19,7	19,5	15,4	10,5	3,2	15,9	9,2
5	Nakielno	6,4	3,2	1,6	1,4	2,4	6,1	13,0	17,8	20,1	19,7	15,6	11,0	3,5	16,2	9,9
6	Gardno	4,3	2,0	1,2	1,2	2,6	6,9	12,7	16,5	18,4	17,7	13,4	8,7	3,0	14,6	8,8
7	Łebsko	4,8	2,4	1,6	1,5	3,2	7,6	13,1	16,6	18,7	18,2	13,8	9,1	3,5	14,9	9,2
8	Sępoleńskie	6,0	2,5	1,4	1,5	3,0	7,4	14,4	18,6	20,5	20,2	16,2	11,4	3,6	16,9	10,3
9	Charzykowskie	6,2	2,8	1,2	1,1	2,1	5,5	12,4	17,1	19,4	19,3	15,5	11,0	3,2	15,8	9,5
10	Wdzydze Płd.	6,8	3,9	1,8	1,5	2,2	4,8	11,8	16,9	19,4	19,5	15,6	11,2	3,5	15,7	9,6
11	Powidzkie	7,6	3,9	2,1	2,2	3,2	6,8	13,6	18,2	20,2	20,5	16,8	12,4	4,3	16,9	10,6
12	Raduńskie Górne	6,1	3,1	1,6	1,4	2,3	5,2	10,9	16,1	18,5	18,6	15,0	10,5	3,3	14,9	9,1
13	Gopło	7,0	3,9	2,4	2,4	4,1	7,8	14,2	18,7	20,4	20,0	16,3	12,1	4,6	16,9	10,8
14	Bachotek	6,0	2,3	1,2	1,3	2,8	7,4	14,6	18,9	20,9	20,8	16,5	11,5	3,5	17,2	10,4
15	Jeziorak	5,0	2,1	1,3	1,4	2,8	7,7	14,7	18,9	20,8	20,5	15,8	10,4	3,4	16,9	10,1
16	Dadaj	6,3	2,9	1,3	1,1	2,0	5,5	12,7	18,0	20,1	19,8	15,7	11,0	3,2	16,2	9,7

17	Mikołajskie	6,7	2,7	1,0	0,9	1,6	4,9	12,0	17,4	19,7	20,0	16,2	11,6	3,0	16,2	9,6
18	Nidzkie	5,1	1,7	0,8	0,9	2,1	6,7	13,9	18,3	20,4	20,2	15,9	10,6	2,9	16,5	9,7
19	Śniardwy	3,6	1,3	0,9	1,1	2,5	7,6	14,8	18,5	20,4	19,6	14,6	8,7	2,8	16,1	9,4
20	Mamry Północne	5,2	1,9	0,8	0,7	1,4	5,5	12,2	17,3	19,5	19,5	15,4	10,3	2,6	15,7	9,2
21	Roś	4,4	1,5	0,8	1,0	2,5	6,9	13,5	17,8	19,9	19,7	15,1	9,7	2,9	15,9	9,4
22	Litygajno	5,0	1,8	0,9	0,9	1,8	5,7	13,1	18,1	20,2	20,0	15,7	10,6	2,7	16,3	9,5
23	Elckie	6,1	2,6	1,4	1,3	2,2	5,7	13,7	18,7	20,7	20,4	16,1	10,9	3,2	16,7	10,0
24	Selmeł Wielki	5,4	2,1	1,0	1,1	2,0	5,6	13,0	17,8	19,8	19,7	15,5	10,5	2,9	16,1	9,5
25	Rajgrodzkie	5,8	2,3	1,1	1,1	1,9	5,1	12,9	18,5	20,7	20,4	15,9	10,8	2,9	16,5	9,7
26	Hańcza	4,6	2,3	1,1	0,8	1,3	3,5	9,5	16,5	19,3	19,0	14,5	9,2	2,3	14,7	8,5
27	Wigry	5,7	2,3	1,2	1,1	2,0	5,7	13,0	18,1	20,3	20,2	15,9	10,7	3,0	16,3	9,7
28	Białe Augustowskie	5,2	2,0	1,1	1,1	1,7	5,5	13,1	18,1	20,3	20,1	15,6	10,4	2,8	16,3	9,5
29	Studzieniczne	5,1	2,0	1,1	1,1	1,8	5,6	13,4	18,2	20,2	20,0	15,5	10,2	2,8	16,3	9,5
30	Białe Włodawskie	5,4	2,3	1,1	1,1	2,2	6,2	14,4	19,0	20,8	20,8	16,1	10,8	3,1	17,0	10,0
31	Morskie Oko	3,6	1,5	1,5	1,0	1,0	1,3	3,9	8,0	11,0	12,1	9,7	6,6	1,7	8,7	5,0

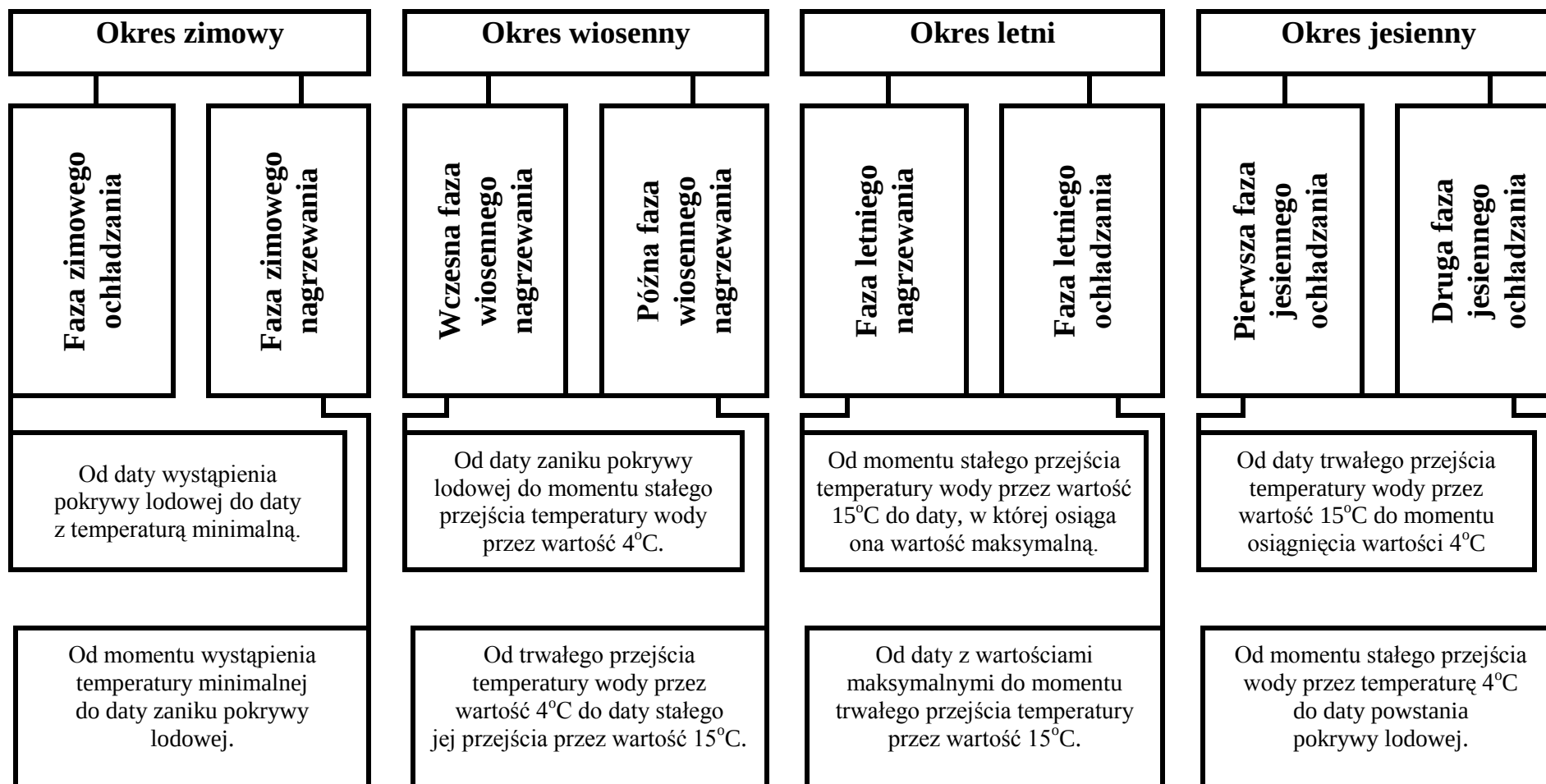
Tabela 5. 3. Ekstremalne wartości temperatury wody powierzchniowej (°C) w jeziorach w Polsce w okresie 1971 – 2010 (obliczono na podstawie danych IMiGW).

Lp.	Jezioro	Średnia roczna w latach 1971-2010	Średnia roczna		Ekstremalna	
			maksymalna (rok wyst.)	minimalna (rok wyst.)	minimalna (data wyst.)	maksymalna (data wyst.)
1	Lubie	9,46	10,87 (2007)	7,93 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	26,9 (17.VII.2010)
2	Sławskie	10,77	12,17 (2007)	9,47 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	27,8 (27.VII.2007)
3	Drawsko	9,78	11,78 (2003)	8,06 (1974)	0,1 (wielokrotnie)	26,9 (2.VIII.2003)
4	Jamno	9,24	10,32 (1990)	7,43 (1996)	0,0 (wielokrotnie)	27,6 (24.VII.2006)
5	Nakielno	9,86	11,72 (2007)	8,04 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	30,2 (7.VII.1991)
6	Gardno	8,80	10,24 (2007)	7,54 (1996)	0,0 (wielokrotnie)	25,4 (15.VII.1995)
7	Łebsko	9,22	10,40 (1990)	8,18 (1987)	0,0 (wielokrotnie)	26,2 (30.VII.1994)
8	Sępoleńskie	10,26	11,43 (2007)	8,92 (1980)	0,1 (wielokrotnie)	26,9 (30-31.VII.1994)
9	Charzykowskie	9,46	11,04 (2007)	8,23 (1984)	0,0 (wielokrotnie)	26,3 (31.VII.1994)
10	Wdzydze Południowe	9,62	11,09 (2007)	8,44 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	25,9 (17.VII.2010)
11	Powidzkie	10,62	12,16 (1992)	9,30 (1974)	0,0 (18-19.I.1972)	27,0 (30.VII-1.VIII.1994)
12	Raduńskie Górne	9,10	10,37 (2007)	7,85 (1980)	0,1 (wielokrotnie)	24,8 (12-13.VII.2010)
13	Gopło	10,77	13,05 (2009)	9,25 (1974)	0,0 (wielokrotnie)	27,8 (29-30.VII.1994)
14	Bachotek	10,36	11,65 (2007)	8,92 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	27,2 (17.VII.2010)
15	Jeziorak	10,13	11,22 (1999)	8,56 (1984)	0,0 (wielokrotnie)	29,2 (16.VIII.1994)
16	Dadaj	9,70	10,90 (2007)	8,45 (1987)	0,0 (19-21.II.1978)	27,8 (1.VIII.1994)
17	Mikołajskie	9,57	10,85 (2007)	8,39 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	27,6 (1.VIII.1994)
18	Nidzkie	9,72	11,07 (2007)	8,06 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	26,9 (23.VII.2010)
19	Śniardwy	9,45	10,65 (2007)	8,21 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	27,7 (1.VIII.1994)
20	Mamry Północne	9,16	10,16 (2002)	8,03 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	27,7 (31.VII.1994)

21	Roś	9,39	10,47 (2007)	8,11 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	27,0 (18.VII.2010)
22	Litygajno	9,48	10,61 (2002)	8,19 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	26,7 (17.VII.2010)
23	Ełckie	9,98	11,20 (2007)	8,63 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	27,2 (31.VII-1.VIII.1994)
24	Selmęt Wielki	9,47	10,84 (2002)	8,04 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	26,9 (1-2.VIII.1994)
25	Rajgrodzkie	9,72	11,18 (2009)	8,11 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	26,7 (8-9.VIII.1994)
26	Hańcza	8,47	9,66 (2010)	7,18 (1977)	0,0 (wielokrotnie)	26,4 (6.VIII.1994)
27	Wigry	9,67	11,04 (2002)	8,35 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	27,6 (18.VII.2010)
28	Białe Augustowskie	9,52	10,77 (2002)	8,17 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	27,3 (18.VII.2010)
29	Studzieniczne	9,52	10,80 (2007)	8,17 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	27,4 (18.VII.2010)
30	Białe Włodawskie	10,01	11,33 (1983)	8,70 (1980)	0,0 (wielokrotnie)	26,3 (4.VIII.1994)
31	Morskie Oko	5,05	5,98 (1999)	3,91 (1982)	0,1 (19.II.1973)	16,2 (17-18.VII.2010)



Ryc. 5. 4. Roczny przebieg temperatur powierzchniowej warstwy wody jezior w wybranych latach; A – Jez. Sępolskie, B – Bachotek, C – Śniardwy, D - Drawsko, E – Wdzydze Płd., F - Jamno.



Ryc. 5. 5. Podział roku termicznego na okresy i fazy dla powierzchniowej warstwy wody w jeziorach na Niżu Polskim (wg Skowron 2011).

Tabela 5. 4. Średnie wieloletnie daty wystąpienia określonych wartości temperatury powierzchniowej wody i pokrywy lodowej w jeziorach w Polsce za lata 1971-2010 (opracowano na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej).

Lp.	Jezioro	p.p.l.	Min.	k.p.l.	4-w	10-w	15-w	20-w	Maks.	20-j	15-j	10-j	4-j
1	Lubie	17.I	24.I	6.III	28.III	5.V	29.V	6.VII	26.VII	15.VIII	17.IX	20.X	28.XI
2	Sławskie	25.XII	17.I	28.II	13.III	24.IV	15.V	15.VI	24.VII	30.VIII	27.IX	26.X	01.XII
3	Drawsko	13.I	04.II	11.III	8.IV	15.V	5.VI	5.VII	31.VII	14.VIII	20.IX	25.X	20.XII
4	Jamno	22.XII	18.I	28.II	20.III	1.V	28.V	29.VI	30.VII	15.VIII	12.IX	12.X	19.XI
5	Nakielno	1.I	04.II	18.III	3.IV	5.V	25.V	1.VII	27.VII	12.VIII	20.IX	22.X	01.XII
6	Gardno	18.XII	25.I	1.III	25.III	1.V	31.V	26.VI	24.VII	08.VIII	05.IX	08.X	17.XI
7	Łebsko	24.XII	24.I	1.III	22.III	28.IV	27.V	21.VI	24.VII	13.VIII	08.IX	12.X	22.XI
8	Sępoleńskie	21.XII	25.I	12.III	24.III	30.IV	19.V	13.VI	21.VII	23.VIII	22.IX	24.X	29.XI
9	Charzykowskie	6.I	02.II	14.III	6.IV	7.V	30.V	28.VI	29.VII	15.VIII	18.IX	22.X	04.XII
10	Wdzydze Południowe	11.I	03.II	23.III	10.IV	10.V	30.V	30.VI	29.VII	15.VIII	20.IX	24.X	17.XII
11	Powidzkie	12.I	26.I	13.III	23.III	3.V	23.V	16.VI	19.VII	27.VIII	26.IX	30.X	19.XII
12	Raduńskie Górne	11.I	01.II	19.III	4.IV	14.V	5.VI	4.VII	25.VII	08.VIII	15.IX	19.X	08.XII
13	Gopło	19.XII	28.I	26.II	15.III	1.V	21.V	17.VI	23.VII	21.VIII	27.IX	30.X	11.XII
14	Bachotek	19.XII	29.I	13.III	26.III	28.IV	19.V	9.VI	25.VII	29.VIII	25.IX	25.X	01.XII
15	Jeziorak	15.XII	22.I	17.III	25.III	27.IV	17.V	14.VI	25.VII	25.VIII	20.IX	19.X	23.XI
16	Dadaj	31.XII	07.II	14.III	7.IV	6.V	26.V	16.VI	25.VII	17.VIII	21.IX	22.X	05.XII
17	Mikołajskie	2.I	29.I	20.III	9.IV	9.V	29.V	20.VI	30.VII	24.VIII	24.IX	27.X	06.XII
18	Nidzkie	21.XII	01.II	19.III	31.III	1.V	23.V	19.VI	26.VII	23.VIII	21.IX	19.X	24.XI
19	Śniardwy	15.XII	20.I	17.III	25.III	27.IV	18.V	9.VI	27.VII	21.VIII	15.IX	10.X	16.XI
20	Mamry Północne	29.XII	22.I	18.III	7.IV	6.V	29.V	25.VI	27.VII	20.VIII	18.IX	19.X	26.XI
21	Roś	18.XII	20.I	11.III	30.III	1.V	20.V	23.VI	26.VII	20.VIII	17.IX	15.X	19.XI
22	Litygajno	14.XII	27.I	17.III	6.IV	5.V	24.V	18.VI	23.VII	21.VIII	21.IX	20.X	23.XI
23	Elckie	31.XII	27.I	8.III	7.IV	3.V	21.V	12.VI	03.VIII	25.VIII	22.IX	21.X	03.XII
24	Selmeń Wielki	25.XII	23.I	16.III	6.IV	5.V	26.V	21.VI	23.VII	17.VIII	19.IX	19.X	27.XI
25	Rajgrodzkie	28.XII	25.I	15.III	10.IV	7.V	24.V	18.VI	24.VII	23.VIII	21.IX	21.X	30.XI
26	Hańcza	5.I	01.II	19.III	23.IV	19.V	5.VI	3.VII	01.VIII	13.VIII	13.IX	12.X	22.XI
27	Wigry	21.XII	02.II	18.III	6.IV	6.V	25.V	14.VI	23.VII	25.VIII	21.IX	20.X	30.XI
28	Białe Augustowskie	19.XII	29.I	22.III	8.IV	4.V	26.V	22.VI	27.VII	21.VIII	20.IX	18.X	25.XI
29	Studzieniczne	21.XII	28.I	24.III	8.IV	4.V	23.V	18.VI	24.VII	21.VIII	19.IX	17.X	07.XI
30	Białe Włodawskie	25.XII	28.I	14.III	03.IV	01.V	18.V	11.VI	22.VII	25.VIII	23.IX	21.X	28.XI
31	Morskie Oko	23.XI	16.II	7.V	18.V	30.VI	05.VIII	-	09.VIII	-	25.VIII	13.IX	14.XI

Objaśnienia: p.p.l. – początek pokrywy lodowej, k.p.l. – koniec pokrywy lodowej, Min. – temperatura minimalna, Maks. – temperatura maksymalna, 4-w, 10-w, 15-w, 20-w – temperatura o wartości 4, 10, 15 i 20°C wiosną, 4-j, 10-j, 15-j i 20-j – temperatura o wartości 4, 10, 15 i 20°C jesienią.

W rocznym cyklu wymiany ciepła między jeziorem i atmosferą zaznaczają się dwa kierunki przepływu strumienia energii. Pierwszy skierowany jest do jeziora i związany jest z absorpcją ciepła przez powierzchniową warstwę wody. Nagrzewanie się tej warstwy w jeziorach Nizy Polskiego następuje najczęściej od drugiej dekady lutego do drugiej dekady sierpnia. Z kolei drugi okres dotyczy emisji ciepła i skierowany jest do atmosfery. Przypada on najczęściej od drugiej dekady sierpnia do drugiej dekady lutego. Oba okresy rozdzielone są momentem równowagi w wymianie ciepła, których terminy występowania i długość w poszczególnych latach są wyraźnie zróżnicowane.

Biorąc pod uwagę roczny przebieg TWP wyróżnić można cztery główne sezony termiczne. Ten roczny cykl dobrze przedstawia rycina 5. 5. Większość autorów roczny cykl termiczny w jeziorach rozpoczyna od okresu zimowego (Bogoslavski, Muraveyski 1955, Tikhomirov 1970, 1982, Skowron 2009b). Najczęściej wyznacza go moment trwałego powstania pokrywy lodowej stwarzając całkowicie odmienne warunki wymiany ciepła (Skowron 2011). Przeciętne daty powstania pokrywy lodowej na jeziorach w Polsce przypadają na trzecią dekadę grudnia, chociaż dla 9 jezior notowane były w styczniu (tab. 5. 4). Najwcześniej wystąpiły w najpłytszych jeziorach położonych na Pojezierzu Mazurskim z kolei najpóźniej w głębokich jeziorach położonych na zachód od Wisły. Temperatura wody powierzchniowej w tym okresie, zwanym fazą zimowego ochładzania, jest nieznacznie zróżnicowana i zawierała się w granicach od 1,25°C (Raduńskie Górne) do 1,9°C (Jeziorak). Wyjątkiem jest jezioro Gopło, w którym TWP w momencie powstania pokrywy lodowej wynosi przeciętnie 2,85°C (tab. 5. 5). W fazie tej następuje dalsze obniżanie się temperatury do jego minimum rocznego, które przypada przeciętnie na trzecią dekadę stycznia i pierwszą pentadę lutego. Również wyjątkiem jest jezioro Morskie Oko, w którym minimum występowało 16.II. Data minimum rocznego wyznacza początek fazy zimowego nagrzewania i zmianę kierunku wymiany ciepła. Od tego momentu we wszystkich jeziorach obserwuje się wzrost temperatury wody w całej masie i zanik uwarstwienia anatermicznego. Najczęściej od połowy lutego we wszystkich jeziorach występuje wyraźny wzrost temperatury wody. Potwierdzają to również obserwacje innych autorów (Jędrasik 1985, Janiec, Turczyński 1988). W czasie tej fazy, której czas trwania jest wyraźnie zróżnicowany od 40-45 dni na zachód od Wisły do 48-54 dni po jej wschodniej stronie. Jedynie w jeziorze Morskie Oko trwa on aż 80 dni. Przyrosty TWP są niewielkie i zamykają się wielkościami 0,3-0,8°C·dekada⁻¹. W momencie zaniku pokrywy lodowej (koniec fazy zimowego nagrzewania) TWP w większości jezior osiąga 1,8-2,4°C (tab. 5. 5).

Wraz z zanikiem pokrywy lodowej zbiorniki wkraczają w okres wiosennego nagrzewania (Skowron 2001). Ze względu na zróżnicowane tempo przyrostów temperatury wody wyróżniono dwie fazy, wczesną i późną fazę wiosennego nagrzewania, rozgraniczone przejściem temperatury wody przez 4°C. Temperatura 4°C najwcześniej pojawia się w połowie marca w jeziorach Wielkopolski (Sławskie, Gopło), natomiast najpóźniej w jeziorach Krainy Wielkich Jezior Mazurskich i Pojezierza Elckiego oraz Suwalskiego w pierwszej dekadzie kwietnia. Okres ten, zwłaszcza w drugiej fazie charakteryzuje się dużymi przyrostami dekadowych temperatur wody, które osiągają swoje maksimum w pierwszej i drugiej dekadzie maja (Elckie – 3,38°C, Rajgrodzkie – 3,37°C). Największe przyrosty temperatury wody występują w przedziale 10-14°C i wynoszą powyżej

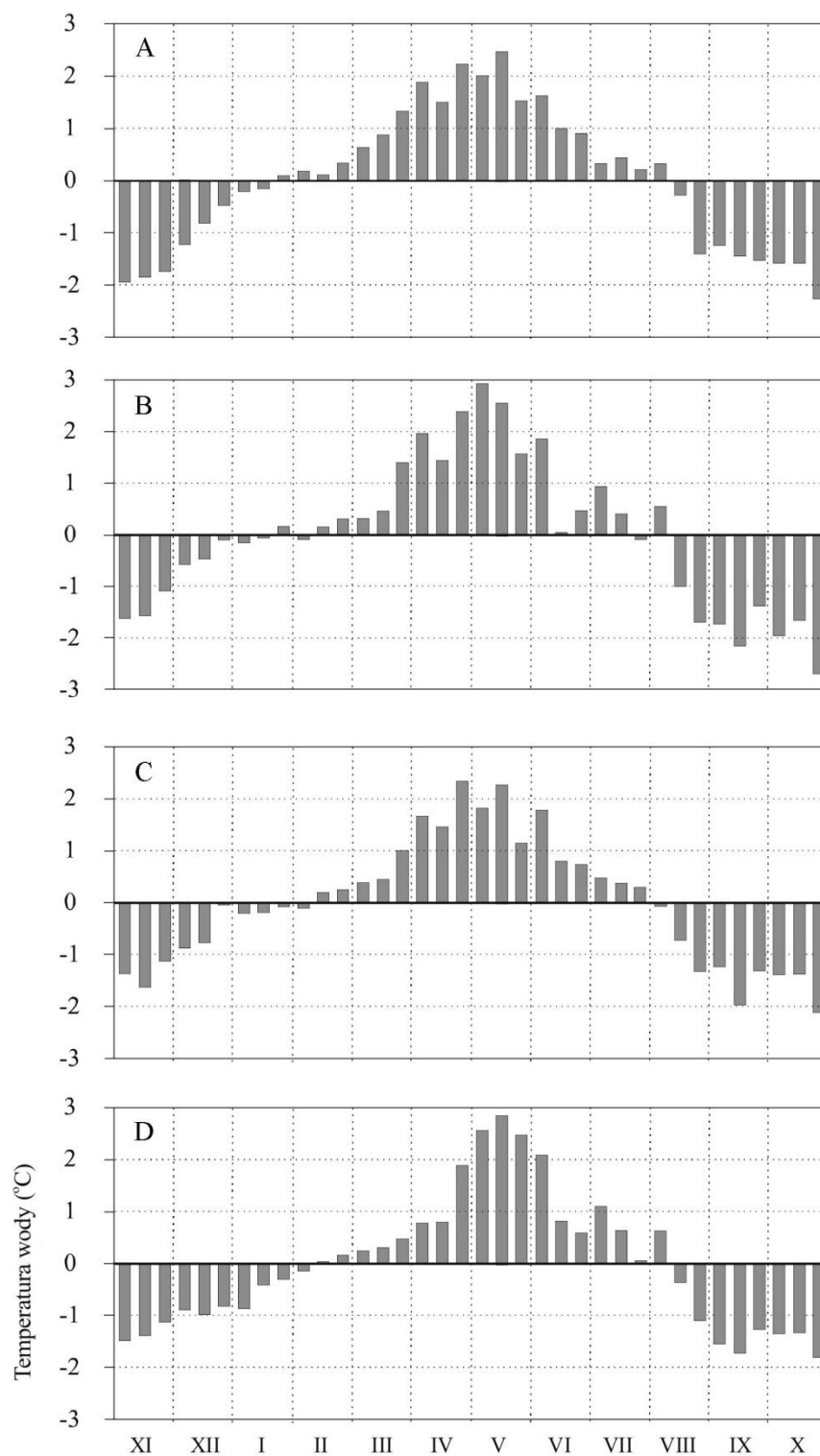
$0,25^{\circ}\text{C}\cdot\text{doba}^{-1}$. Czas trwania całego okresu wiosennego wynosi od 56 dni (Studzieniczne) do 93,2 dni (Jamno), natomiast wczesna faza wiosennego nagrzewania (koniec występowania pokrywy lodowej i trwałe przejście TWP przez wartość 4°C) od 8,3 dni (Śniardwy) do 34,4 dni (Hańcza). Długość trwania wczesnej fazy wiosennego nagrzewania stanowi średnio 26% całego okresu wiosennego.

Tabela 5. 5. Średnie wieloletnie temperatury powierzchniowej wody ($^{\circ}\text{C}$) w momencie wystąpienia poszczególnych faz zlodzenia w wybranych jeziorach w okresie 1961-2005 (za Skowron 2011) (opracowano na podstawie danych IMiGW).

Jezioro	Początek		Koniec	
	zjawisk lodowych	pokrywy lodowej	pokrywy lodowej	zjawisk lodowych
Lubie	1,97	1,69	2,95	3,08
Sławskie	2,58	1,75	2,20	2,61
Gardno	2,33	1,19	1,44	2,10
Łebsko	2,44	1,55	1,86	2,43
Charzykowskie	1,72	1,45	1,63	2,17
Raduńskie Górne	1,82	1,25	2,80	3,42
Gopło	3,38	2,85	2,29	2,85
Jeziorak	2,59	1,90	2,33	2,64
Mikołajskie	2,66	1,37	1,38	2,35
Nidzkie	2,01	1,26	2,08	3,08
Hańcza	1,85	1,50	1,32	1,73
Studzieniczne	2,16	1,62	2,47	2,82

Przeciętnie od trzeciej dekady maja, w której obserwuje się trwałe przejście temperatury przez próg 15°C , wyznacza początek okresu letniego. Najwcześniej TWP o wartości 15°C notowana była w jeziorach najpłytszych: Sławskie (15.V), Jeziorak i Śniardwy (17.V), zaś najpóźniej w jeziorach o cechach bradymiktycznych: Drawsko, Hańcza i Raduńskie Górne (5.VI). W fazie letniego nagrzewania dekadowe przyrosty temperatury wody charakteryzują się jeszcze stosunkowo dużymi wartościami (do $2^{\circ}\text{C}\cdot\text{dekada}^{-1}$), aby w połowie lipca obniżyć się do $0,3\text{--}0,5^{\circ}\text{C}\cdot\text{dekada}^{-1}$. Od tego momentu obserwuje się praktycznie we wszystkich jeziorach równowagę w wymianie ciepła między jeziorem a jego otoczeniem. Na przełomie lipca i sierpnia jeziora osiągają swoje termiczne maksimum. Począwszy od pierwszej dekady sierpnia we wszystkich jeziorach następuje zmiana kierunku wymiany ciepła między jeziorem a otoczeniem. Rozpoczyna się okres emisji ciepła do atmosfery, czyli faza letniego ochładzania. We wszystkich jeziorach obserwuje się spadki TWP, znacznie zróżnicowane w poszczególnych latach. Generalnie cały okres letni charakte-

ryzuje się największą stabilność temperatury wody, co potwierdzają przede wszystkim wartości odchylenia standardowego. Ponadto trwanie okresu letniego jest stosunkowo najdłuższe spośród wszystkich sezonów w roku. Długość okresu z temperaturą $> 15^{\circ}\text{C}$ waha się od 97 dni dla jeziora Drawsko do 125 dni w przypadku jezior przybrzeżnych.



Ryc. 5. 6. Średni dekadowy przebieg spadków i przyrostów temperatury powierzchniowej w okresie 1971 – 2005 w wybranych jeziorach; A – Jez. Sławskie, B – Śniardwy, C – Gardno, D – Wdzydze Południowe (według Skowron 2011).

Przeciętnie od drugiej dekady września wszystkie jeziora wkraczają w okres jesiennego ochładzania, chociaż daty wystąpienia 15°C jesienią najwcześniej pojawiły się w jeziorach przybrzeżnych (< 12.IX), natomiast najpóźniej w jeziorach Pojezierza Wielkopolskiego (> 25.IX). Okres ten charakteryzuje się dużymi spadkami temperatury wody oraz dużymi różnicami między poszczególnymi zbiornikami. Największe spadki temperatury występują w trzeciej dekadzie października i pierwszej dekadzie listopada (przeciętnie 1,3–2,0°C·dekada⁻¹), osiągając najwyższe wartości w zbiornikach najpłytszych (Śniardwy –2,68 °C·dekada⁻¹, Roś –2,34 °C·dekada⁻¹). Największe spadki temperatury notowane są w przedziale 8–10°C. Różnice między jeziorami w tym okresie pokazują zróżnicowane daty wystąpienia temperatury o wartości 4°C (druga faza jesiennego ochładzania). Najpóźniej temperaturę tą osiągają jeziora najgłębsze położone na zachód od Wisły: Drawsko (20.XII), Powidzkie (19.XII) i Wdzydze Południowe (17.XII), zaś najwcześniej jeziora najpłytsze: Studzieniczne (7.XI), Śniardwy (14.XI), Gardno (17.XI) i Jamno (19.XI), które pod koniec okresu jesiennego pozostają jeziorami najchłodniejszymi. Kierunki i natężenie wymiany ciepła między jeziorem a atmosferą są dobrze charakteryzowane przez wartości spadków i wzrostów temperatury wody w warstwie powierzchniowej, które są również dobrym wskaźnikiem różnic między jeziorami. Dla wybranych akwenów przedstawiono je w postaci wartości średnich dekadowych (ryc. 5. 6)

Interesującym problemem w funkcjonowaniu ekosystemu jeziornego są zmiany temperatury wody obserwowane w dłuższym przedziale czasu. Badania jezior litewskich prowadzone w ostatnich 20 latach XX wieku wykazały, że średnia temperatura wody w okresie lat 1991-2000 była o 0,6°C wyższa w stosunku do średniej z lat 1981-1990 (Pernaravičiūtė 2004). Zmiany te korelują ze zmianami termicznych pór roku na terytorium Litwy, a Kilkus i Valiuskevicius (2001) sugerują, że w latach 1981-85 podczas 3 dekad lipca w niektórych jeziorach litewskich zmiany temperatury powierzchniowej wynosiły od 0,5°C (Tauragnas) do 3°C (Totoriskės). Różnica zmian temperatury powierzchniowej odnosiła się także do średniej wartości rocznej i była wyższa od 0,3°C. Danilovich (2004) wykazała, że wzrost temperatury powietrza o 1,1°C w okresie 1988-2002 spowodował zmiany podstawowych procesów w jeziorach i zbiornikach wodnych na Białorusi. Efektem tych zmian jest wcześniejsze występowanie temperatury wody o wartości 0,2, 4 i 10 °C wiosną, nawet o 5 - 9 dni oraz wcześniejsze daty występowania temperatury wody o wartości 0,2°C jesienią o 7 dni. Wyraźnemu skróceniu w jeziorach uległ okres z temperaturą wody poniżej 0°C i 2°C oraz długość występowania zjawisk lodowych o 5 dni i pokrywy lodowej o 6 dni.

Tabela 5. 6. Miesięczne i roczne trendy temperatury powierzchniowej wody w jeziorach w okresie 1971-2010 (wytluszczonym drukiem przedstawiono istotność statystyczną $\alpha < 0,05$).

Jezioro	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	R
Lubie	0,05	0,03	0,02	0,03	0,04	0,08	0,11	0,07	0,07	0,05	0,06	0,05	0,06
Sławskie	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,08	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04
Drawsko	0,0	0,0	0,04	0,05	0,03	0,05	0,11	0,06	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04
Jamno	0,02	0,0	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03
Nakielno	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,1	0,12	0,08	0,1	0,09	0,07	0,06	0,06
Gardno	0,02	0,02	0,01	0,0	0,02	0,06	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03
Łebsko	0,0	0,0	0,01	0,0	0,0	0,06	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,02	0,03
Sępoleńskie	0,04	0,02	0,02	0,01	0,0	0,04	0,07	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03
Charzykowskie	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05	0,07	0,02	0,04	0,04	0,03	0,01	0,03
Wdzydze Płd.	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,06	0,1	0,05	0,07	0,06	0,04	0,02	0,04
Powidzkie	0,0	0,0	0,02	0,0	0,0	0,05	0,09	0,05	0,06	0,05	0,03	0,01	0,03
Raduńskie Górne	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,06	0,1	0,05	0,05	0,04	0,03	0,01	0,04
Gopło	-0,04	-0,04	0,03	0,06	0,07	0,1	0,16	0,06	0,04	0,02	0,01	-0,02	0,04
Bachotek	0,05	0,05	0,02	0,03	0,02	0,05	0,08	0,05	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05
Jeziorak	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04
Dadaj	0,0	0,0	0,01	0,01	0,0	0,04	0,07	0,02	0,06	0,05	0,03	0,02	0,03
Mikołajskie	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05	0,03	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03
Nidzkie	0,02	0,02	0,0	0,01	0,0	0,04	0,06	0,04	0,06	0,06	0,03	0,02	0,03
Śniardwy	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,07	0,04	0,02	0,06	0,05	0,04	0,03	0,04
Roś	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05	0,03	0,06	0,05	0,04	0,02	0,03
Litygajno	0,03	0,02	0,01	0,0	0,02	0,04	0,05	0,02	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03
Elckie	0,03	0,03	0,02	0,01	0,0	0,06	0,05	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03
Selmęt Wielki	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,08	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04
Rajgrodzkie	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,08	0,08	0,05	0,07	0,06	0,05	0,05	0,04
Hańcza	-0,01	-0,03	-0,01	0,0	0,01	0,05	0,09	0,07	0,06	0,04	0,02	0,02	0,03
Wigry	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,04	0,05	0,04	0,07	0,06	0,05	0,05	0,04
Białe Augustowskie	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,05	0,05	0,02	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03
Studzieniczne	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,06	0,04	0,02	0,06	0,04	0,03	0,03	0,03
Morskie Oko	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,06	0,08	0,1	0,06	0,04	0,02	0,08

Na podstawie przeprowadzonych obliczeń stwierdzono, że średnie roczne wartości TWP w latach 1971-2010 wykazywały we wszystkich jeziorach dodatni trend na poziomie $0,02-0,05^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, z wyjątkiem jeziora Morskie Oko ($0,08^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) (tab. 5. 6). Wartości te

niecóż różnią się w stosunku do danych prezentowanych przez innych autorów, zwłaszcza w okresie miesięcy zimowych (Skowron 1999a, Dąbrowski i in. 2004, Choiński i in. 2014). Konsekwencją powyższego układu są zróżnicowane daty wystąpienia określonych wartości TWP. W półroczu zimowym temperatury wody o wartości 2 i 4°C (wczesna faza wiosennego nagrzewania) w jeziorach Pojezierza Wielkopolskiego pojawiają się o 14 dni wcześniej w stosunku do jezior z Pojezierza Pomorskiego i o 19 dni wcześniej w stosunku do jezior z Pojezierza Mazurskiego. Z kolei okres drugiej fazy jesiennego ogrzewania w jeziorach Pojezierza Wielkopolskiego następuje o 5 dni później w stosunku do jezior z Pojezierza Pomorskiego i 13 dni później w stosunku do jezior z Pojezierza Mazurskiego (tab. 5. 7).

Tabela 5. 7. Średnie daty przejścia temperatury wody powierzchniowej przez wartości graniczne w obrębie poszczególnych Pojezierzy i w wybranych jeziorach w okresie 1971-2010 (w nawiasach podano liczbę jezior reprezentujących poszczególne Pojezierza).

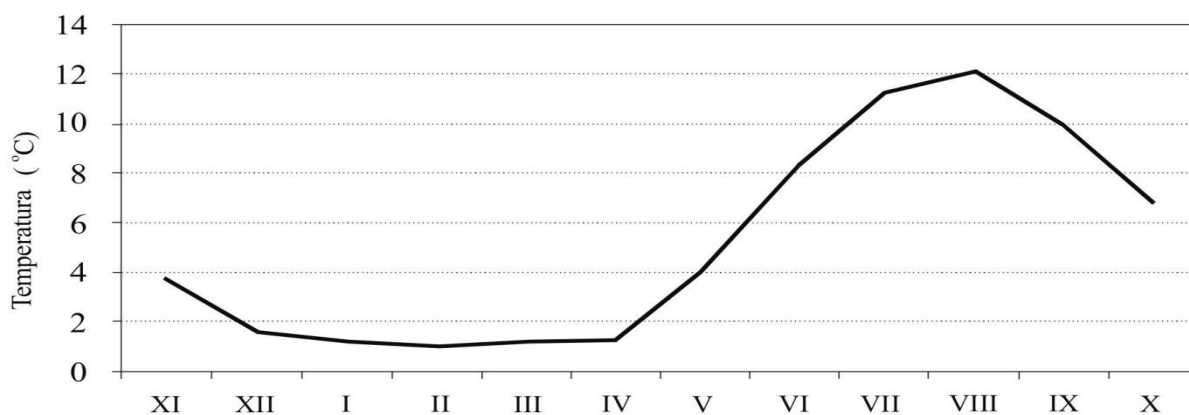
Region lub jezioro	2-w	4 -w	15-w	15-j	4-j	2-j
Pojezierze Wielkopolskie (3)	24.II	17.III	20.V	25.IX	09.XII	26.XII
Pojezierze Pomorskie (10)	10.III	31.III	30.V	15.IX	30.XI	25.XII
Pojezierze Mazurskie (15)	15.III	05.IV	24.V	19.IX	25.XI	13.XII
Jezioro Białe Włodawskie	15.III	03.IV	18.V	23.IX	28.XI	21.XII
Morskie Oko	3.V	18.V	-	-	14.XI	3.XII

Objaśnienia: 2-w, 4-w i 15-w – temperatura o wartości 2, 4 i 15°C wiosną, 2-j, 4-j i 15-j – temperatura o wartości 2, 4 i 15°C jesienią.

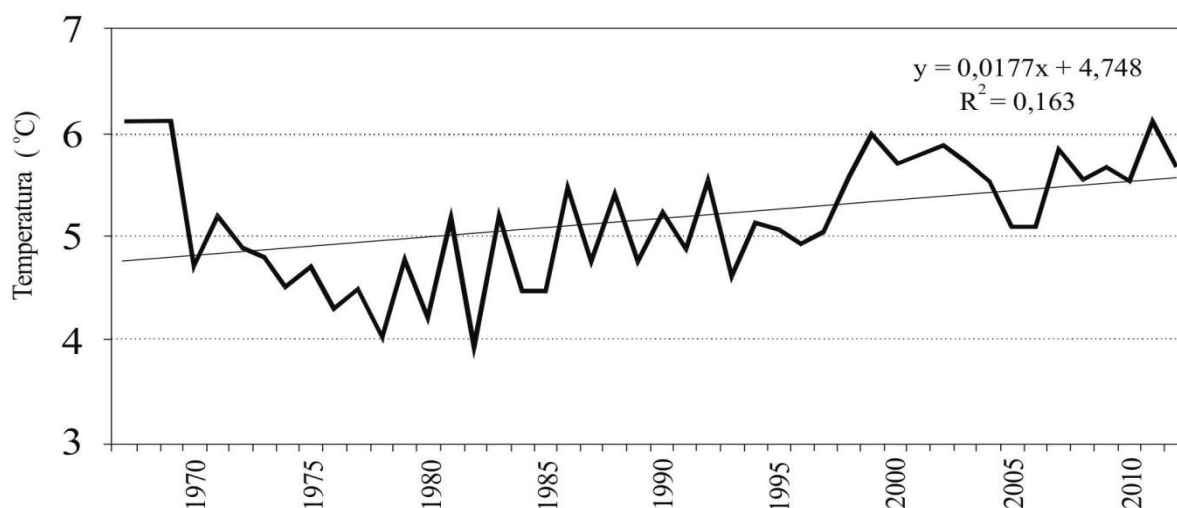
Jezioro Białe Włodawskie reprezentujące Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie posiada pod względem przebiegu rocznego TWP cechy najbardziej zbliżone do jezior Pojezierza Mazurskiego. Jedyną wyraźną różnicą dotyczy dat drugiej fazy jesiennego ochładzania (tab. 5. 7).

Badania temperatury wody jezior górskich w Polsce mają już prawie dwustuletnią historię i dotyczą głównie jezior tatrzańskich (Choiński i in. 2014). Pomiarów dotyczących pionowego rozkładu temperatury były wykonywane już pod koniec XIX wieku, natomiast systematyczne obserwacje temperatury wody powierzchniowej, rozpoczęto dopiero w latach 60. XX wieku. Materiał pochodzący z obserwacji pionowych pomiarów temperatury wody jest ponadto przypadkowy, niesystematyczny i w wielu przypadkach budzi zastrzeżenia natury metodycznej. Daje jednak pierwsze informacje o zróżnicowaniu termicznym nie tylko w rozkładzie pionowym, ale również między jeziorami, zwłaszcza w okresie zimowym (Szafarski 1948).

W jeziorze Morskie Oko najwyższe średnie miesięczne wartości TWP występowały w sierpniu i osiągały 12,1°C. Z kolei najniższe średnie miesięczne temperatury charakteryzowały luty i marzec i wynosiły około 1,0 °C (ryc. 5. 7). Najwyższa średnia roczna temperatura wody powierzchniowej wynosiła 6,0°C i wystąpiła w 1999 roku, natomiast najniższą zanotowano w 1978 roku, kiedy osiągnęła 3,9°C. Wartości ekstremalnych temperatur zawierały się w granicach od 0,1 °C do 16,2°C.



Ryc. 5. 7. Przebieg średnich miesięcznych temperatur wód powierzchniowych Morskiego Oka w latach 1967-2012 (według Choiński 2014).



Ryc. 5. 8. Średnie roczne temperatury powierzchniowe wód Morskiego Oka w latach 1967-2012 oraz linia trendu (według Choiński 2014).

Temperatura powierzchniowa w jeziorze Morskie Oko reprezentuje cechy jeziora polimiktycznego typu zimnego, w którym pojawianie się temperatury wody powyżej 15°C jest niezwykle rzadkie. W latach 1971-2012 przypadki takie stanowiły tylko 0,4% wszystkich notowań w ciągu roku, osiągając maksymalnie 16,2°C w lipcu 2010 roku.

Analiza długookresowych zmian temperatury wody powierzchniowej w różnych jeziorach na półkuli północnej wykazała w drugiej połowie XX wieku wyraźny jej wzrost (Skowron 1997b, Kilkus, Valiuskevicius 2001, Pernaravičiūtė 2004, Naumenko i in. 2006, 2008). Skutkiem tych zmian jest coraz wcześniejsze występowanie temperatury o wartości 10°C wiosną oraz wyraźna zależność między długością występowania okresu z temperaturą powyżej 4°C i wskaźnikiem NAO (Gronskaya i in. 2002).

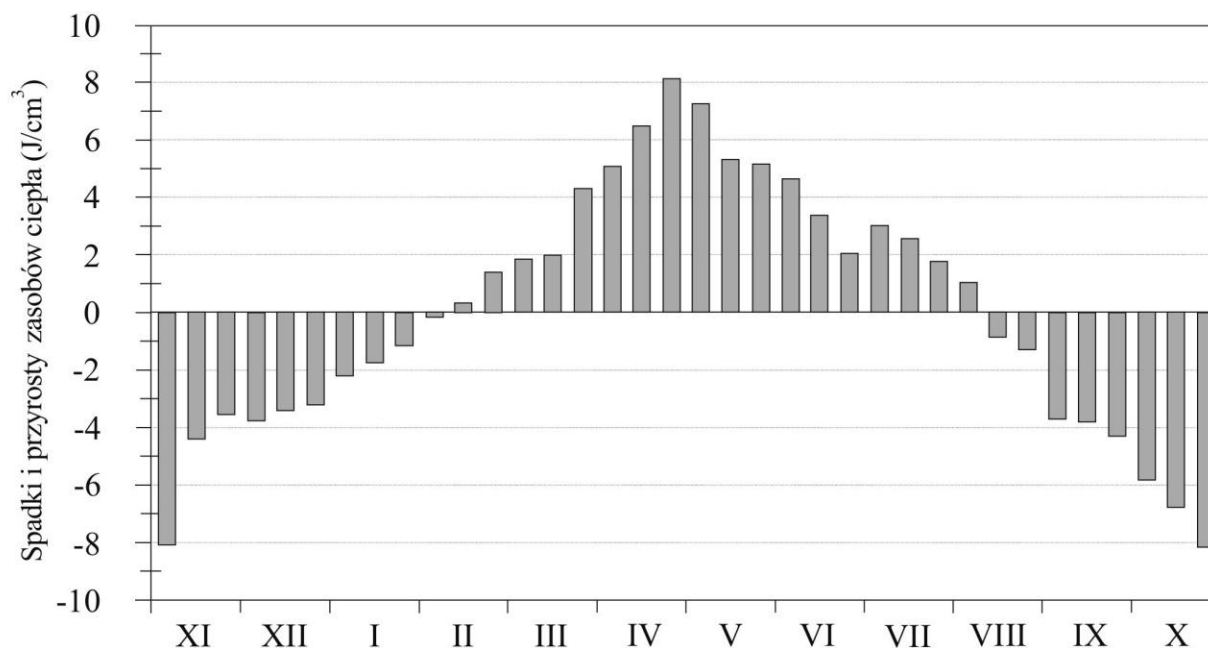
Badając roczny przebieg trendów w wieloleciu 1961–2005 Skowron (2011) wyróżnił trzy wyraźne okresy: jesienny – trwający od drugiej dekady września do końca grudnia

(11 dekad) i charakteryzujący się ujemnym trendem TWP na poziomie $0,03\text{--}0,06^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ zimowo-wiosenny – trwający od pierwszej dekady stycznia do pierwszej dekady czerwca (16 dekad) z dodatnimi trendami TWP we wszystkich jeziorach na poziomie od $0,048$ do $0,06^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ oraz letni – trwający od drugiej dekady czerwca do pierwszej dekady września włącznie, o dużej zmienności kierunków i wartości trendów. Dla średniej rocznej TWP w jeziorze Morskie Oko za lata 1967-2010 Choiński (2014) również wskazuje na istnienie wyraźnego trendu dodatniego na poziomie $0,02^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ (ryc. 5. 8), co daje prawie 1°C na 50 lat.

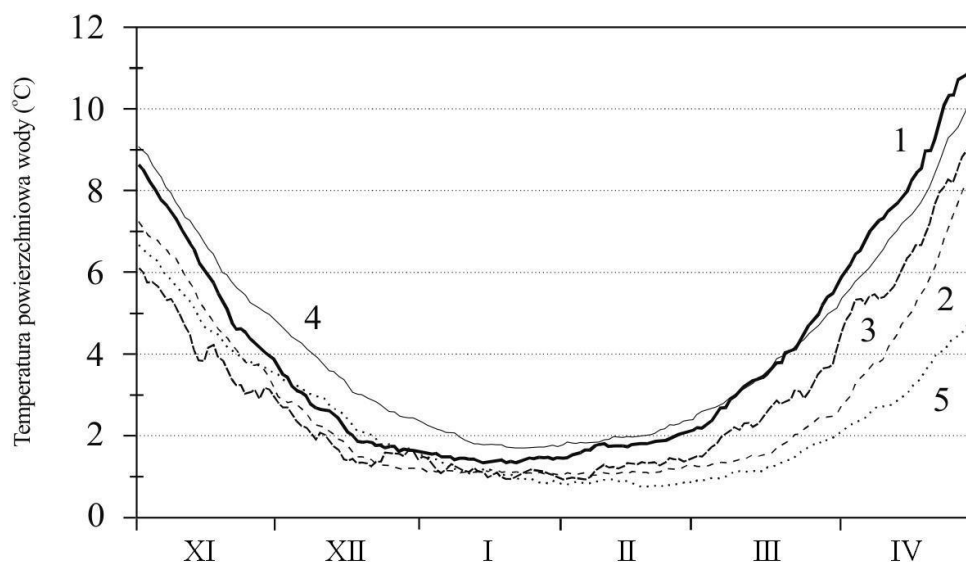
5. 3. Pionowa struktura termiczna wody

W jeziorach dymiktycznych strefy umiarkowanej zachodzi wyraźna roczna zmienność pionowego uwarstwienia termicznego wody. Jedną z podstawowych cech ustroju termicznego jeziora jest czasowa zmienność struktur termicznych, posiadająca najczęściej retardacyjny charakter w stosunku do czynników je kształtujących. Zmianę uwarstwienia termicznego w ciągu roku można prześledzić analizując roczny cykl temperatury.

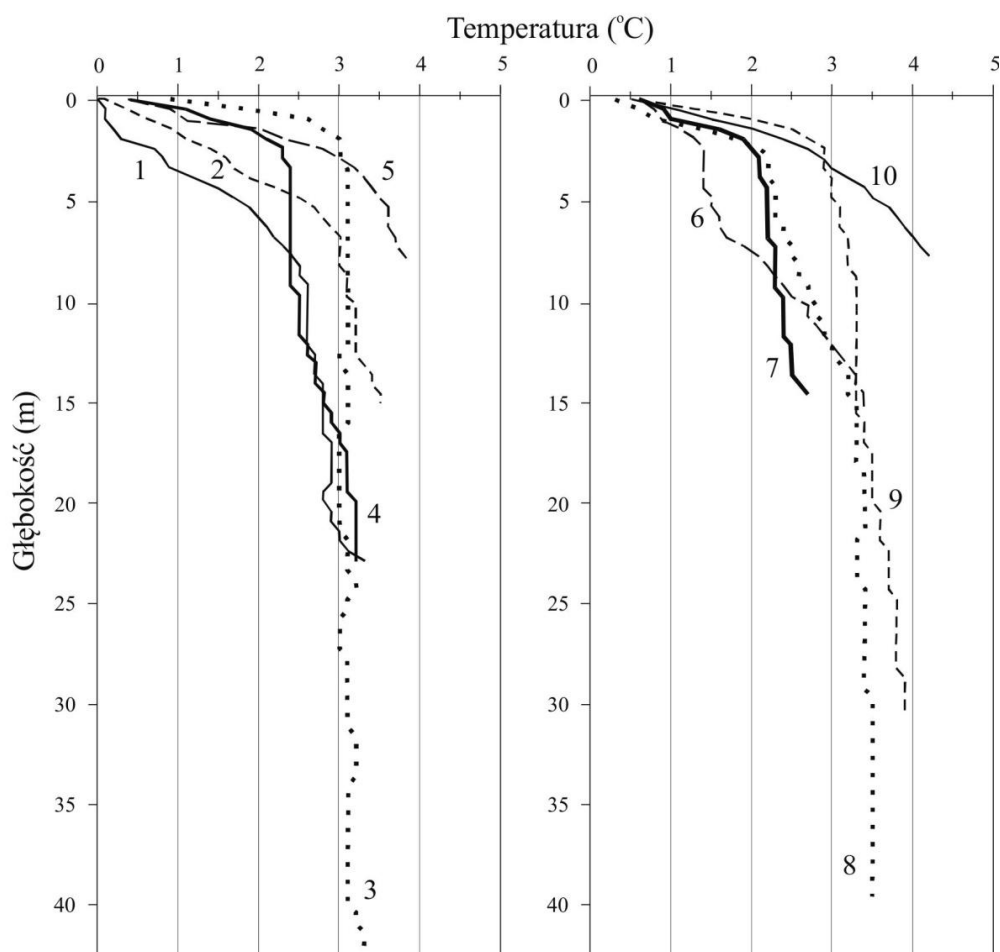
Cykliczność termiczna w jeziorach strefy umiarkowanej i dwukrotne przejście temperatury wody przez wartość jej największej gęstości, powoduje jednocześnie dwukrotną zmianę kierunku wymiany strumienia ciepła między jeziorem i jego otoczeniem. Taki przykład przedstawiono dla dekadowych wartości zasobów ciepła w jeziorze Bachotek (ryc. 5. 9). Najczęściej od drugiej dekady lutego w większości jezior w Polsce następuje przewaga akumulacji zasobów ciepła nad jego stratami (ryc. 5. 10). Okres ten trwa przeciętnie do końca pierwszej dekady sierpnia, rzadko dłużej (Lange 1977, Skowron 2011).



Ryc. 5. 9. Średni dekadowy przebieg spadków i przyrostów zasobów ciepła ($\text{J}\cdot\text{cm}^{-3}$) w latach 1996-2010 w jeziorze Bachotek (Skowron 2011).



Ryc. 5. 10. Przebieg średniej dobowej temperatury powierzchniowej wody (°C) w półroczu zimowym (listopad-kwiecień) w wieloleciu 1961-2000 w wybranych jeziorach: 1-Sławskie, 2-Studzieniczne, 3-Gardno, 4-Gopło, 5-Hańcza (Skowron 2008).



Ryc. 5. 11. Zimowe profile termiczne (29-31.I.1996 r.) w najgłębszych pionach wybranych jezior. Objasnienia: 1-Bachotek, 2-Gopło, 3-Popielewskie, 4-Szydlowskie, 5-Wiecanowskie, 6-Skulskie, 7-Kamienieckie, 8-Powidzkie, 9-Ostrowskie, 10-Skulska Wieś.

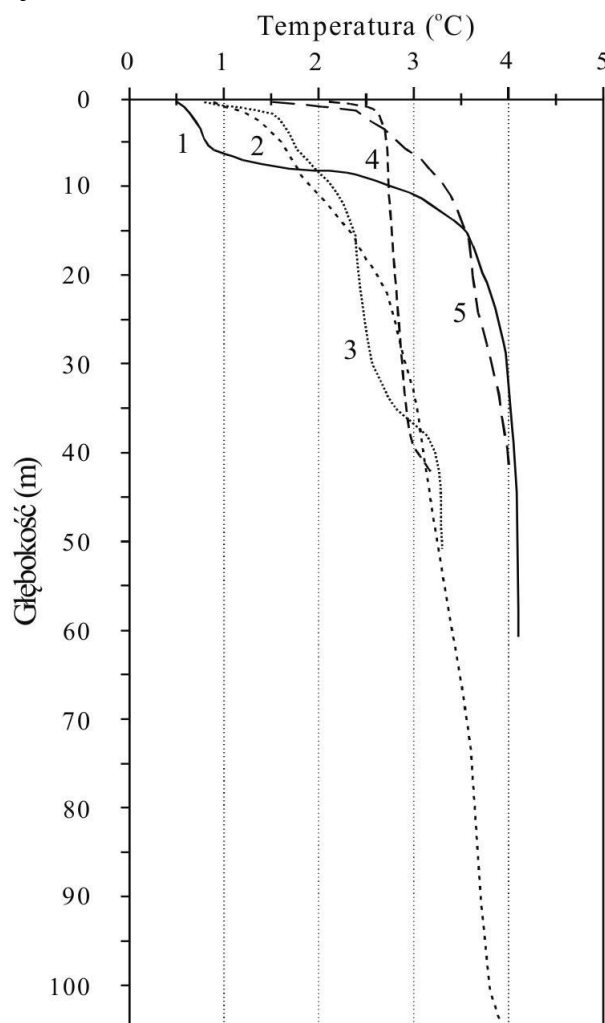
Temperatura powierzchniowej wody od momentu powstania pokrywy lodowej zaczyna systematycznie obniżać się do osiągnięcia rocznego minimum, które notowane jest przeważnie na przełomie stycznia i lutego. Potwierdzają to średnie dzienne temperatury wody powierzchniowej w okresie zimy termicznej. Przeciętnie od drugiej dekady lutego obserwujemy w większości jezior wzrost temperatury powierzchniowej wody. Przebieg temperatury wody w tym okresie pokazuje również różnice temperatury pomiędzy jeziorami (ryc. 5. 11, tab. 5. 8).

Tabela 5. 8. Wybrane parametry reżimu termicznego wody oraz miąższość pokrywy lodowej w wybranych jeziorach w lutym 2003 roku (według Skowron 2008).

Jezioro	Średnia głębokość jeziora (m)	Całkowite zasoby ciepła w jeziorze (10 ⁶ Mcal)	Średnia temperatura wody w jeziorze (°C)	Zawartość ciepła w jeziorze (10 ⁶ Mcal)	Temperatura wody powierzchniowej (0-0,5 m)	Rozpiętość temperatury wody w jeziorze (°C)	Średnia miąższość pokrywy lodowej (cm)
Ostrowskie	9,9	91,2	2,9	2,9	0,7	4,3	29,1
Suszewskie	7,7	16,8	2,4	1,9	0,5	3,0	26,0
Wójcińskie/Kownacki	5,7	25,0	2,7	1,7	0,5	3,8	27,3
Wilczyńskie	7,8	42,1	2,9	2,0	0,5	3,8	30,8
Bachotek	7,2	39,0	2,5	1,8	0,1	3,6	38,4
Strażym	3,5	3,8	1,5	0,5	0,1	3,8	37,2
Zbiczno	11,7	46,2	3,1	3,8	0,3	3,7	32,6
Ciche	6,8	24,2	3,2	2,4	0,6	4,3	35,8
Dębno	5,5	8,8	2,7	1,5	0,6	4,2	38,0
Retno	6,2	4,5	3,0	2,4	0,4	3,7	37,2
Robotno	5,9	6,4	2,2	1,3	0,4	3,3	35,0
Partęczyny Wielkie	6,8	57,4	2,6	1,8	0,4	3,8	36,5
Partęczyny Małe	3,1	3,1	2,9	1,0	0,5	4,2	34,3
Łąkorz	11,6	51,7	2,8	3,3	0,7	3,2	32,7
Skarlińskie	7,5	59,6	2,7	1,9	0,6	4,0	35,0

Powszechnie przyjmuje się, że początek rocznego cyklu termicznego wody w jeziorach strefy umiarkowanej rozpoczyna się wraz z powstaniem pokrywy lodowej. Powstają wówczas całkowicie odmienne warunki wymiany ciepła. Powstanie pokrywy lodowej powoduje odcięcie wpływu mieszania wiatrowego, osłabienie wymiany energetycznej i zmianę warunków świetlnych. Konsekwencją tych uwarunkowań jest także stabilizacja termiczna wody oraz powstanie wewnętrznej cyrkulacji wody (Wetzel 2001). Następuje powolne kształtowanie się uwarstwienia katatermicznego w pierwszej połowie okresu zimowego, powodując w warstwie do głębokości 2-3 m stopniowo obniżanie się

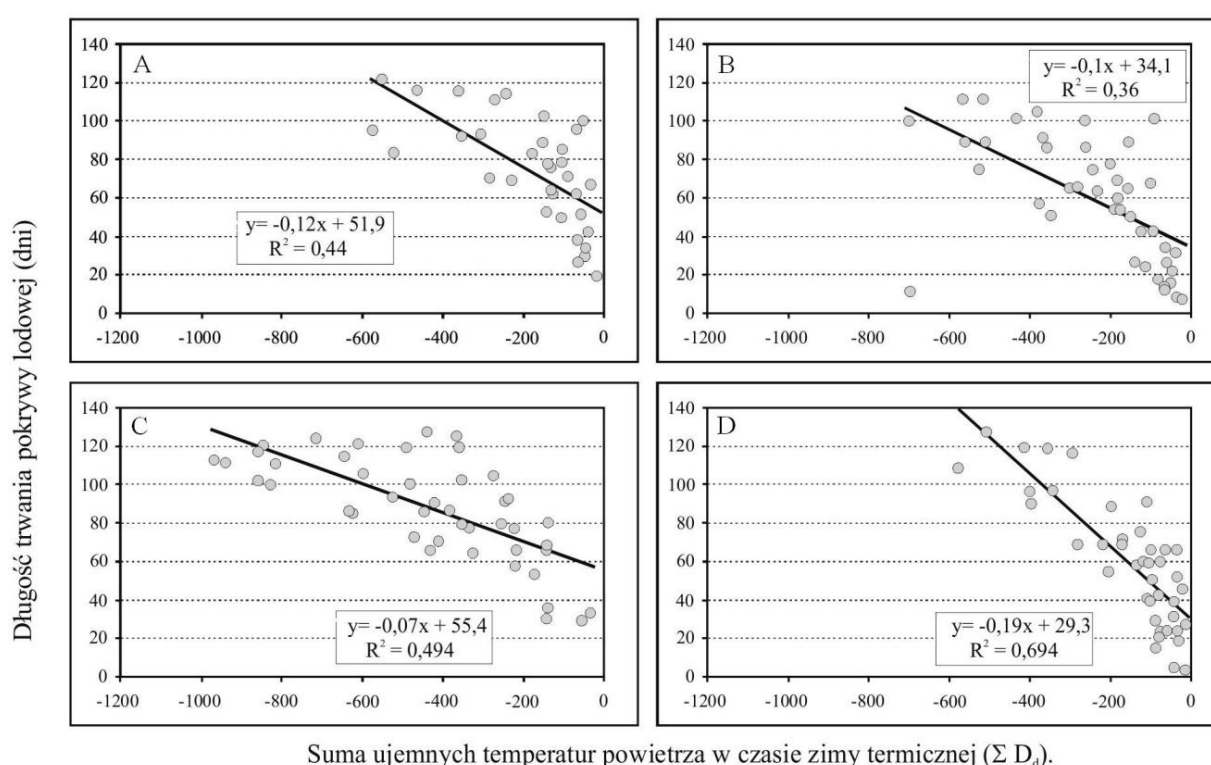
temperatury wody (gradient $> 2,5^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$), aby poniżej zachować układ homeotermiczny (gradient poniżej $0,3^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$) (ryc. 5. 11). W jeziorach najgłębszych temperatura wody na głębokości poniżej 50 m jest stała i wynosi nieco poniżej 4°C (ryc. 5. 12). Z kolei w drugiej połowie okresu zimowego obserwujemy wyraźny wpływ osadów dennych na strukturę termiczną wody (Grześ 1974, 1978). Ponadto, w tym okresie często w warstwie powierzchniowej na skutek przenikania promieni słonecznych przez czysty lód notowano uwarstwienie dychotermiczne (Jędrasik 1975), charakteryzujące się wyraźnym wzrostem temperatury wody tuż pod lodem. Wzrost ten dochodził maksymalnie do $1,5\text{-}2,5^{\circ}\text{C}$ i był zjawiskiem rzadkim i krótkotrwałym (Lange 1993, Choiński 2007b). Powstaje on na skutek przenikania promieniowania słonecznego przez przezroczystą warstwę lodu i absorpcji jego przez przypowierzchniową warstwę wody. W tym czasie zauważa się istnienie ruchów konwekcyjnych wody, któremu towarzyszy wyraźne zmętnienie wody (Jędrasik 1985, Janiec, Turczyński 1988, Skowron 2011). Praktycznie we wszystkich jeziorach płytkich (do 12-14 m) obserwacje potwierdziły ocieplający wpływ osadów dennych. Warstwa przydenna o miąższości maksymalnie do 1,0-1,5 m posiadała temperaturę o $0,4\text{-}1,2^{\circ}\text{C}$ wyższą w stosunku do warstw leżących powyżej. Takie uwarstwienie termiczne zanikało wraz z momentem rozpadu pokrywy lodowej.



Ryc. 5. 12. Pionowe profile termiczne w okresie zimowym w najgłębszych jeziorach w Polsce: 1-jez. Morzycko (24.I.1995), 2-jez. Hańcza (30.I.2004), 3-jez. Piłakno (31.I.2004), 4-jez. Narie (4.II.1997), 5-jez. Ińsko Wlk. (4.II.1997).

Podstawowymi czynnikami decydującymi o uwarstwieniu termicznym wody pod lodem są: wymiana ciepła zachodząca przez pokrywę lodową oraz natężenie strumienia ciepła między osadami i warstwami przydennymi wody. Struktura i rodzaj lodu a także miąższość pokrywy śnieżnej zalegającej na lodzie, wpływają istotnie na procesy wychładzania i ogrzewania się wody zachodzące przez lód. Obecność śniegu na lodzie ogranicza docieranie światła do głębokości około jednego metra pod lodem (w zależności od przezroczystości).

Morfometria niecki jeziornej, a przede wszystkim kształt misy jeziornej, średnia głębokość oraz objętość jeziora w znacznej mierze decydują o przebiegu procesów termicznych i zasobach ciepła zakumulowanego w jeziorze (Ambrosetti, Barbanti 2002, Zdorowiennowa, Nikels 2006, Skowron 2008) (tab. 5. 9, ryc. 5. 13).



Ryc. 5. 13. Suma ujemnych temperatur powietrza (ΣD_d) i długość występowania pokrywy lodowej: A - w Toruniu i na jez. Bachotek, B - w Chojnicach i na jez. Charzykowskim, C - w Suwałkach i na jez. Serwy, D - w Gorzowie Wlkp. i na jez. Osiek w poszczególnych sezonach zimowych wielolecia 1961-2005 (według Skowron 2008).

Badania potwierdziły, że pojawienie się zjawisk lodowych, a zwłaszcza pokrywy lodowej na jeziorach następuje przy różnych stanach wychłodzenia masy wodnej w poszczególnych latach (sezonach). Kształtowanie się temperatury wody w jeziorze w okresie stagnacji zimowej zależy przede wszystkim od stopnia wychłodzenia wody w okresie poprzedzającym powstanie pokrywy lodowej, od przebiegu i długości zimy termicznej oraz od parametrów morfometrycznych mis jeziornych (głębokość średnia, relatywny wskaźnik głębokości, wskaźnik rozwartości niecki itp.)

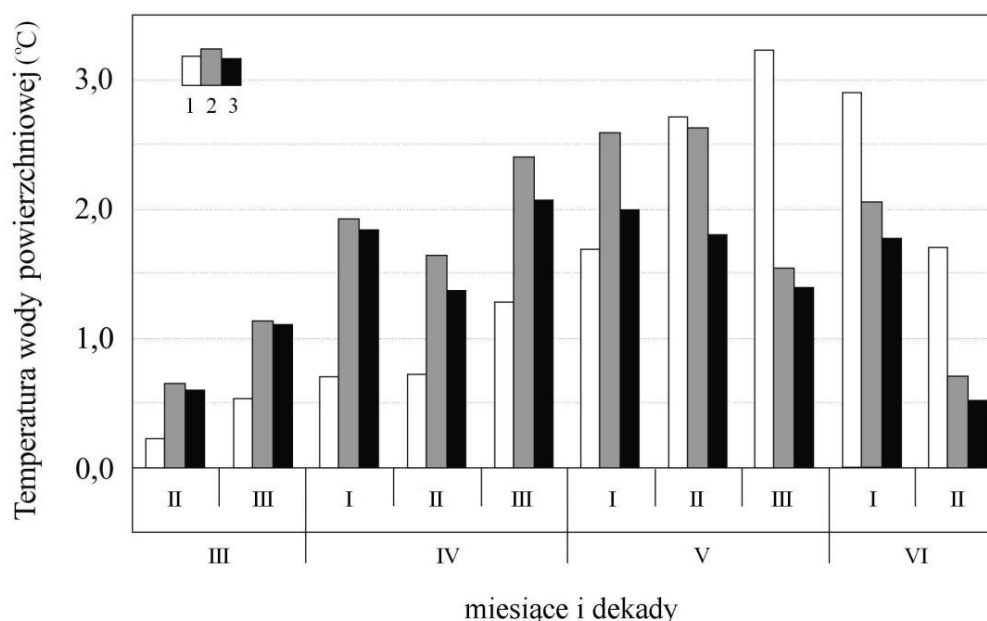
Tabela 5. 9. Zasoby ciepła oraz ich parametry w zimie 2004 roku (30.I.-1.II.2004).

Jezioro	Ogólne zasoby ciepła $\times 10^6 \text{ MJ}$	Zawartość ciepła w jednostce objętości $\text{J} \cdot \text{cm}^{-3}$	Zawartość ciepła na jednostkę powierzchni $\text{kcal} \cdot \text{cm}^{-2}$	Średnia temperatura wody w jeziorze $^{\circ}\text{C}$
Ciemino	89,04	6,19	0,96	1,48
Hańcza	1097,66	9,12	8,99	2,18
Zamkowe	186,02	11,01	3,83	2,63
Chełmżyńskie	130,41	7,93	0,96	1,89
Dobskie	239,70	13,30	3,99	3,18
Krzemień	206,47	9,42	2,27	2,25
Krzywe Wigierskie	105,09	8,85	2,07	2,11
Majcz Wielki	69,65	7,06	1,10	1,69
Ostrowite	392,42	13,08	3,62	3,13
Piłakno	286,58	8,48	2,88	2,03
Rudnickie Wielkie	26,87	3,82	0,43	0,91
Stelchno	43,44	5,45	0,69	1,30
Tałtowisko	270,13	5,89	2,08	1,41
Wilczkowo	211,27	9,07	1,74	2,17
Gawlik	45,53	1,77	0,26	0,42
Isąg	599,10	10,68	3,79	2,55
Krępsko	180,29	8,02	1,23	1,92
Linowskie	49,42	4,68	0,77	1,12
Mochel	114,00	9,59	1,82	2,29
Tumiańskie	44,90	5,54	0,91	1,32
Bachotek	92,72	6,02	1,03	1,44

Początek okresu wiosennego nagrzewania się wody rozpoczyna się jeszcze w czasie zalegania pokrywy lodowej i kończy się wraz z trwałym przejściem temperatury wody powierzchniowej przez wartość 15°C . W tym czasie obserwuje się występowanie największych różnic temperatur wody między badanymi obiektami. Na jeziorach Nizy Europejskiego przypadają one przeważnie na okres od drugiej dekady marca do drugiej dekady czerwca (ryc. 5. 14). W momencie zaniku pokrywy lodowej na jeziorach, ich temperatura w warstwie powierzchniowej jest nieco wyższa w stosunku do minimum (Skowron 2011). Wartości temperatury są zróżnicowane i wynoszą przeciętnie od $1,9$ do $2,3^{\circ}\text{C}$, zaś skrajne zawierają się w granicach $1,32 - 2,95^{\circ}\text{C}$.

Wczesna faza wiosennego nagrzewania się wody rozpoczyna się jeszcze przed całkowitym zanikiem pokrywy lodowej na jeziorach. Średnie daty jej zaniku na jeziorach charakteryzowały się wyraźnym zróżnicowaniem, oscylując przeciętnie między 5 i 9.III na obszarze na zachód od Wisły oraz między 12 i 18.III na wschód od Wisły. W fazie tej

obserwuje się stosunkowo niewielkie międzydekadowe przyrosty temperatury wody powierzchniowej, które wynosiły przeciętnie od 0,1 do 0,3°C·dekada⁻¹.



Ryc. 5. 14. Średnie dekadowe przyrosty temperatury wody powierzchniowej w okresie wiosennym w okresie 1961-2005 w wybranych jeziorach: 1-Hańcza, 2-Jeziorak, 3-Łebsko.

Z kolei późna faza wiosennego nagrzewania rozpoczyna się wraz z trwałym przejściem temperatury wody powierzchniowej przez wartość 4°C. Moment ten jest zarazem początkiem formowania się stratyfikacji termicznej. Jej przeciętne daty przypadają między 30.III i 5.IV. Jednak różnice przeciętnych dat tej fazy były mocno zróżnicowane i zawierały się między 13.III (Jez. Sławskie) i 24.IV (jez. Hańcza). W okresie tym notowane były największe przyrosty temperatury wody powierzchniowej, które przekraczają 2,5°C·dekada⁻¹. Maksymalne międzydekadowe przyrosty obserwowano przeciętnie w pierwszej i drugiej dekadzie maja (Ełckie – 3,38°C, Rajgrodzkie – 3,37°C, Selmęt Wielki – 3,28°C). Zróżnicowane daty wystąpienia temperatury wody pokazuje przykład dla wartości 10°C. Najwcześniej notowano je pod koniec kwietnia w jeziorach płytkich (Sławskie – 26.IV, Łebsko, Jeziorak i Śniardwy – 29.IV), natomiast najpóźniej w jeziorach najgłębszych (Hańcza – 20.V, Drawsko – 19.V i Raduńskie Górne – 16.V).

Pionowy rozkład temperatury wody w pierwszej fazie wiosennego nagrzewania charakteryzował się homogenicznym układem, z nieco cieplejszymi partiami brzeżnymi jezior. Różnice temperatury wody między pelagiałem a litoralem rzadko przekraczały 1-1,5°C. Dokonano zestawienia synchronicznych pionowych pomiarów temperatury wody w różnych okresach wiosennego nagrzewania, przy różnych wartościach temperatury wody powierzchniowej (tab. 5. 10). Pierwszy dotyczył trzeciej dekady marca (20-22.III) 1996 roku i obejmował 26 jezior. W drugim okresie (22-24.IV.2003 roku) pomiary przeprowadzono na 31 jeziorach. W okresie trzecim, obejmującym pierwszą dekadę maja (7-9.V) 2000 roku, pomiary objęły 32 jeziora.

Tabela 5. 10. Położenie, wielkości morfometryczne oraz przeciętne parametry struktury termicznej wody w wybranych jeziorach Niżu Polskiego w różnych okresach wiosennego nagrzewania (w nawiasach podano wartości skrajne parametrów).

Data pomiarów (liczba badanych jezior)	Przeciętna powierzchnia jezior (ha)	Maksymalna głębokość (m)	Przeciętna temperatura przy powierzchni (°C)	Przeciętna temperatura wody przy dnie (oC)	Różnica temperatury wody powierzchnia- dno (wartości skrajne, °C)	Współczynnik stratyfikacji termicznej	Położenie górnej granicy termokliny (m)
20-22.03. 2000 r. (32)	133,9 (5,5-1097,5)	15,6 (1,7-46,0)	3,6 (1,9-5,5)	3,4 (1,9-5,1)	0,1 (0,0-0,4)	0,976 (0,937- 1,000)	brak
22- 4.04. 2003 r. (31)	128,9 (3,7-671)	17,0 (3,7-54,5)	10,1 (7,5-13,1)	6,5 (3,7-12,0)	3,0 (0,1-6,9)	0,796 (0,542- 0,996)	2,7-5
7-9.05. 1996 r. (26)	148,2 (12,5-1012,5)	20,4 (2,6-106,1)	11,0 (3,9-16,4)	6,1 (2,4-13,2)	4,9 (0,0-10,8)	0,722 (0,369- 1,006)	4,2-10

Badania przeprowadzone w okresie wiosennego nagrzewania wykazały zróżnicowany stan termiczny zbiorników, zarówno w różnych fazach tego okresu jak i między jeziorami. Temperatura wody była pochodną przede wszystkim przebiegu zimy termicznej i dat zaniku pokrywy lodowej. Najwcześniej badania pionowego rozkładu temperatury wody wykonano w marcu 2000 roku na 26 jeziorach, czyli ok. 15-25 dni po zaniku pokrywy lodowej (tab. 5. 10). Przy temperaturze w powierzchniowej warstwie ok. 3,2-3,8°C nie zanotowano wyraźnej termokliny. Znacznie wyraźniejsze uwarstwienie termiczne w jeziorach zanotowano w kwietniu 2003 i maju 1996 roku, w obu przypadkach było to około 30 dni po ustąpieniu pokrywy lodowej. Zauważono, że zanik pokrywy lodowej w poszczególnych terminach w obrębie poszczególnych pojezierzy, nie następował równocześnie. Najbardziej zróżnicowany wystąpił w 2000 roku (3.II-8.III) i wynosił 33 dni, natomiast zdecydowanie najmniejsze różnice, wynoszące 4 i 12 dni, obserwowano w 1996 roku (11-15.IV) i w 2003 roku (19-31.III). Powyższe przykłady miały na celu pokazanie różnic temperatury wody między jeziorami w różnych fazach wiosennego nagrzewania wody po około 30 dniach od ustąpienia pokrywy lodowej.

Wyniki pomiarów wykazały ponad wszelką wątpliwość, iż o zróżnicowanym przebiegu temperatury wody w jeziorach w okresie wiosennego nagrzewania, bez względu na ich wielkość, stosunki głębokościowe, charakter mieszania się wody oraz terminy zaniku zjawisk

lodowych, decyduje głównie stopień wychłodzenia masy wodnej bezpośrednio przed zlodzeniem oraz głównie warunki meteorologiczne w okresie od lutego do czerwca. Autor stwierdza, że stratyfikacja prosta w jeziorach pojawia się w sytuacji, kiedy temperatura wody w warstwie powierzchniowej (do 1 m) przekracza 6-8°C i wykazuje duże przyrosty z dnia na dzień. Ciągłe nagrzewanie się wody oraz jej mieszanie powoduje w krótkim czasie powstanie przegrzanej warstwy sięgającej 2, 3 a czasami i więcej metrów oraz skoku termicznego o małej miąższości. W miarę upływu czasu warstwa termokliny pogłębia się powodując powstanie wyraźnego uwarstwienia z ciepłym już epilimnionem, ostro zarysowaną warstwą skoku termicznego oraz chłodnym hypolimnionem. Rozwarstwienie termiczne wody najwyraźniej wzrasta, kiedy temperatura wody w warstwie powierzchniowej przekracza 12-13°C, przy jednocześnie jeszcze nadal niskich temperaturach w warstwach przydennych (3-5°C).

Pomiary wykonane na jeziorze Bachotek, Zbiczno i Raduńskie Górne w okresie od marca do lipca 2010 roku wykazały, że w początkowej fazie formowania się stratyfikacji termicznej wody (pierwsza połowa maja) występowały wyraźne różnice w położeniu termokliny (tab. 5. 11), kiedy jej strop zalegał od 2,5 do 6 m (Skowron 2011). Podobne badania prowadzone na Jeziorze Śremskim wskazywały na utrwalenie się i stabilizację wykształconych warstw termicznych (przełom maja i czerwca). Od początku czerwca obserwowano dalsze pogłębianie się dolnej granicy termokliny, która charakteryzowało się większą stabilnością niż jej górna granica.

Tabela 5. 11. Przebieg i rozwój termokliny oraz zasobów ciepła w okresie wiosennym w roku 2010 w jeziorze Bachotek.

Data pomiaru	Granica zasięgu (m)		Miąższość termokliny (m)	Średni gradient (°C·m ⁻¹)	Zasoby ciepła w jeziorze		Średnia temperatura w jeziorze (°C)
	górna	dolna			kcal·cm ⁻²	MJ·cm ⁻³	
12.III	brak	brak	brak	0	2,02	11,83	2,83
12.IV					4,71	27,56	6,58
17.IV					5,59	32,67	7,80
1.V					7,56	44,19	10,55
18.V					8,22	48,09	11,48
1.VI	4,0	7,0	3,0	1,83	9,96	58,22	13,90
12.VI	3,5	7,5	4,0	2,08	12,37	72,32	17,27
26.VI	6,0	8,0	2,0	3,55	11,48	67,12	16,03
11.VII	4,5	9,5	5,0	2,28	12,59	73,62	17,58

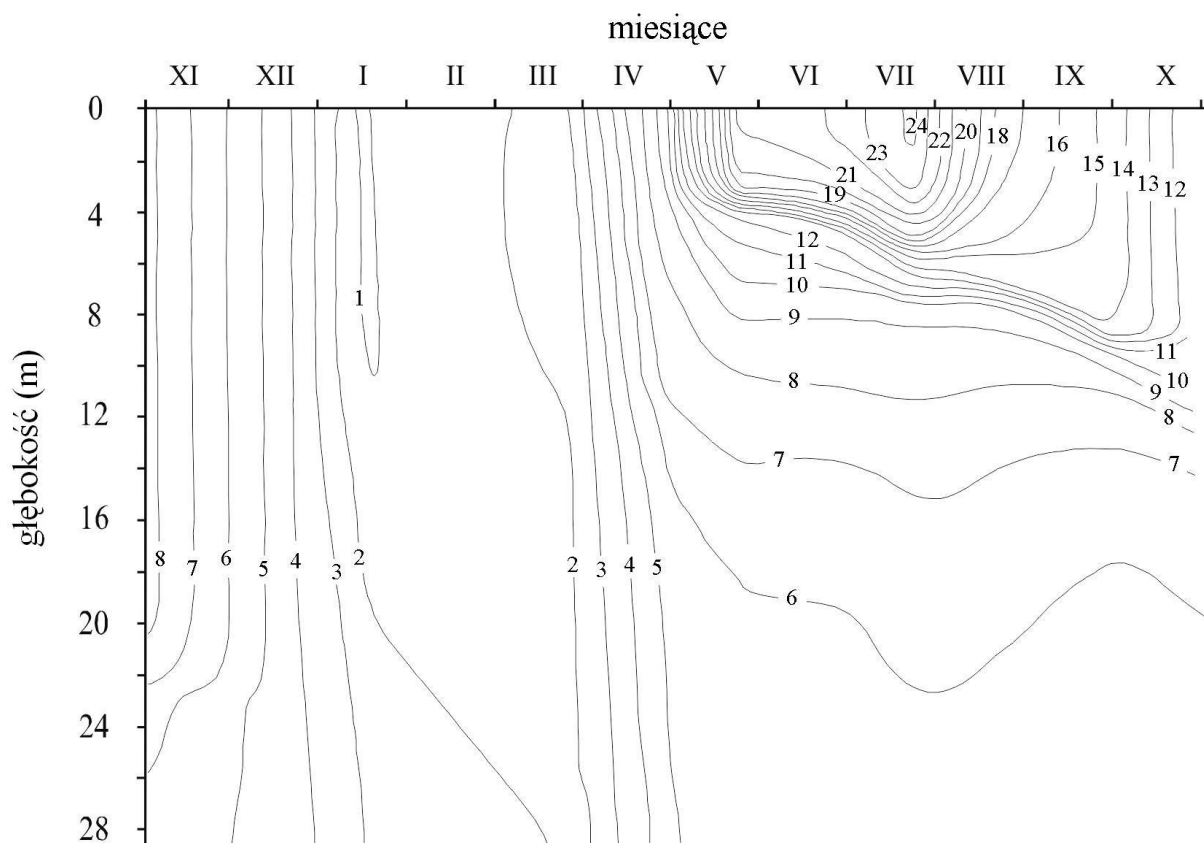
Okres letni w jeziorach następuje wraz z powstaniem stratyfikacji termicznej z wykształconą warstwą termokliny (gradient $> 1^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$). Najszybciej stratyfikacja termiczna wody kształtuje się w głębokich jeziorach bradymiktycznych, natomiast w jeziorach o tachymiktycznym charakterze krążenia wód występuje najpóźniej (Paschalski 1960, Patalas 1960, Starmach i in. 1976, Mikulski, Okulanis 1974, Lampert, Sommer 1996). Badania nad pionowym rozkładem temperatury wody w jeziorach, prowadzone w okresie letniej stagnacji wykazały, iż uwarstwienie termiczne z epi-, meta- i hypolimnionem występuje wówczas, kiedy głębokość wyraźnie przekracza zasięg mieszania (Patalas 1960, Okulanis 1981). Wykształcenie pełnej stratyfikacji termicznej zachodzi w sytuacji, kiedy głębokość akwenu jest większa od 12-14 m. Patalas (1960) podaje, iż w jeziorach w okolicach Węgorzewa, stratyfikacja termiczna z epi-, meta- i hypolimnionem występowała przy głębokościach przekraczających 13 m. Powstanie uwarstwienia termicznego z termokliną pojawia się w jeziorach bradymiktycznych najczęściej od trzeciej dekady kwietnia, natomiast w zbiornikach o tachymiktycznym charakterze krążenia wód dopiero w połowie czerwca. Należy jednak pamiętać, że kształtowanie się i rozwój uwarstwienia termicznego w poszczególnych latach przebiega ze znacznym zróżnicowaniem czasowym. Niekiedy różnice w pojawieniu się warstwy termokliny mogą dochodzić w tym samym jeziorze nawet do 3 tygodni.

Warstwa termokliny stanowi ważny element wewnętrznej struktury termicznej wód jeziora oraz jest podstawową miarą określającą głębokość mieszania wody, opisującą reżim i typ termiczny zbiorników. Stanowi ona również granicę, powyżej której zdecydowanie przeważają ruchy cyrkulacyjne wody, a poniżej konwekcja i wymiana molekularna ciepła. Według Hutchinsona (1957) termoklina odnosi się do głębokości, na której występuje relatywnie największy spadek temperatury. Z kolei Birge (1897 za: Lampert, Sommer 1996) traktuje metalimnion lub termoklinę równorzędnie, określając je, jako warstwę wody, w której spadek temperatury charakteryzuje się gradientem o wartości co najmniej 1°C na 1 m głębokości. Przeważa jednak pogląd, iż jest to strefa (warstwa), w której zmiana temperatury wynosi $\geq 1^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ głębokości (Tikhomirov 1982, Lange 1993, Skowron 2007b).

Położenie metalimnionu (termokliny) zależy od wielu czynników, ale za najważniejsze przyjmuje się cechy morfometryczne jezior, a szczególnie jego powierzchnię i głębokość (Hutchinson 1957, Tikhomirov 1982, Davies-Colley 1988). Dużą grupę stanowią zwolennicy poglądu, w którym o miąższości epilimnionu decyduje przede wszystkim oddziaływanie wiatru i długości efektywne (Patalas 1960, Chomskis 1969, Okulanis 1981, Skowron 1990, 2007b, Jańczak, Maślanka 2006, Maślanka, Nowiński 2006).

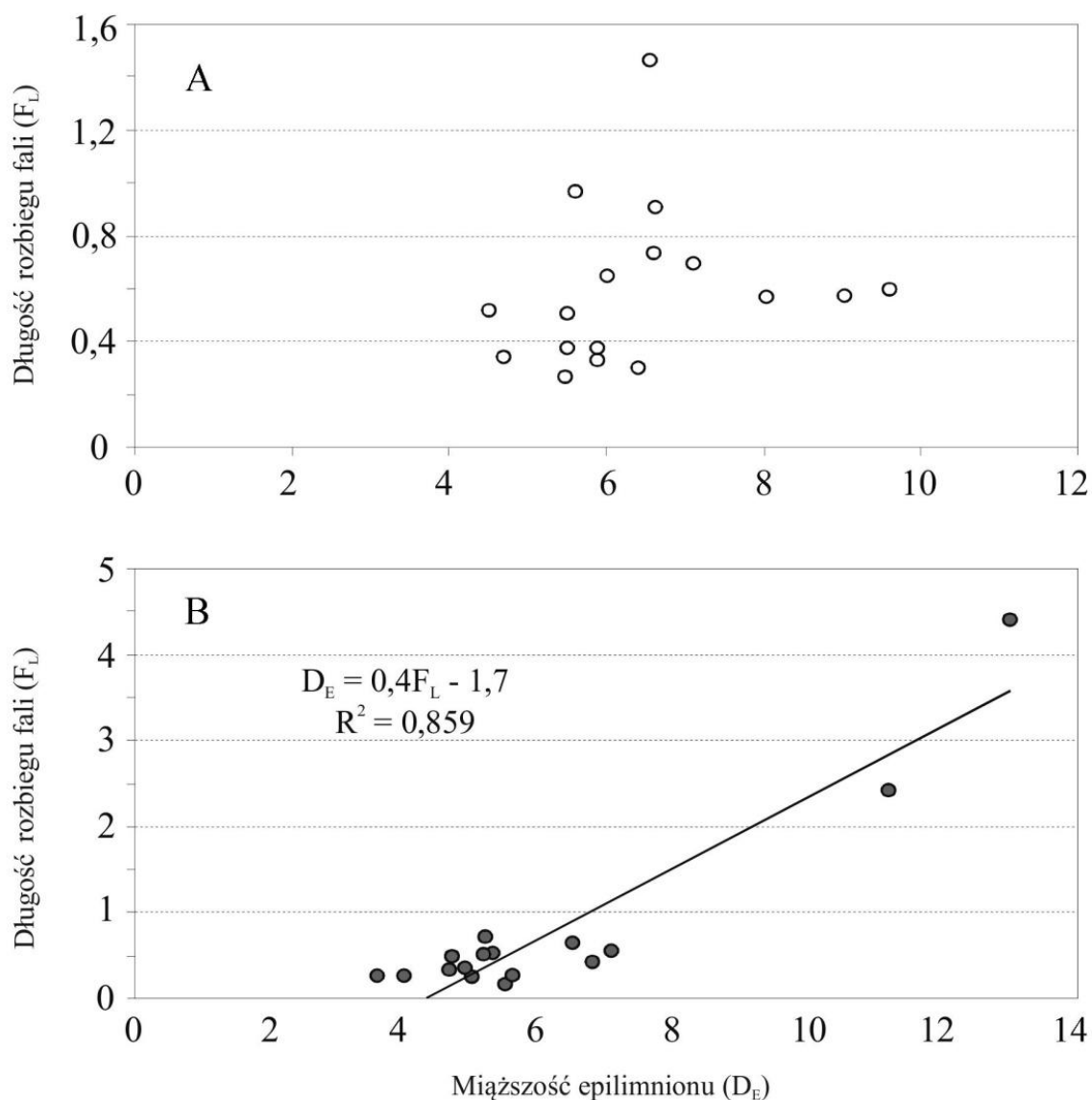
Charakter wykształcenia termokliny opisać można przede wszystkim jej miąższością i głębokością występowania. Do głównych czynników, od których zależą parametry termokliny wymienić należy poza klimatem, przede wszystkim wielkości morfometryczne jeziora takie jak: powierzchnia, maksymalna długość i szerokość jeziora, kierunek dłuższej osi, osłonięcie jeziora. Jednak formowanie się termokliny jest bardziej złożone i powodowane dużą zmiennością następujących po sobie stanów pogodowych. Świadczą o tym różnice w położeniu, miąższości i gradientów termicznych w okresie letniej stagnacji w różnych latach a także występowanie przegrzanej warstwy w epilimnionie (Skowron 1982)

lub „podwójnej termokliny” (Jańczak, Maślanka 2006). Prowadzone badania nad strukturą termiczną wody w różnych punktach jezior, o odmiennych cechach termicznych i miktycznych, pokazały wyraźne różnice w położeniu termokliny, zwłaszcza jej warstwy stropowej.



Ryc. 5. 15. Przebieg termoizoplet oraz rozwój warstwy termokliny w jez. Zamkowe k. Wałcza w okresie od kwietnia do października 1995 (według Kanikowski 1997).

Podobne sytuacje obserwowano na wielu jeziorach Nizżu Polskim (Skowron 1990, Marszelewski 2001, Borowiak, Borowiak 2001, Kubiak, Tórz 2006, Maślanka, Nowiński 2006). Generalnie wraz z pogłębianiem się górnej granicy termokliny następowało obniżenie się jego dolnego zasięgu, przy czym warstwa stropowa charakteryzowała się zdecydowanie większą dynamiką (tab. 5. 12, ryc. 5. 15, 5. 16). Dla większości jezior charakterystyczną cechą metalimnionu jest stopniowy wzrost jej średnich gradientów temperatury wraz z upływem czasu oraz wzrost jej temperatury. W przypadku jez. Bachotek maksymalne wartości gradientów ($5,22^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$) przypadły na przełomie sierpnia i września, natomiast najwyższe wartości średniej temperatury wody w termoklinie w drugiej dekadzie lipca.

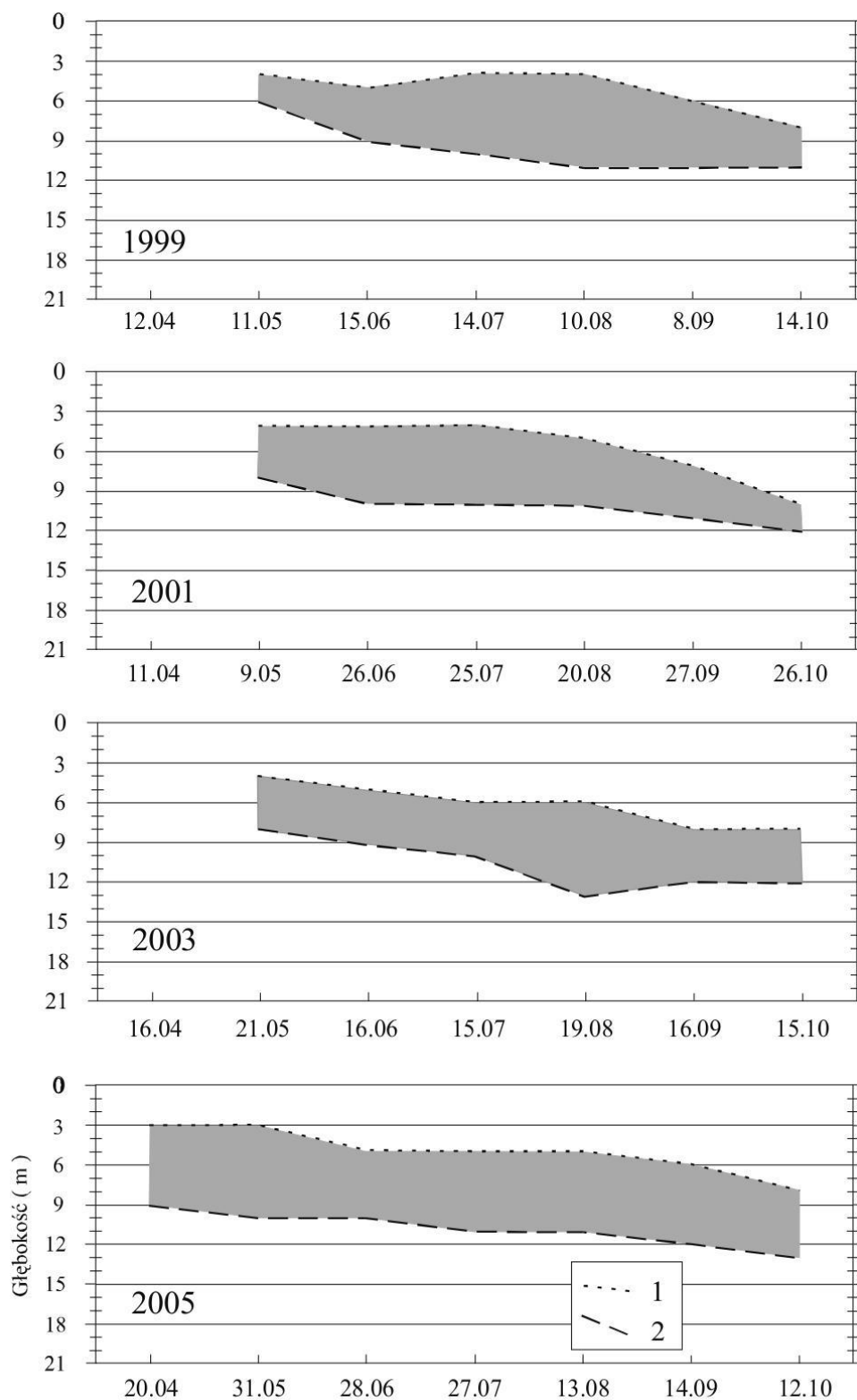


Ryc. 5. 16. Miąższość epilimnionu (D_E) i długość rozbiegu fali (F_L) w jeziorach o wydłużonym (A) i owalnym (B) kształcie ($p < 0,001$) (według Skowron 2008).

Stosunkowo dobre zależności uzyskano między głębokością mieszania a wielkością jeziora wyrażoną przez długości efektywne. Dla stosunkowo niedużych jezior mazurskich, o owalnym kształcie wzięto pod uwagę długości efektywne (Patalas 1960), dla jezior Raduńsko-Ostrzyckich, charakteryzujących się wydłużonym przebiegiem średnie długości efektywne (Okulanis 1976, 1981), natomiast dla różnych jezior z Pojezierza Gnieźnieńskiego i Kujawskiego średnią długość rozbiegu wiatru dla linii środkowej jeziora (Skowron 1990, 2011) (ryc. 5. 16). Chomskis (1969) na podstawie średniej długości rozbiegu wiatru na przykładzie małych jezior na Litwie wydzielił trzy grupy jezior o zróżnicowanym oddziaływaniu wiatru na głębokość mieszania wiatrowego.

Intensywne nagrzewaniu się wody w warstwach powierzchniowych do głębokości od 2,0-3,0 m w głębokich jeziorach powoduje występowanie znacznych gradientów w warstwach położonych poniżej. Towarzyszące temu procesowi falowanie wiatrowe doprowadza do powstania epilimnionu o niewielkiej miąższości. Okres silnego nagrzewania się wody w tej

warstwie ($3,2-3,4^{\circ}\text{C}\cdot\text{dekada}^{-1}$) przypada najczęściej na pierwszą i drugą dekadę maja, chociaż obserwacje prowadzone na różnych jeziorach wykazały znaczne zróżnicowanie czasowe (ryc. 5. 17).

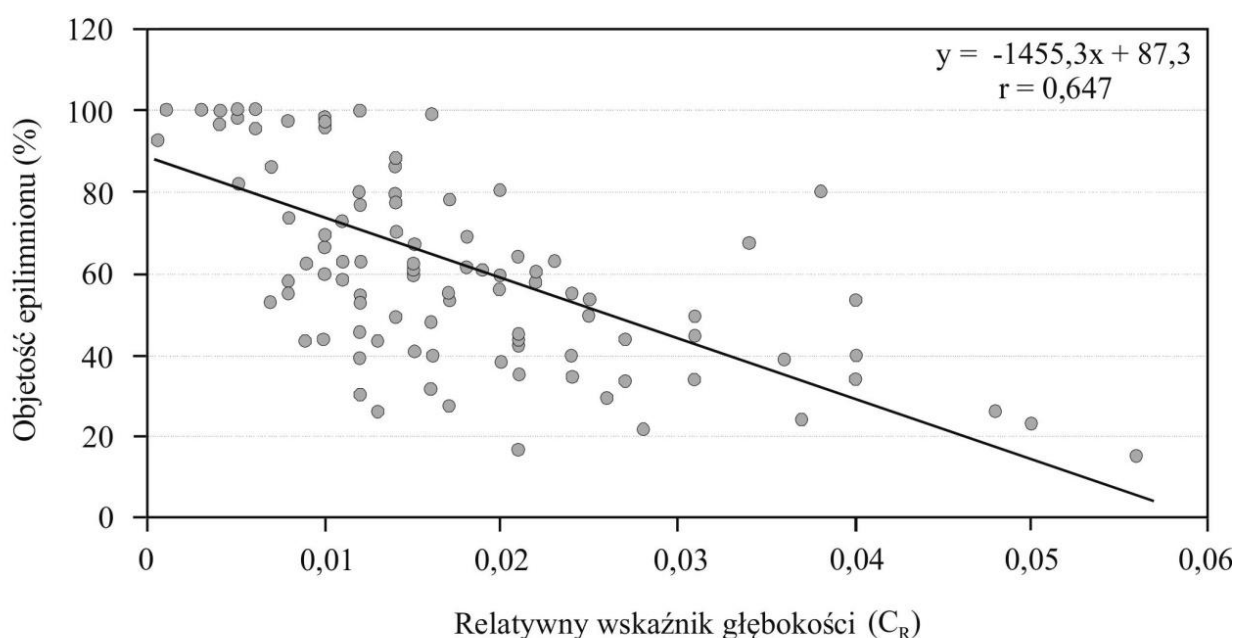


Ryc. 5. 17 Przebieg warstwy termokliny w wybranych latach w jez. Śremskim: 1-stop, 2-spąg termokliny (według Skowron 2007b).

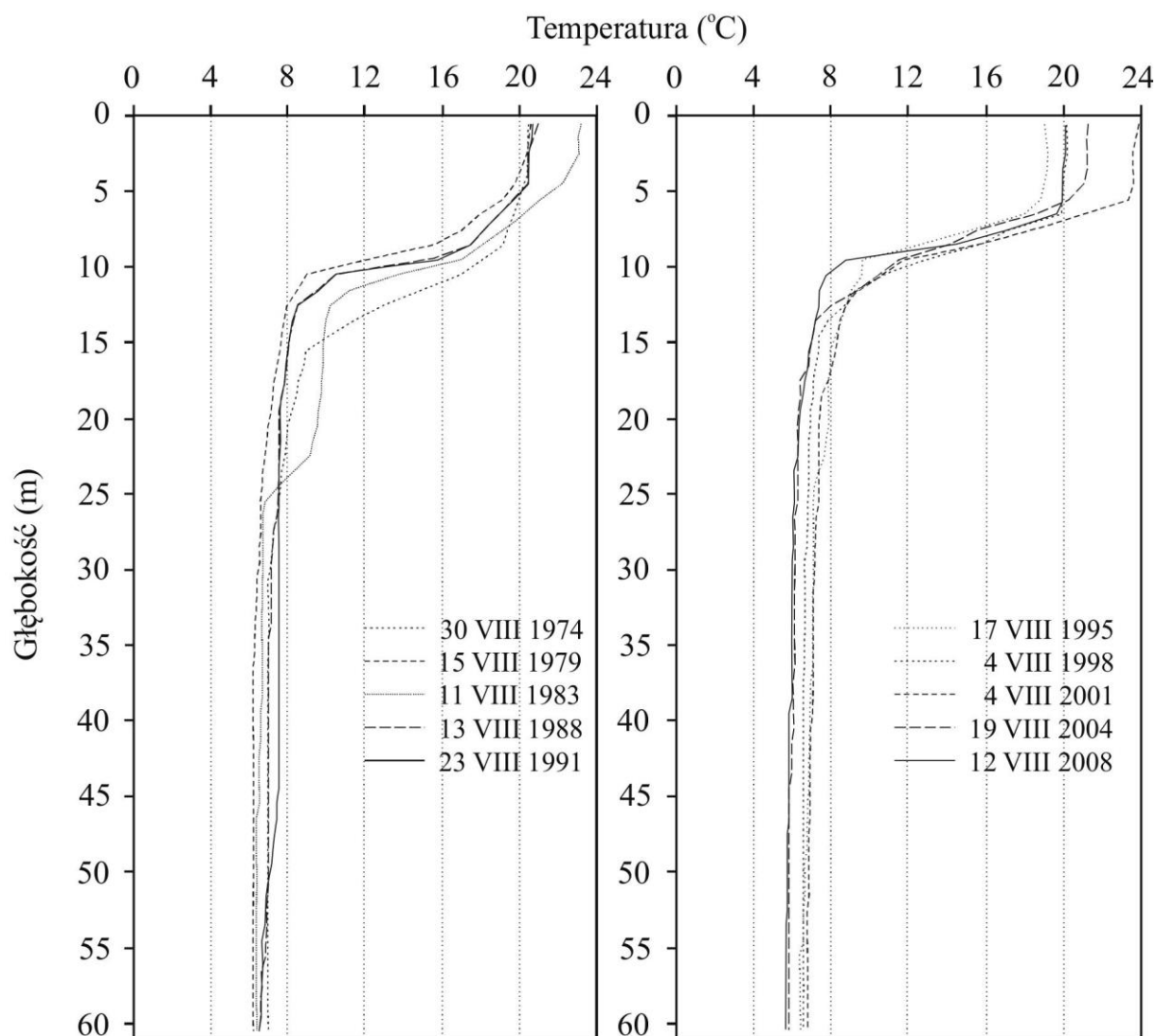
Tabela 5. 12. Podstawowe cechy termokliny w okresie letniej stagnacji (lipiec-sierpień) w wybranych jeziorach badanych w latach 1985-2010.

Jezioro	Granica zasięgu (m)		Miąższość termokliny (m)	Gradient ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$)		Średnia temperatura termokliny ($^{\circ}\text{C}$)
	górna	dolna		maksymalny	średni	
Miedwie	11,6	16,0	4,4	2,6	1,6	12,2
Raduńskie Górne	6,7	11,0	4,3	4,1	2,6	13,5
Gopło	10,0	12,8	2,8	2,7	2,0	13,7
Bachotek	4,7	8,4	3,7	4,4	3,1	14,9
Hańcza	6,5	10,8	4,3	5,0	2,5	12,1

Stratyfikacja termiczna wody najszybciej pojawia się w jeziorach bradymiktycznych, natomiast w jeziorach o tachymiktycznym charakterze krążenia wód jest wyraźnie opóźniona (Paschalski 1960, Patalas 1960, Starmach i in. 1976, Mikulski, Okulanis 1974, Lampert, Sommer 1996, Maślanka i in. 2005, Skowron 2011). Pomiedzy zasięgiem epilimnionu wyrażonym przez jego objętość (V_E %) a charakterem niecki jeziornej reprezentowanym przez relatywny wskaźniki głębokości (C_R) występują istotne statystycznie zależności (ryc. 5. 18).



Ryc. 5. 18. Relatywny wskaźnik głębokości jeziora (C_R) i objętość epilimnionu (E %) w jeziorach na Nizinie Polskiej w okresie letniej stagnacji.

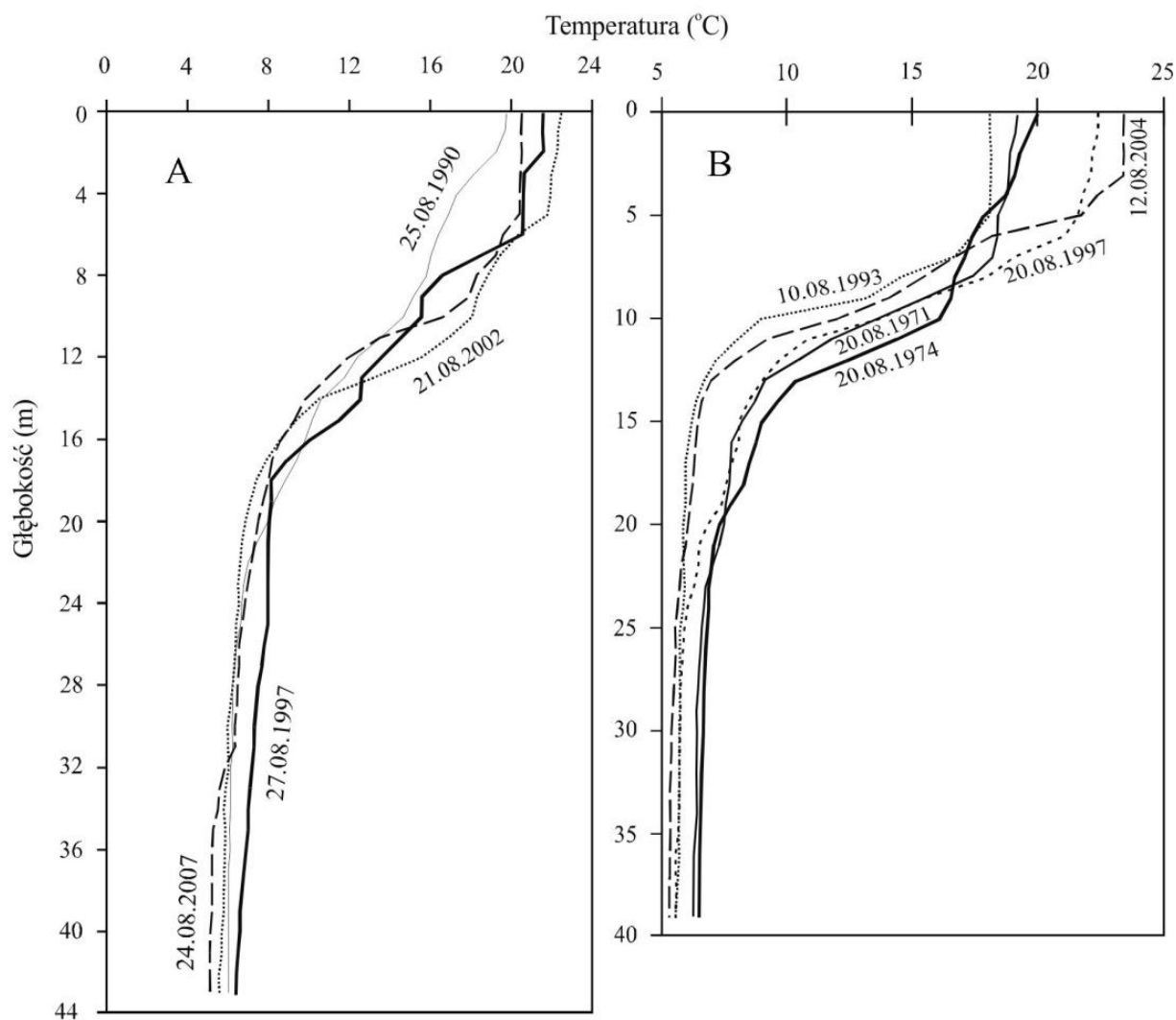


Ryc. 5. 19. Pionowe rozkłady temperatury wody nad głębockiem w sierpniu w wybranych latach w jeziorze Morzycko.

Analiza pionowego rozkładu temperatury wody w jeziorach wykazała, że w zbiornikach głębokich (> 30 m), charakteryzujących się dużymi powierzchniami (> 1000 ha) i dużymi długościami efektywnymi, warstwy epi- i metalimnionu miały znacznie większe różnice parametrów termicznych w stosunku do jezior znacznie mniejszych. Dotyczyły one przede wszystkim wartości temperatury, głębokości ich zasięgów oraz gradientów w poszczególnych latach. Przykłady takich sytuacji pokazano na rycinach 5. 19 i 5. 20.

Badania pionowych rozkładów temperatury wody na kilkunastu jeziorach Pojezierzy Gnieźnieńskiego i Kujawskiego dowiodły, że uwarstwienie termiczne wody jest w nich wyraźnie zróżnicowane, a miąższość epilimnionu wynosi od 5 do 11 m (Skowron 1990). Analiza zasięgu warstw termicznych w lipcu i sierpniu w tych jeziorach wykazała natomiast, iż miąższość epilimnionu była inna i mieściła się w granicach od 2 do 14 m (Pawlak 1983), a wzrastała wraz ze wzrostem powierzchni zbiorników (Choiński 2007b). Badania przeprowadzone latem 2006 roku na jeziorach Kaszubskiego Parku Krajobrazowego wykazały

zróżnicowany zasięg epilimnionu, który wynosił od 3 do 5 m (Maślanka, Barańczuk 2007). W jeziorach bradymiktycznych epilimnion sięgał do 4 m, w tachymiktycznych zaś znacznie głębiej. Podobne cechy reprezentuje grupa jezior na Pojezierzu Dobrzyńskim (Marszelewski 2001).



Ryc. 5. 20. Pionowe rozkłady temperatury wody w okresie letniej stagnacji nad głęboczkiem w wybranych latach: A – jezioro Miedwie, B – Jezioro Raduńskie Górne.

Obserwacje temperatury wody przeprowadzone w okresie letniej stagnacji w latach 1999–2010 na najgłębszych jeziorach w Polsce (> 55 m) pokazały, że warstwy epilimnionu o zróżnicowanych gradientach zalegały do głębokości od 4,5 do 8,2 m, a ich granica z metalimnionem była bardzo wyraźna (Skowron 2009c) (tab. 5. 13).

Tabela 5. 13. Wybrane parametry termicznej struktury wody w okresie letniej stagnacji w najgłębszych jeziorach na Niziu Polskim w latach 1998-2010.

Lp.	Jezioro	Zawartość ciepła w jeziorze (MJ x 10 ⁶)	Zawartość ciepła w jeziorze (J·cm ⁻³)	Zawartość ciepła na (kcal·cm ⁻²)	Średnia temperatura wody w jeziorze (°C)	Współczynnik stratyfikacji termicznej (μ) (Niesina 1970)	Różnica temperatury między powierzchnią i dnem (°C)	Ilość pomiarów w czasie letniej stagnacji
1	Hańcza	4 012,4	33,3	30,8	8,0	0,384	16,6	13
2	Drawsko	16 851,9	50,8	33,9	12,1	0,490	15,4	7
3	Wigry	17 634,9	52,4	19,9	12,5	0,464	15,6	10
4	Wdzydze Południowe	8 042,5	44,7	20,9	10,7	0,419	16,0	7
5	Wukśniki	1 106,0	39,1	22,5	9,3	0,417	16,3	8
6	Babięty Wielkie	2 324,6	38,8	22,2	9,3	0,412	16,9	8
7	Morzycko	2 785,1	55,9	19,5	13,4	0,493	14,3	15
8	Ciecz (Trześniowskie)	1 661,3	46,2	21,4	11,0	0,433	17,2	8
9	Piłakno	1 844,2	54,6	17,0	13,0	0,457	16,1	8
10	Elckie	2 821,2	49,1	17,6	11,7	0,459	16,2	6
11	Użewo	462,1	46,0	20,1	11,0	0,460	16,3	7

Nieco inny zasięg epilimnionu stwierdzono na jeziorach Pojezierza Brodnickiego o znacznie mniejszych głębokościach. Warstwa epilimnionu w tych jeziorach sięgała przeciętnie od 4,9 m do 7,4 m głębokości i obejmowała średnio 65,5% objętości jeziora (Skowron 2010). W podobnym celu przeanalizowano także materiał odnoszący się do pionowej struktury termicznej wody z ponad tysiąca jezior Niziu Polskiego za lata 1973-2012. W niniejszym opracowaniu wzięto pod uwagę tylko te jeziora, dla których wykonano co najmniej czterokrotne pomiary w okresie letniej stagnacji. Ostatecznie zgromadzono dane odnoszące się do 280 jezior zlokalizowanych nierównomiernie w obrębie poszczególnych pojezierzy. Pojezierze Wielkopolskie reprezentowały 62 jeziora, Pojezierze Pomorskie 59 jezior, Pojezierze Mazurskie 153 jeziora oraz Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie 6 jezior.

Wyniki tych badań jednoznacznie pokazały, iż zasięg epilimnionu jest funkcją nie tylko powierzchni jeziora, ale również głębokości, możliwości mieszania wiatrowego, kształtu jeziora, zawartości niecki jeziornej oraz osłonięcia strefy brzegowej. Dane zawarte w tabeli 5.14 potwierdzają te zależności. Największą miąższość epilimnionu (powyżej 10 m) posiadały jeziora o powierzchni większej od 2500 ha i głębokości powyżej 20-22 m. Z kolei najmniejsze wartości (ok. 3,0-3,5 m) zanotowano w jeziorach, których powierzchnia na ogół

nie przekraczała 50 ha, reprezentowanych przez jeziora położone na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (tab. 5. 15).

Tabela 5. 14. Jeziora o największych wartościach miąższości epilimnionu oraz ich temperatury (określono na podstawie co najmniej 5 pomiarów w okresie letniej stagnacji termicznej).

Nr	Nazwa jeziora i numeracja w Katalogu Jezior Polski (Choiński 2006)	Miąższość epilimnionu (m)	Średnia temperatura epilimnionu (°C)
1	Śniardwy (II-37-7)	16,4	19,2
2	Niegocin (II-27-12)	12,0	18,6
3	Mamry (II-16-2)	11,4	19,5
4	Miedwie (I-60-44)	10,8	18,1
5	Dobskie (II-17-42)	10,4	18,6
7	Gaładuś (II-19-68)	9,2	17,5
8	Gopło (III-23-1)	9,1	19,7
9	Powidzkie (III-34-4)	9,0	20,0
10	Chełmżyńskie (II-56-11)	8,6	19,8
11	Popielewskie (III-22-20)	8,5	18,5
12	Będgoszcz (I-60-37)	8,4	20,9
13	Gołdapiwo (II-16-41)	8,4	19,0
14	Raduńskie Dolne (I-19-49)	8,3	18,7
15	Tałty-Ryńskie (II-26-46)	8,2	19,6
16	Rospuda Filipowska (II-9-1)	8,1	19,3
17	Luterskie (II-25-13)	8,0	19,5
18	Krzemień (I-62-14)	7,9	18,6
19	Głuszyńskie (III-23-19)	7,8	19,9
20	Niedzięgiel (III-34-1)	7,7	21,2
21	Juno (II-26-20)	7,6	17,8
22	Będzin (I-79-3)	7,6	19,2
23	Pluszne (43-27)	7,5	19,3
24	Białe (III-25-20)	7,5	21,4
25	Skarlińskie (II-49-67)	7,4	20,3
26	Wadąg (II-34-61)	7,4	20,6
27	Mikołajskie (II-37-1)	7,3	20,5
28	Ińsko (I-53-11)	7,2	19,8
29	Jemieliście (II-18-12)	7,2	19,1
30	Kownatki (II-51-4)	7,2	19,9
31	Skulskie (III-35-9)	7,1	20,1
32	Rajgrodzkie (II-39-5)	7,0	19,1
33	Zaleskie (I-65-5)	7,0	19,5
34	Kaliszańskie (III-3-14)	7,0	21,3
35	Dreństwo (II-39-14)	7,0	18,7
36	Barlińskie (I-79-38)	7,0	20,8

Tabela 5. 15. Średnie parametry struktury termicznej wody i zasoby ciepła w wybranych jeziorach Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w okresie letniej stagnacji w okresie 1993-2012.

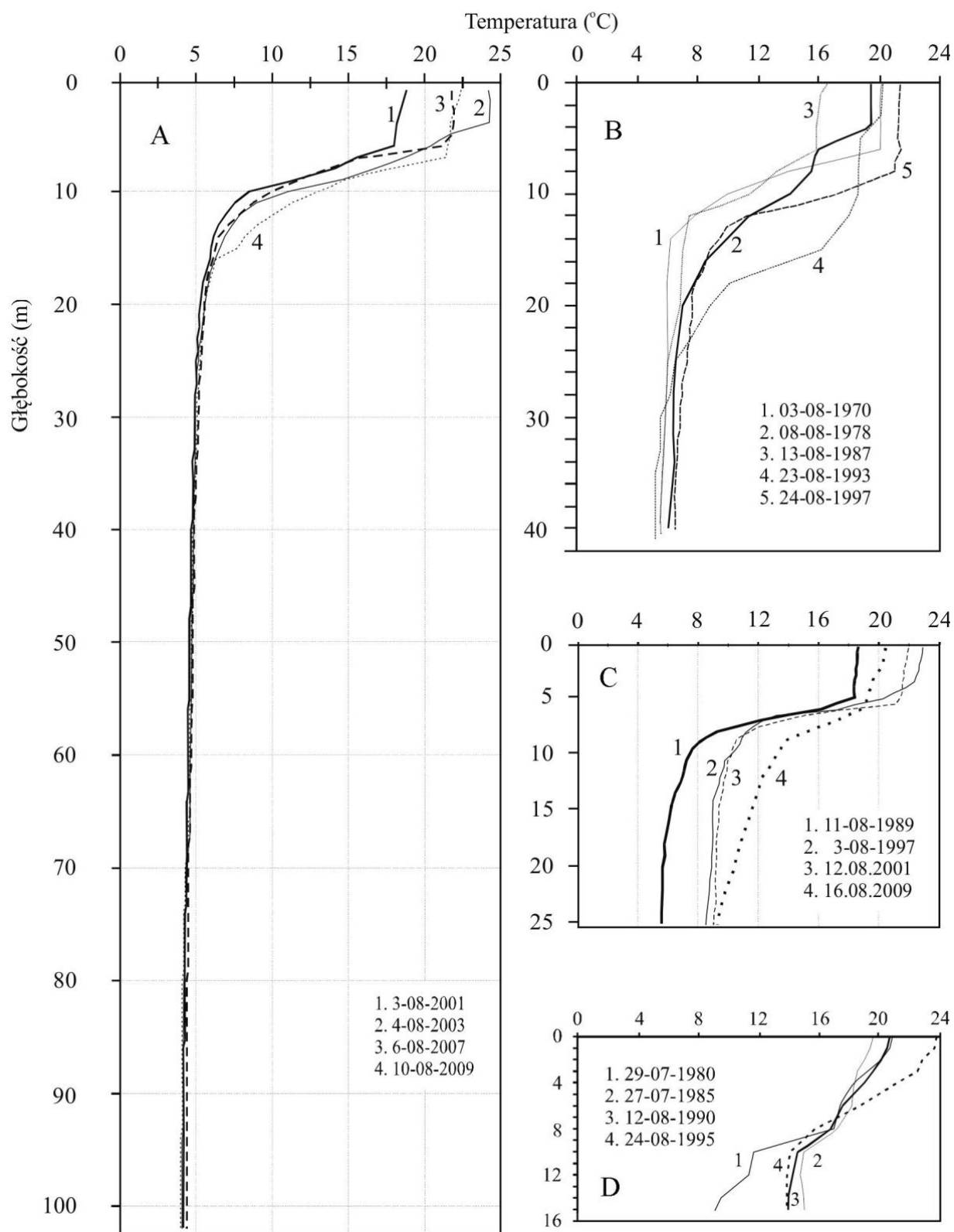
Jezioro	Numeracja jezior wg Katalogu Chońskiego (2006)	Głębokość maksymalna (m)	Temperatura wody (°C)		Miaższość epilimnionu (m) ¹	Średnia temperatura epilimnionu (°C)	Głębokość dolnej granicy termokliny (m)	Średnia temperatura hypolimnionu (°C)	Zasoby ciepła (MJ·cm ⁻³)	Średnia temperatura wody w jeziorze (°C)
			na głębokości 1 m	przy dnie						
Białe Włodawskie	III-58-230	33,6	22,6	5,0	5,2	22,2	10,9	5,5	52,2	12,5
Piaseczno	III-58-186	38,8	22,0	4,8	5,1	21,8	10,8	5,2	51,0	12,2
Krasne	III-58-176	33,0	23,1	5,0	4,8	22,5	9,1	5,8	57,7	13,8
Rogoźno	III-58-178	25,4	24,3	5,6	4,1	23,6	9,0	6,0	66,2	15,8
Zagłębcze	III-58-185	23,0	21,6	6,0	4,0	20,9	9,4	6,4	65,7	15,7
Czarne Sosnowickie	III-58-187	15,6	21,6	6,1	3,6	21,3	6,8	6,6	61,6	14,7

Objaśnienia: ¹ - na podstawie danych wg Turczyński (1995).

Na przełomie lipca i sierpnia 1994 roku przeprowadzono badania terenowe, których celem było zbadanie parametrów termicznej wybranych jezior. Był to rok, w którym wystąpiły absolutnie najwyższe temperatury wód powierzchniowych w okresie badań instrumentalnych w Polsce (Skowron 2009d). Wyniki pomiarów wskazują, iż temperatura wody epilimnionu tylko w nieznacznym stopniu wpływa na wartości i gradienty w obrębie termokliny i hypolimnionu (tab. 5. 16).

Tabela 5. 16. Parametry struktury termicznej wody w wybranych jeziorach w okresie letniej stagnacji (25.07–10.08.1994 roku).

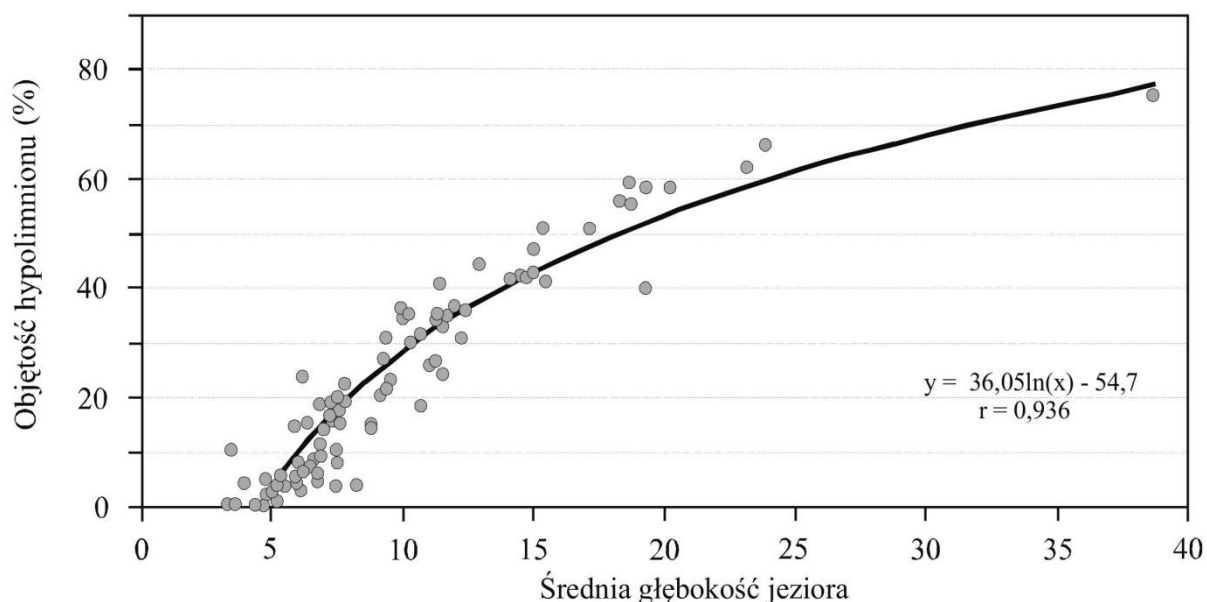
Jezioro	Numeracja jezior wg Katalogu Choińskiego (2006)	Głębokość maksymalna (m)	Temperatura wody (°C)			Współczynnik stratyfikacji termicznej	Miaższość epilimnionu (m)	Średnia temperatura epilimnionu (°C)	Głębokość dolnej granicy termokliny (m)	Średni gradient w termoklinie (°C · m ⁻¹)	Średnia temperatura hypolimnionu (°C)
			na głębokości 1m	na głębokości 10m	przy dnie						
Osiek	I-80-48	35,3	27,5	10,0	6,5	0,399	6	24,94	11	2,04	6,84
Słowa	I-80-49	31,7	26,0	7,1	4,6	0,377	5	24,88	9	2,84	4,93
Lubiewo	I-81-3	15,4	25,8	10,7	7,6	0,676	6	24,49	11	2,22	7,87
Pile	I-45-27	43,9	24,9	12,6	5,6	0,402	5	24,0	8	2,2	7,0
Głęboczek	III-17-41		23,9		22,6	0,976	do dna				
Chłop	III-29-56	23,0	25,6	11,6	7,4	0,544	7	23,1	11	2,35	7,68
Wiecanowskie	III-22-36	7,6	25,3		17,1	0,833	5	23,55	do dna		
Głuszyńskie	III-23-19	36,5	21,8	9,8	5,6	0,473	7	20,06	11	2,25	6,34
Borzymowskie	III-36-15	10,5	25,5		14,8	0,818	5	23,98	7	1,35	15,3
Okonin	II-57-14	11,5	26,2	9,0	8,4	0,699	5	25,12	9	2,9	8,7
Owieczkowo	II-57-19	5,3	25,7		16,0	0,864	3	24,95	do dna		
Wieżno Płn.	II-53-1	4,1	24,7	14,9	13,3	0,691	4	23,82	6	2,5	14,35
Wieżno Płd.	II-53-3	18,3	24,9		24,5	0,993	do dna	24,72	brak		
Małe Łasińskie	II-48-38	3,0	26,6		20,8	0,939	do dna				
Łasińskie	II-48-40	5,2	26,5		17,1	0,849	3	24,95	do dna		
Ewingi	II-22-14	4,0	23,8		23,1	0,988	do dna	23,62	brak		
Kleszczyn	II-58-4	10,8	25,7		12,9	0,743	4	24,06	do dna		
Niegocin	II-27-12	39,7	24,2	15,7	8,2	0,576	16	18,62	18	1,1	9,2



Ryc. 5. 21. Pionowe profile temperatury wody w okresie letniej stagnacji w wybranych latach w jeziorach: A- Hańcza, B- Ińsko, C- Bachotek, D- Będzin.

Charakterystykę wybranych elementów struktury termicznej wody w okresie letniej stagnacji przedstawiono w tabelach 5.12 – 5.16. Te wieloletnie obserwacje prowadzone w ponad 280 jeziorach dały podstawę do wyciągnięcia istotnych sformułowań. Empirycznie potwierdzono powszechnie znany fakt, że wraz ze wzrostem powierzchni jezior wzrasta zasięg epilimnionu oraz temperatura warstwy skoku termicznego. Potwierdzają to dane zawarte w tabeli 3.14, 3.15 i 3.16 oraz na rycinie 5.22 (Skowron 2011). Zauważono także, że zarówno zasięg jak i temperatura epilimnionu w okresie letniej stagnacji termicznej w poszczególnych latach różni się wyraźnie. Różnice miąższości tej warstwy mogą dochodzić do 1,5-2,5 m (ryc. 5.19 – 5.21). Ponadto zasięg epilimnionu w obrębie jeziora nie ma układu horyzontalnego, a różnice głębokości jego spągu dochodzą nawet do 2-2,5 m (Churski 1988, Skowron 1999b, 2011).

W pionach głębokich, z zaznaczoną warstwą hypolimnionu, położenie stropu termokliny występowało głębiej niż w pionach płytkich, w których warstwa skoku termicznego sięgała dna. Warstwa skoku termicznego różniła się pionowym gradientem termicznym. Tylko w jeziorach najmniejszych i dobrze osłoniętych (Głębokie, Użewo, Trześniowskie) był on większy od $3,5^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$, podczas gdy w jeziorach o dużych powierzchniach (Wdzydze Południowe i Babięty Wielkie) nieznacznie przekroczył $2^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. Jego maksymalne wartości występowały w stropowych partiach, najczęściej w poziomie 5-6 m i osiągały maksymalnie wartość $8,4^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ (jez. Hańcza). Przeciętnie maksymalne wartości zawierały się w przedziale $5-6^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$.



Ryc. 5.22. Zależność między średnią głębokością jeziora i procentowym udziałem hypolimnionu w objętości jeziora na przykładzie wybranych jezior Nizżu Polskiego w okresie letniej stagnacji.

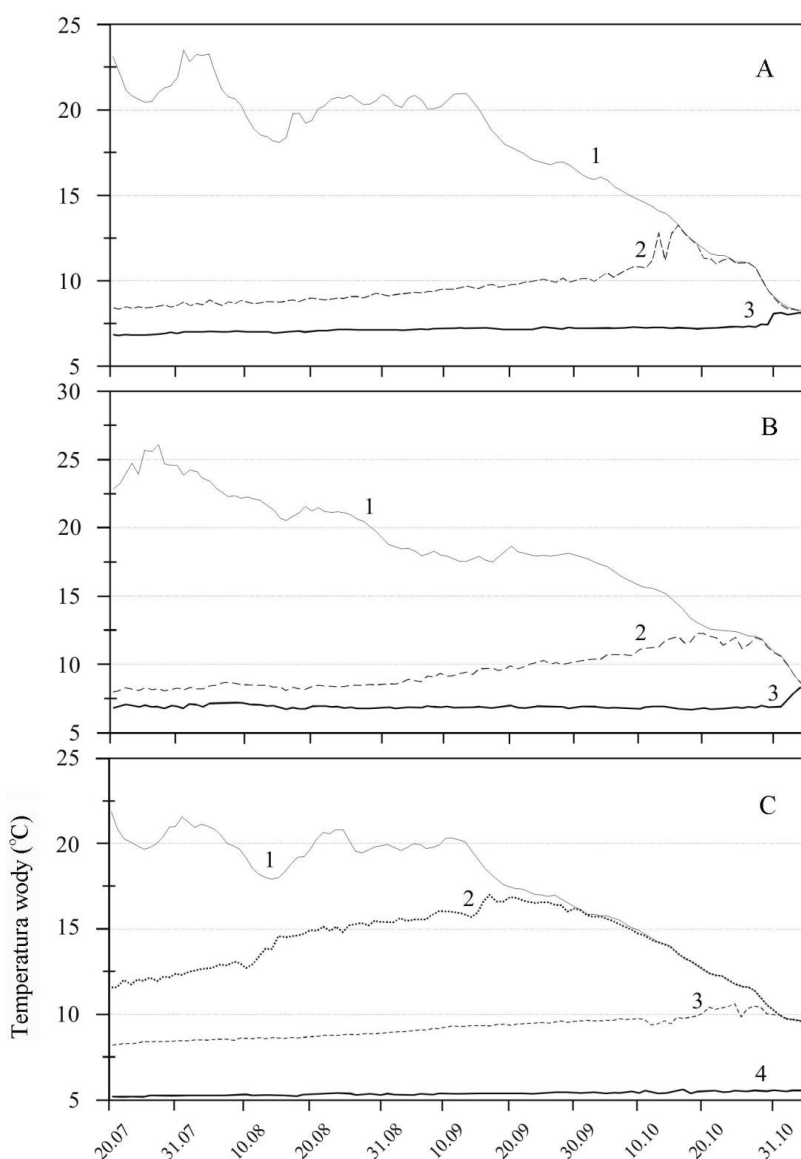
Tabela 5. 17. Przeciętne wartości temperatury wody na wybranych głębokościach w okresie letniej stagnacji w najgłębszych niżowych jeziorach w Polsce.

Głębokość (m)	Jezioro										
	Hańcza	Drawskie	Wigry	Wdzydze Południowe	Wukśniki	Babięty Wielkie	Morzycko	Piławno	Trześcińskie	Elckie	Użewo
15	6,2	8,4	7,6	6,7	5,9	5,6	7,9	6,6	5,8	7,1	6,1
30	4,9	6,3	6,4	5,2	4,8	4,7	6,7	5,5	5,1	5,4	5,0
40	4,7	6,0	6,0	5,0	4,7	4,6	6,5	5,3	4,9	5,2	4,9
50	4,6	5,8	6,0	4,9	4,6	4,5	6,4	5,2	4,7	5,1	4,8
60	4,5	5,5	5,9	4,7	4,5	4,5	6,3	-	-	-	-
70	4,4	5,4	5,8	-	-	-	-	-	-	-	-
80	4,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
90	4,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
100	4,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

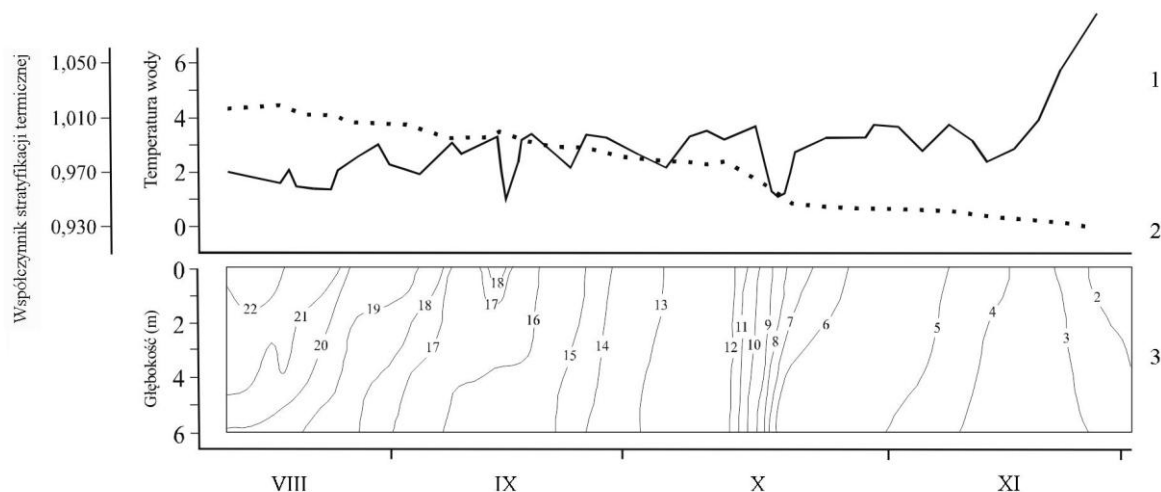
Warstwa hypolimnionu występowała w pionach, w których głębokość jeziora przekraczała 14-16 m, natomiast jego objętość wyraźnie korelowała z głębokością zbiorników. W niektórych przypadkach ze względu na znaczne mieszanie wiatrowe na tej głębokości obserwowano rozległy metalimnion. W pionach bardzo głębokich (powyżej 50 m) hypolimnion charakteryzował się dwudzielnością. W jego pionowym przebiegu można dostrzec wyraźną dwudzielność. Warstwa górna, tzw. hypolimnion przejściowy (H_{α}), charakteryzował się stopniowym obniżaniem się temperatury z gradientem $0,2-1,0^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. Gradacja spadku temperatury zmniejszała się wraz z głębokością, przeciętnie $0,3-0,4^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. Miąższość tej warstwy była wyraźnie zróżnicowana i wynosiła od 3,5-4,0 m dla jeziora Wdzydze Płd., Wukśniki i Trześcińskie do > 8 m dla jeziora Drawsko, Babięty W. i Użewo. Dolną warstwę hypolimnionu stanowi tzw. hypolimnion właściwy (H_{β}), w którym spadki temperatury wody następują w tempie $< 0,2^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. Położenie stropu tej warstwy zależy od miąższości zalegającego nad nim hypolimnionu przejściowego wynosiła od 12,5-13,5 m w jeziorze Trześcińskim i Wukśniki do 22 m w jez. Drawsko. Charakterystyczną cechą tej dwuwarstwowości jest fakt, iż temperatura na tym poziomie jest mocno zróżnicowana i zawiera się w przedziale od $5,9$ do $6,1^{\circ}\text{C}$ w jeziorach Trześcińskim i Hańcza do $7,5^{\circ}\text{C}$

w jeziorach największych (Drawsko i Wigry) (tab. 5. 17). Dwudzielnosc warstwy hypolimnionu stwierdzono rowniez w innych polskich jeziorach (Olszewski 1959, Patalas 1960, Skowron 1990).

Najczesciej pod koniec sierpnia stratyfikacja termiczna wody staje sie mniej wyraźna, co wyraża współczynnik stratyfikacji termicznej (Niesina 1970). Jeziora tracą ciepło w wyniku jego emisji do atmosfery, a warstwy powierzchniowe posiadają wyraźnie ujemny bilans cieplny. Wprawdzie, jak podaje Skowron (2011), zmiana kierunku wymiany strumienia ciepła między jeziorem a atmosferą następuje już w drugiej dekadzie sierpnia, jednakże ze względu na dużą bezwładność termiczną wody wyraźne straty ciepła w jeziorach rejestrujemy 10-14 dni później. Jeziora w zależności od typu miktycznego wkraczają w okres jesienny. W strukturze termicznej wody obserwujemy pogłębianie się warstwy skoku termicznego i nieznaczny wzrost temperatury wody w hypolimnionie (ryc. 5. 23).



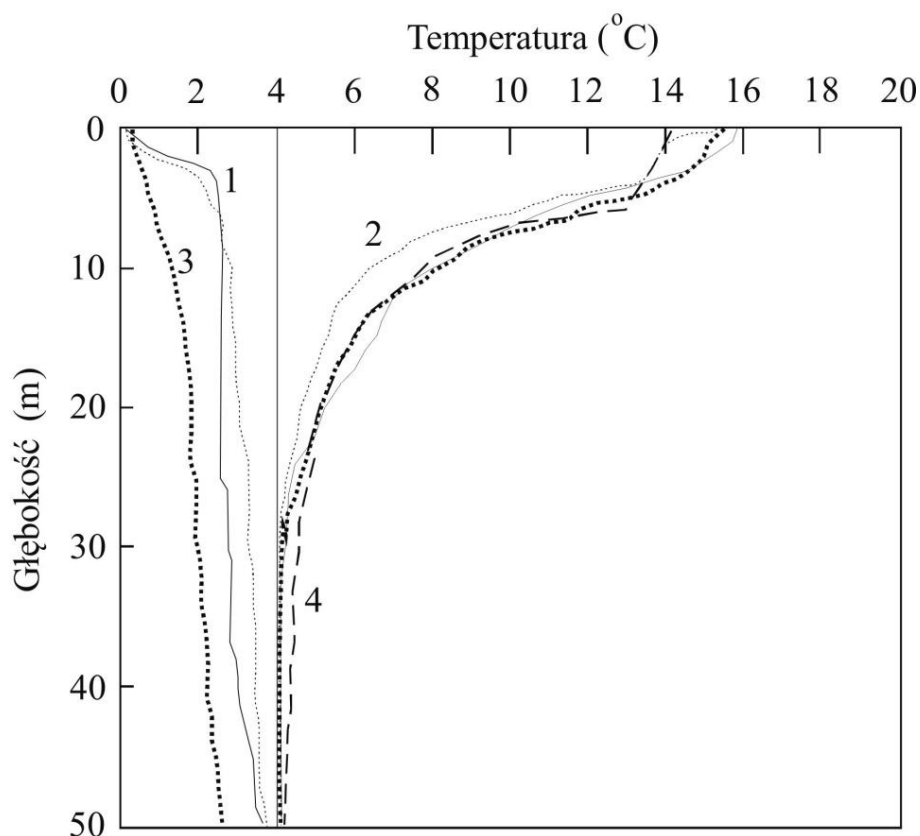
Ryc. 5. 23. Przebieg średniej dobowej temperatury wody w okresie lato-jesień w jeziorze Bachotek (A – 2005 rok, B – 2006 rok) na głębokości: 1) 1-2 m, 2) 2-8 m, 3) 3-13 m w oraz w jeziorze Ostrowite (C – 2005 rok) na głębokości: 1) 1-2 m, 2) 2-8 m, 3) 3-12 m, 4) 4-18 m.



Ryc. 5. 24. Przebieg stratyfikacji termicznej i jej parametrów w jeziorze Gopło w okresie od połowy sierpnia do końca listopada 1976 roku: 1-współczynnik stratyfikacji termicznej (μ), 2-różnica temperatury wody między warstwą powierzchniową (1 m) i przydenną (1 m), 3-termoizoplety (według Skowron 1982).

Dalsza emisja ciepła zgromadzonego w masie wodnej jezior prowadzi do obniżenia się temperatury wody i wystąpienia w jeziorach układów homotermicznych. Wyrównanie termiczne w jeziorach zachodzi przy różnych wartościach temperatury (najczęściej 4-8°C) i w różnym czasie. Potwierdzają to daty wystąpienia TWP o wartościach wymienionych zakresów.

Pionowe rozkłady temperatury wody jezior tatrzańskich z okresu lata są najlepszym materiałem dokumentującym różnice między poszczególnymi obiektami. Należy podkreślić, iż rozkłady te w poszczególnych latach, zwłaszcza w warstwach powierzchniowych, mogą być wyraźnie zróżnicowane. W Wielkim Stawie Polskim w okresie 1974-1994 różnice te (w warstwie powierzchniowej) wynosiły od 8 do 16°C (Lange i in. 2000). Badania prowadzone na kilku jeziorach w Tatrach wykazały, że wykształcenie struktury termicznej wody zależy od cech morfometrycznych ich niecek. Płytke stawy tatrzańskie o głębokości do 2 metrów posiadają w lecie najczęściej układ homogeniczny (brak epilimnionu). Z kolei jeziora głębokie (> 20 m), reprezentujące typ bradymiktyczny, charakteryzują się trójwarstwową stratyfikacją, z epi-, meta- i hypolimnionem. Temperatura warstw przydennych w ciągu całego roku jest mało zmienna i oscyluje w granicach 2,5-4,0°C. W okresie zimowym występuje stratyfikacja odwrócona, w której temperatura wody przy powierzchni wynosi około 0,2-0,4°C i wzrasta na 3-5 m do 2,5-3,0°C, a następnie osiąga 3,6-3,9°C na głębokości 50 m (Lange i in. 2000). Podobne wartości podaje Szaflarski (1948) dla kilku jezior tatrzańskich pomierzonych w zimie, w okresie 1931-1938. Przykłady letnich i zimowych układów termicznych przedstawiono dla roku 1994 (ryc. 5. 25).



Ryc. 5. 25. Letnie i zimowe piony termiczne w jeziorach tatrzańskich: 1-Morskie Oko, 2-Czarny Staw pod Rysami, 3-Wielki Staw Polski, 4-Czarny Staw Gąsienicowy (według Lange i in. 2000).

Zróźnicowanie termiczne oraz odmienności wykształconych struktur termicznych między jeziorami pokazano w tabeli 5. 18, z której wynika, iż o temperaturze wody decyduje przede wszystkim głębokość jeziora oraz wysokość położenia zwierciadła wody nad poziom morza (Skowron 2011). Małe głębokości analizowanych jezior skutkują stosunkowo wysokimi temperaturami wody przy dnie, a także wysokimi wartościami współczynnika stratyfikacji termicznej (Kubiak 2003). Z kolei w jeziorach głębokich występują wysokie wartości zasobów ciepła przeliczanych na jednostkę powierzchni. Z pewnością elementem różnicującym uwarunkowania termiczne są także odmienne warunki optyczne wyrażone przez przezroczystość wody i zasięg strefy eufotycznej, występujące w poszczególnych jeziorach. Należy także pamiętać o ekspozycji stoków górskich i orografii otoczenia, które decydują o ilości energii słonecznej dopływającej do wody, a ta kolei wpływa na oświetlenie, stopień nagrzania brzegów i czas zlodzenia (Łajczak 1982).

Charakterystyka zmian krótkookresowych, ustalenie dobowej dynamiki temperatury wody oraz określenie dat i terminów w przebiegu dobowym i rocznym, występowanie temperatur maksymalnych i minimalnych, a także poznanie mechanizmów wewnętrznej cyrkulacji wody możliwe było przez wykonywanie pomiarów z dużą częstotliwością. W tym celu od czerwca 2006 roku na jeziorze Morskie Oko zainstalowano (w miejscu o głębokości około 50 m) gradientową sondę termiczną, rejestrującą temperaturę na głębokościach: 1 m, 5 m, 10 m, 20 m i 50 m, co 10 min, z dokładnością 0,1°C (Choiński 2010).

Tabela 5. 18. Wybrane parametry cech termicznych i optycznych wody w jeziorach tatrzańskich (8-15.VIII.1994) (według Lange i in. 2000).

Nr	Jezioro	Temperatura powierzchniowa wody (°C)	Temperatura wody przy dnie (°C)	Średni gradient w pionie (°C · m ⁻¹)	Współczynnik stratyfikacji termicznej	Zawartość ciepła (kcal · cm ²)	Przezroczystość wody (m)	Zasięg strefy eufotycznej (m)
1	Morskie Oko	16,1	4,0	0,24	0,398	23,03	12,5	27,2
2	Czarny Staw pod Rysami	15,4	4,0	0,15	0,390	24,45	15,7	18,8
3	Przedni Staw	16,1	4,0	0,35	0,391	14,95	7,7	15,1
4	Mały Staw	15,8	15,2	0,30	0,981	2,63	do dna	do dna
5	Wielki Staw	15,6	4,0	0,15	0,410	27,05	15,9	18,0
6	Czarny z Pięciu Stawów	15,6	4,0	0,23	0,429	19,28	10,8	18,6
7	Zadni z Pięciu Stawów	13,9	4,6	0,30	0,489	3,63	17,6	22,1
8	Czarny Staw Gąsienicowy	14,3	4,0	0,20	0,429	18,40	12,4	14,4
9	Zmarzły Staw	5,8	5,0	0,27	0,948	1,10	do dna	do dna
10	Zadni Staw Gąsienicowy	9,5	4,6	0,70	0,726	3,73	do dna	do dna
11	Smreczyński Staw	16,7	8,0	1,74	0,808	6,60	1,3	4,0

Wyniki pomiarów zarejestrowanych przy pomocy gradientowej sondy termicznej dowiodły, że standardowe wartości temperatury notowane z godziny 7:00 były wyraźnie niższe od wskazań przy pomocy sondy termicznej. Jest to tym bardziej ciekawe, iż standardowe pomiary dokonywane są w strefie brzegowej. Wystąpienie temperatur minimalnych i maksymalnych notowane było w różnych terminach doby, co świadczy o tym, iż temperatura powietrza nie jest jedynym ważnym elementem kształtującym reżim termiczny w jeziorze. Dzięki pomiarom o tak dużej częstotliwości możliwe było określenie amplitudy wahań temperatury wody na różnych głębokościach. Analiza danych z 2007 roku wykazała,

że największe dobowe amplitudy temperatury wody wystąpiły na głębokości 10 m i w lipcu osiągały 4,1°C. Istotne było także potwierdzenie istnienia chwilowych, nieregularnych skoków temperatur, które występują również w jeziorach na Niżu Polskim (Choiński i in. 2014).

Podobne wnioski odnoszą się do wyników z Wielkiego Stawu w Karkonoszach, dla którego w latach 2003-2006 przeprowadzono także badania pionowego rozkładu temperatury z wykorzystaniem termicznej sondy gradientowej (Łyczkowska 2009). Jak podaje autorka, o temperaturze wody w jeziorze decydują poza temperaturą powietrza i ekspozycją stoków, także zjawiska lawinowe. Zarówno w jeziorze Morskie Oko jak i w Wielkim Stawie w Karkonoszach przebieg pionowej zmienności temperatury wody do głębokości 10 m był zbliżony. Dopiero poniżej tej głębokości występują różnice, które wynikają z odrębnej mikcji obu zbiorników. Należy podkreślić, że jezioro Wielki Staw w Karkonoszach posiada wody znacznie cieplejsze (3,5-5,0°C), zwłaszcza w okresie lata (Choiński, Łyczkowska 2008).

Analiza danych pionowego rozkładu temperatury wody potwierdza, iż płytkie, górskie jeziora w Polsce należy zaliczyć do jezior polimiktycznych, natomiast jeziora o głębokości powyżej 16-18 m, do zbiorników bradymiktycznych o zróżnicowanym stopniu mikcji. Generalnie w jeziorach górskich w zależności od wysokości położenia zwierciadła wody nad poziom morza, stratyfikacja letnia obejmuje okres od czerwca do września włącznie, natomiast okres stagnacji zimowej rozpoczyna się w listopadzie i obejmuje kwiecień (Komar 1978, Łyczkowska 2009).

5. 4. Termiczna klasyfikacja jezior Polski

Na podstawie wyników badań nad strukturą termiczną wody w badanych jeziorach w okresie 1971-2012 i zasięgiem poszczególnych warstw termicznych w okresie letniej stagnacji, stopnia ich wykształcenia, charakteru pionowej stratyfikacji oraz różnic w uwarstwieniu termicznym wody w jeziorach polskich wydzielono następujące typy jezior:

1. Jeziora z wykształconą warstwą epi-, meta- i hypolimnionu,
2. Jeziora z metalimnionem sięgającym dno (bez hypolimnionu),
3. Jeziora bez stratyfikacji termicznej,
4. Jeziora z krótkotrwałą stratyfikacją termiczną.

Ten odmienny charakter pionowego rozkładu temperatury wody w okresie letniej stagnacji temperatury wody w najgłębszych punktach w jeziorach był główną podstawą dla określenia klasyfikacji termicznej jezior (Gołębiewski, Lange 1977).

Różnorodność spojrzenia na warunki termiczne kształtujące ekosystemy jezior na świecie wyzwoliła wśród wielu badaczy chęć dokonania ich podziału oraz systematyzacji wiedzy w tym zakresie. Najbardziej znaną klasyfikacją, której fundamenty oparte były na

strefowości klimatycznej i liczbie pełnych cyrkulacji, była klasyfikacja przedstawiona w 1892 roku przez Forela. Dzieliła ona wszystkie jeziora świata na trzy podstawowe typy: polarne, umiarkowane i tropikalne. W jeziorach polarnych temperatura wody jest zawsze niższą od 4°C, jeziora strefy zwrotnikowej posiadają temperaturę wody wyższą od 4°C, natomiast w jeziorach strefy umiarkowanej temperatura 4°C osiągana jest dwukrotnie w ciągu roku (wiosna i jesień). Jedną z najszerzej stosowanych klasyfikacji limnologicznych, zwłaszcza w literaturze amerykańskiej, jest klasyfikacja termiczna Hutchinsona i Löfflera (1956). Autorzy ci formułując swoją typologię oparli się na ilości pełnych homotermii. Uwzględnili dodatkowo strefowość oraz wysokość nad poziom morza, a więc aspekt położenia geograficznego. Systematyzacja ta koresponduje z wieloma dotychczasowymi klasyfikacjami. Wyróżniono w niej jeziora: amiktyczne - praktycznie bez przerwy pokryte pokrywą lodową, a więc nie mieszane, monomiktyczne zimne – z jedną cyrkulacją w lecie, a temperatura wody nigdy nie przekracza 4°C, monomiktyczne ciepłe – temperatura wody nigdy nie jest niższą od 4°C. Cyrkulacja zachodzi w zimie, a w lecie jeziora są stratyfikowane, dymiktyczne – z dwoma okresami mieszania, wiosną i jesienią, oligomiktyczne – z temperaturą powyżej 4°C oraz rzadką i nieregularną cyrkulacją i polimiktyczne – płytkie zbiorniki mieszane często i nieustannie.

Przegląd klasyfikacji termicznych jezior przedstawił Skowron (2010), który stwierdza, iż dla polskich jezior, ze względu na ich położenie oraz parametry morfometryczne niecek jeziornych najbardziej reprezentatywnymi typologiami są: klasyfikacja Chomskisa (1969), Tichomirova (1982) i Kitajewa (1978). Niestety klasyfikacje termiczne jezior przedstawione przez polskich badaczy (Wiszniewski 1953, Bernatowicz 1981) nie spełniają podstawowych kryteriów obiektywizmu oraz reprezentatywności i zostały w tym opracowaniu pominięte.

Klasyfikacja Chomskisa (1969) odnosi się do jezior litewskich, a podstawą wydzielania była różnica temperatury wody w warstwie przydennej w najgłębszych częściach jeziora między okresem letniej stagnacji i okresem z pokrywą lodową. Wyróżnił on cztery typy jezior: jeziora termicznie bardzo głębokie (różnica temperatury warstw przydennych latem i zimą wynosi około 4 °C, natomiast maksymalne głębokości mogą osiągać 10 - 50 m), jeziora termicznie głębokie (różnice temperatury wody zawarte są od 0,5 do 5°C, zaś latem występują wszystkie 3 warstwy termiczne. W okresie lata temperatura warstw przydennych osiąga 7°C), jeziora średniogłębokie (różnica temperatur zawiera się między 5 i 15°C, a głębokości maksymalne mogą dochodzić do 30 m), jeziora płytkie (warstwa skokowa praktycznie nie występuje, a różnica temperatur zbliżona jest do 20°C).

Na podstawie rocznego przebiegu temperatury wody i charakteru termicznej stratyfikacji w okresie lata Tikhomirov (1970, 1982) dokonuje klasyfikacji jezior strefy umiarkowanej. Wyróżnia on jeziora epitermiczne (płytkowodne), metatermiczne (średniogłębokie) i hypotermiczne (głębokie). Wśród jezior metatermicznych wyróżnia jeszcze 2 podtypy: jeziora metaepitermiczne i jeziora metahypotermiczne.

Dla celów hydrobiologicznych Kitajew (1978) stworzył nową klasyfikację biorącą pod uwagę bentos (litoral, sublitoral, profundal) i pelagial (epi-, meta- i hypolimnion). Nawiązuje ona częściowo do klasyfikacji zaproponowanej przez Tikhomirova. Wydzielił on jeziora

hypotermiczne (bardzo głębokie), w których powierzchnia litoralu (F_L) jest znacznie mniejsza od powierzchni sublitoralu (F_{SL}) i profundalu (F_P), $F_L \ll (F_{SL} + F_P)$. Objętość masy wodnej epilimnionu (V_E) jest znacznie mniejsza od sumy objętości metalimnionu (V_M) i hypolimnionu (V_H), $V_E \ll (V_M + V_H)$. Kolejnym typem są jeziora hypometatermiczne (głębokie), gdzie powierzchnia litoralu jest nieco mniejsza od sumy powierzchni sublitoralu i profundalu, $F_L < (F_{SL} + F_P)$, a objętość masy wodnej epilimnionu jest nieco mniejsza od objętości metalimnionu i hypolimnionu, $V_E < (V_M + V_H)$. W jeziorach metatermicznych (średniogłębokich) powierzchnia litoralu (F_L) równa jest (zbliżona) do sumy powierzchni sublitoralu (F_{SL}) i profundalu (F_P), $F_L \approx (F_{SL} + F_P)$, a objętość epilimnionu zbliżona jest do objętości sumy metalimnionu i hypolimnionu, $V_E \approx (V_M + V_H)$. W jeziorach metaepitermicznych (płytkich) powierzchnia litoralu jest większa od sumy powierzchni sublitoralu i profundalu, $F_L > (F_{SL} + F_P)$, natomiast objętość epilimnionu jest większa od sumy objętości metalimnionu i hypolimnionu, $V_E > (V_M + V_H)$. W jeziorach epitermicznych (bardzo płytkich) sublitoral, profundal oraz metalimnion i hypolimnion w pełni nie występują ($F_{SL} + F_P = 0$, $V_M + V_H = 0$).

Wszystkie klasyfikacje termiczne jezior wyrastają z pionierskiej typologii zaproponowanej przez Forela i są w pewnym sensie jej rozszerzeniem. Najogólniej w zależności od czynnika wiodącego wyróżnić można trzy podstawowe grupy. Pierwszą grupę stanowią klasyfikacje oparte na strefowości fizyczno-geograficznej, uwzględniające położenie geograficzne oraz wysokość nad poziom morza jezior kuli ziemskiej. Drugi typ klasyfikacji jezior odnosi się do charakteru mieszania masy wodnej i miktyczności zbiorników. Również ta typologia dotyczy jezior całej kuli ziemskiej, choć w większości przypadków dotyczy zbiorników strefy umiarkowanej. Trzecia grupa klasyfikacji dotyczy cech struktury termicznej wody z różnym stopniem ich detalizacji.

Wyniki badań przeprowadzonych w latach 1971-2012 oraz znajomość dotycząca zasięgu poszczególnych warstw termicznych w okresie letniej stagnacji w ponad 1050 jeziorach na Niżu Polskim skłoniły ostatecznie autora do przyjęcia stosunkowo prostych zasad typologii termicznej jezior w Polsce. Zostały one zaprezentowane w tabeli 5. 19.

Tabela 5. 19. Kryteria typologii termicznej jezior na Niżu Polskim.

Typ termiczny	Objętość epilimnionu (%)	Suma objętości meta- i hypolimnionu (%)
Epitermiczny (E)	90-100	0-10
Metaepitermiczny (M/E)	60-90	10-40
Metatermiczny (M)	45-60	40-55
Hypometatermiczny (H/M)	25-45	55-75
Hypotermiczny (H)	do 25	powyżej 75

Tabela 5. 20. Średni procentowy udział objętości warstw termicznych (%) w okresie letniej stagnacji w typach termicznych analizowanych jezior.

Typ termiczny	Epilimnion	Metalimnion	Hypolimnion	Ilość jezior
Epitermiczny (E)	99	1	0	53
Metaepitermiczny (M/E)	69	21	10	47
Metatermiczny (M)	51	26	23	33
Hypometatermiczny (H/M)	39	24	37	30
Hypotermiczny (H)	24	18	58	4

Najbardziej powszechnym typem jezior są jeziora epi- (53 jeziora) i metaepitermiczne (47 jezior), natomiast najmniej liczne są jeziora hypotermiczne (4 jeziora) (tab. 5. 20). Charakter ten wynika przede wszystkim z małej głębokości zbiorników. Typowymi zbiornikami o cechach epitermicznych są jeziora: Kołczewo, Domysławskie, Długie i Mętno, wśród jezior metatermicznych jeziora: Serwy, Łąkorz, Szelment Mały i Stryjewe, natomiast do jezior hypotermicznych kwalifikują się: Hańcza, Babięty Wielkie, Wukśniki, Śremskie i Ciecz (Trześniowskie).

Tabela 5. 21. Charakterystyka termiczna jezior dla wydzielonych typów termicznych (określono na podstawie co najmniej 4 pomiarów w okresie letniej stagnacji termicznej).

Elementy struktury termicznej wody		Typ termiczny jeziora				
		E	M/E	M	H/M	H
Objętość jeziora w obrębie epilimnionu (%)		90,3	72,5	53,6	38,5	20,5
Temperatura epilimnionu (°C)		20,4	20,3	20,3	20,4	21,3
Dolna granica metalimnionu (m)		9,5	9,8	9,9	10,5	10,1
Miąższość metalimnionu (m)		3,2	3,8	4,1	4,6	4,6
Temperatura metalimnionu (°C)		14,7	13,1	12,8	12,5	12,4
Objętość jeziora w obrębie metalimnionu (%)		6,0	20,3	28,4	28,0	18,7
Objętość jeziora w obrębie hypolimnionu (%)		3,7	7,2	18,0	33,5	60,8
Temperatura hypolimnionu (°C)		10,5	8,9	7,6	6,2	5,2
Średnia temperatura wody w jeziorze (°C)		20,5	17,8	15,9	12,9	9,8
Zasoby ciepła	kcal · cm ²	7,5	12,3	15,6	17,3	24,5
	J · cm ³	85,6	74,5	67,6	54,3	40,9

Przeprowadzona analiza cech termicznych jezior pozwoliła na dokładną charakterystykę poszczególnych typów termicznych jezior (niżowych) występujących w Polsce. Objętość poszczególnych warstw termicznych w jeziorach w okresie letniej stagnacji została uznana za główne i obiektywne kryterium typologiczne. Jeziora epitermiczne charakteryzują się przeciętnie ponad 90% udziałem objętości epilimnionu w całkowitej objętości jezior. Jeziora posiadają duże powierzchnie oraz małe głębokości maksymalne (często poniżej 8-10 m). Udział metalimnionu wynosi średnio 6,0%, natomiast hypolimnionu tylko 3,7% objętości jeziora. W jeziorach tego typu wystąpiła najwyższa średnia temperatura wody, która osiągnęła wartość powyżej 20,5°C, natomiast zasoby ciepła określające zawartość ciepła w 1 cm³ przekroczyły 85 J (tab. 5. 21).

W jeziorach metaepitermicznych procentowy udział epilimnionu stanowi średnio 72,5%, natomiast hypolimnionu 7,2% objętości jeziora. Są to na ogół zbiorniki płytkie o znacznych powierzchniach. Temperatura wody w jeziorach osiąga przeciętnie 17,8°C, a zawartość ciepła 74-75 J·cm³. Średnia temperatura hypolimnionu jest niższa od 9°C. Jeziora metatermiczne to jeziora o głębokości maksymalnej do 18-20 m i ponad 50% udziałem epilimnionu w objętości jeziora. Udział objętości hypolimnionu wzrasta do 18%, natomiast jego temperatura wynosi przeciętnie 7,6°C. Stosunkowo niska jest również temperatura wody w jeziorze, która spada poniżej 16°C. Zasoby ciepła zawierają się w granicach 64-70 J·cm³.

Jeziora hypometatermiczne to zbiorniki głębokie, w których głębokość średnia przekracza 11,0 m. Udział objętości epilimnionu jest mniejszy od 40%, natomiast hipolimnionu przekracza 33%. Temperatura w hypolimnionie wynosi 6,2°C, a średnia temperatura w jeziorze tylko 12,9°C. Zawartość ciepła w 1 cm³ wynosi poniżej 55 J.

Jeziora hypotermiczne to najgłębsze jeziora w Polsce, o wyraźnie wciętej niecce jeziora. Zalicza się do nich jeziora: Hańcza, Babięty Wielkie, Wukśniki, Śremskie i Ciecz (Trześniowskie). Głębokości maksymalne przekraczają 40 m, a średnie 14 m. Objętość epilimnionu stanowi tylko 20,5%, zaś hypolimnionu aż 60,8%. Ten typ jezior wyróżnia się najniższą temperaturą hypolimnionu (5,2°C), przy średniej temperaturze wody w jeziorze poniżej 10°C. Zawartość ciepła wynosi średnio 40,9 J·cm³.

5.5. Zjawiska lodowe

Zjawiska lodowe należą do podstawowych charakterystyk reżimu termicznego jezior i jednocześnie bardzo czułym elementem wymiany energetycznej między ekosystemem a jego otoczeniem. Szczególnie ważne jest dla zbiorników położonych w strefie umiarkowanej (Paślawski 1982, Skowron 2003, Barańczuk, Borowiak 2005). Do zjawisk lodowych zalicza się występowanie różnych rodzajów i form lodu najczęściej w postaci: lodu brzegowego, śryżu, lepy śnieżnej, pokrywy lodowej lub kry lodowej (Grześ 1974, Paślawski 1982, Gołek 1986, Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1993, Wetzel 2001, Choiński 2007a).

Historia obserwacji zjawisk lodowych na jeziorach w Polsce sięga połowy XIX wieku i dotyczyła obszarów pod zaborem pruskim. Jednak do dzisiaj nie zachowały się żadne znaczące zapiski na ten temat. Pomiary zjawisk lodowych wykonywane były na potrzeby zakładów rybackich i odnosiły się przede wszystkim do grubości pokrywy lodowej, rzadziej dat początku i końca jej występowania. Bardzo często był to materiał mocno rozproszony, niesystematyczny i dlatego posiadał małą wartość naukową. Znacznie bardziej wartościowy materiał obserwacyjny prezentują dane prowadzone w latach 1924–1933 na trzech jeziorach. Wyniki tych pierwszych obserwacji zlodzenia na jeziorach w Polsce w latach 1924–1933 zaprezentowano w tabeli 5.22. Ich uśrednione wartości wskazują na wyraźne różnice w porównaniu z późniejszymi danymi.

Znacznie dłuższe serie danych zlodzenia zostały przedstawione w pracy Gołka (1957, 1986) dla 4 jezior. Była to praca oparta na systematycznych obserwacjach zjawisk lodowych, prowadzonych w ramach obserwacji Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego. Powstałe nieco później prace na temat zlodzenia jezior obejmowały także pojedyncze zbiorniki: Mikołajskie, Miedwie Gopło (Paślawski 1982, Grześ 1974).

Tabela 5. 22. Średnie cechy przebiegu zjawisk lodowych na wybranych jeziorach w latach 1924–1933.

Jezioro	Początek		Koniec		Długość zalegania		Maksymalna grubość pokrywy lodowej (cm)	Ilość przerw w pokrywie lodowej (liczba dni)	Stopień trwałości pokrywy lodowej (%)
	zjawisk lodowych (data)	pokrywy lodowej (data)	zjawisk lodowych (data)	pokrywy lodowej (data)	zjawisk lodowych (liczba dni)	pokrywy lodowej (liczba dni)			
	data				liczba dni				
Gopło	13.XII	17.XII	23.III	24.III	94	92	33	0,22	95,1
Ostrzyckie	18.XII	20.XII	20.III	22.III	85	78	18	0,43	86,5
Serwy	17.XII	22.XII	3.IV	11.IV	109	97	35	0,22	95,5

Pierwsze opracowanie odnoszące się do przestrzennego ujęcia tego zjawiska obejmowało lata 1956–1980 i dotyczyło 25 jezior (Paślawski 1982). Autor, charakteryzując zróżnicowanie przestrzenne występowania zlodzenia, określił daty najwcześniejszego i najpóźniejszego pojawienia się i zaniku zjawisk lodowych i pokrywy lodowej oraz długości ich występowania. Czas trwania pokrywy lodowej stanowił przeciętnie 79% czasu trwania zjawisk lodowych. Wyniki badań dały podstawę do określenia dat początku pokrywy lodowej w zależności od średniej głębokości jeziora.

Przedmiotem zainteresowania limnologów była również grubość pokrywy lodowej (Sziwa 2002). Związek jej miąższości z przebiegiem warunków meteorologicznych, a zwłaszcza zimy termicznej (Skowron, Szczepanik 1993), determinowany jest także położeniem geograficznym, stopniem kontynentalizmu oraz zanieczyszczeniem jezior.

Tabela 5. 23. Wybrane cechy przebiegu zjawisk lodowych w jeziorach w Polsce w latach 1971-2010 (opracowano na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej).

Nr	Jezioro	Początek		Koniec		Długość zalegania		Maksymalna grubość pokrywy lodowej (cm)	Ilość przerw w pokrywie lodowej (liczba dni)	Stopień trwałości pokrywy lodowej (%)	Procentowy udział pokrywy lodowej w przebiegu zjawisk lodowych (%)
		zjawisk lodowych (data)	pokrywy lodowej (data)	pokrywy lodowej (data)	zjawisk lodowych (data)	pokrywy lodowej (liczba dni)	zjawisk lodowych (liczba dni)				
1	Osiek	28.XII	04.I	08.III	14.III	53,6	62,5	19,4	0,7	84,4	78,5
2	Lubie	10.I	11.I	06.III	6.III	54,5	56,2	23,0	0,0	98,8	93,9
3	Sławskie	14.XII	25.XII	28.II	04.III	55,1	68,6	21,9	0,7	87,7	78,5
4	Drawsko	08.I	13.I	04.III	20.III	46,5	57,0	15,5	0,1	96,7	71,7
5	Jamno	18.XII	22.XII	23.II	04.III	50,9	58,8	21,7	0,8	79,6	77,3
6	Bukowo	17.XII	26.XII	24.II	28.II	50,3	62,9	26,2	0,6	86,6	71,4
7	Bobięcińskie Wielkie	27.XII	28.XII	17.III	17.III	73,2	75,4	22,9	0,2	92,3	92,1
8	Gardno	09.XII	18.XII	25.II	07.III	52,8	68,2	20,4	0,8	78,7	71,3
9	Łebsko	13.XII	24.XII	25.II	03.III	49,9	62,2	20,6	0,6	82,3	72,9
10	Charzykowskie	28.XII	06.I	12.III	19.III	57,5	69,6	22,6	0,4	89,3	75,1
11	Sępoleńskie	18.XII	22.XII	09.III	15.III	65,7	74,8	23,9	0,8	86,9	83,4
12	Jasień	19.XII	26.XII	12.III	18.III	70,6	79,7	21,1	0,4	92,0	86,4
13	Duże Żnińskie	25.XII	01.I	04.III	09.III	55,4	63,3	24,1	0,6	89,0	90,2
14	Biskupińskie	16.XII	21.XII	04.III	08.III	62,9	73,7	24,3	0,8	85,0	83,4
15	Wdzydze Południowe	07.I	11.I	18.III	23.III	58,6	65,8	22,4	0,4	90,2	77,6
16	Powidzkie	07.I	12.I	09.III	13.III	46,0	54,6	21,8	0,6	83,2	79,1
17	Raduńskie Górne	30.XII	10.I	16.III	26.III	55,8	70,9	21,5	0,3	89,5	70,2
18	Ostrzyckie	20.XII	22.XII	16.III	17.III	75,5	80,0	22,8	0,6	88,4	93,2
19	Gopło	14.XII	19.XII	27.II	04.III	58,1	68,6	17,8	0,6	83,9	78,3
20	Bachotek	08.XII	19.XII	13.III	20.III	73,3	91,4	25,9	0,4	86,9	78,7
21	Drużno	04.XII	12.XII	11.III	14.III	75,6	89,2	26,1	0,7	87,1	82,5
22	Jeziorak	05.XII	15.XII	12.III	16.III	77,8	90,0	25,5	0,6	89,7	84,7
23	Drwęckie	11.XII	23.XII	11.III	16.III	70,1	82,2	25,6	0,4	91,4	77,2
24	Dadaj	14.XII	02.I	13.III	25.III	59,3	94,2	28,3	0,4	88,3	59,8

25	Juno	24.XII	31.XII	11.III	20.III	67,2	84,0	24,0	0,1	96,3	77,5
26	Mokre	18.XII	23.XII	18.III	23.III	79,4	91,6	26,2	0,3	93,7	86,3
27	Nidzkie	10.XII	21.XII	16.III	27.III	81,8	102,7	29,2	0,3	96,4	78,5
28	Mikołajskie	17.XII	02.I	15.III	29.III	67,2	91,2	29,2	0,4	91,9	69,8
29	Śniardwy	08.XII	18.XII	16.III	23.III	81,5	98,9	29,7	0,3	93,5	81,5
30	Jagodne	19.XII	18.XII	16.III	24.III	75,5	92,7	28,8	0,2	94,9	79,6
31	Roś	18.XII	24.XII	11.III	20.III	74,0	89,4	29,9	0,3	95,0	81,0
32	Orzysz	10.XII	29.XII	15.III	25.III	73,4	99,4	27,9	0,3	94,5	71,6
33	Litygajno	07.XII	16.XII	17.III	28.III	84,1	102,6	32,6	0,5	93,2	81,4
34	Elckie	21.XII	31.XII	08.III	23.III	62,6	87,6	29,0	0,4	92,9	68,1
35	Selmęt Wielki	15.XII	26.XII	15.III	24.III	75,9	92,5	33,0	0,3	96,4	80,3
36	Olecko Wielkie	13.XII	29.XII	19.III	28.III	73,9	92,0	28,6	0,4	91,2	76,6
37	Necko	19.XII	30.XII	13.III	29.III	69,6	91,1	28,6	0,2	95,6	73,0
38	Hańcza	28.XII	05.I	19.III	30.III	70,0	89,1	28,2	0,2	95,7	76,1
39	Rajgrodzkie	24.XII	29.XII	16.III	23.III	73,4	87,3	32,2	0,2	96,6	81,9
40	Białe Augustowskie	16.XII	21.XII	23.III	30.III	90,3	101,0	30,7	0,3	97,1	88,9
41	Wigry	09.XII	23.XII	19.III	28.III	84,3	101,4	30,6	0,3	97,4	79,6
42	Studzieniczne	15.XII	21.XII	24.III	01.IV	92,5	103,1	33,1	0,2	98,5	89,3
43	Serwy	17.XII	27.XII	20.III	29.III	83,2	99,3	28,9	0,1	98,8	81,6
44	Morskie Oko	16.XI	26.XI	03.V	15.V	152,6	174,9	67,3	0,6	96,5	87,2

Zmienność czasową i przestrzenną przebiegu zlodzenia na jeziorach oparto na 40-letniej serii obserwacji obejmującej lata 1971-2010 z 44 jezior (tab. 5. 23). Zawarte w niej dane odnoszą się do początku i końca zjawisk lodowych i pokrywy lodowej, czasu ich trwania, maksymalnej grubości pokrywy lodowej, ilości przerw w występowaniu pokrywy lodowej w sezonie zimowym, stopnia trwałości pokrywy lodowej i procentowym udziale pokrywy lodowej w przebiegu zjawisk lodowych. Ponieważ występowanie różnych form zlodzenia (poza pokrywą lodową) posiada często chaotyczny charakter i nie warunkuje stabilność układów termiczno-gęstościowych w wodzie jeziora, w opracowaniu ograniczono je tylko do części tabelarycznej. Znacznie większą uwagę zwrócono na przebieg pokrywy lodowej, która stanowi ponad 80% różnych form zlodzenia i jednocześnie stwarza nowe i odmienne warunki wymiany ciepła między jeziorem i atmosferą. Przeciętne daty początku zjawisk lodowych pojawiają się o 8,6 dni wcześniej od początku pokrywy lodowej, natomiast ich koniec następuje o 7,8 dni później.

Przeciętne daty powstania pokrywy lodowej na jeziorach Niziu Polskiego w analizowanym 40-leciu występowały między połową drugiej dekady grudnia w jeziorach najpłytszych (Družno – 12.XII, Jeziorak – 15.XII) i pierwszą połową stycznia (Drawsko – 13.I oraz Lubie – 12.I). Na pozostałych jeziorach przeciętne daty powstania pokrywy lodowej stabilizowały się przeważnie między 15 i 25.XII.

Najwcześniej pokrywa lodowa pojawiła się ona na jeziorach: Družno 4.XI.1989 i Omulew 5.XI.1980. Ostatnie daty przypadają na przełom lutego i marca – jeziora: Hańcza 28.II.1983, Raduńskie Górne 3.III.1988 i Wdzydze Południowe 21.III.1988 roku. Zróżnico-

wanie czasowe występowania pokrywy lodowej na jeziorach Nizżu Polskiego między skrajnymi jeziorami wynikało przede wszystkim z odmiennego przebiegu zimy termicznej na obszarze Polski Północnej, a także z różnic głębokości i objętości niecek jeziornych. Największe różnice czasowe początkowych dat wystąpienia pokrywy lodowej miały miejsce w roku 1994 i 1999 i wynosiły odpowiednio: 97 i 86 dni. Z kolei najmniejsze różnice wystąpiły w 1993 i w 1971 roku i wynosiły odpowiednio: 9 i 12 dni. Charakter różnic w datach przebiegu zjawisk lodowych między zachodnimi i wschodnimi regionami Polski pokazuje tabela 5. 24. Przeciętne różnice dat początku i końca pokrywy lodowej między jeziorem Miedwie i Studzieniecznym wynoszą odpowiednio 33 i 24 dni.

Tabela 5. 24. Porównanie cech charakteryzujących średni przebieg zlodzenia między jeziorem Miedwie i Studzieniecznym w okresie 1975-1989 (opracowano na podstawie danych IMiGW).

Jezioro	Początkowe daty		Końcowe daty		Długość występowania		Maksymalna miąższość pokrywy lodowej (cm)
	zjawisk lodowych	pokrywy lodowej	pokrywy lodowej	zjawisk lodowych	zjawisk lodowych	pokrywy lodowej	
Miedwie	12.I	18.I	6.III	6.III	49	45	23,8
Studzienieczne	11.XII	16.XII	30.III	4.IV	110	100	37,9

Największą zmiennością początkowych dat pokrywy lodowej charakteryzowały się najmniejsze jeziora, położone na zachód od Wisły, co potwierdza wartość odchylenia standardowego (δ) wynosząca przeciętnie 18-20 dni. W jeziorach położonych na wschód od Wisły zmienność ta była mniejsza, a odchylenie standardowe oscylowało przeciętnie w granicach 15-16 dni. Wyjątek stanowią duże i głębokie jeziora, których początkowe terminy pojawienia się pokrywy lodowej były bardziej rozproszone.

Przeciętne daty końca występowania pokrywy lodowej najwcześniej obserwowano w płytkich jeziorach Pobrzeża Bałtyku (Jamno 23.II, Bukowo 24.II oraz Gardno i Łebsko 25.II). Najpóźniej występowały one na jeziorach położonych na wschód od Wisły i przypadały na początku trzeciej dekady marca (Studzienieczne 24.III, Białe Augustowskie 23.III) (tab. 5. 23). Pokrywa lodowa najczęściej zanikała w drugiej dekadzie marca (58% jezior), następnie w pierwszej dekadzie marca i trzeciej dekadzie lutego, odpowiednio: 27% i 9,5% jezior. Najwcześniej pokrywa lodowa zanikła 6.XII.1989 roku na jeziorze Jamno, a najpóźniej w trzeciej dekadzie kwietnia na jeziorze Hańcza (28.IV.1978).

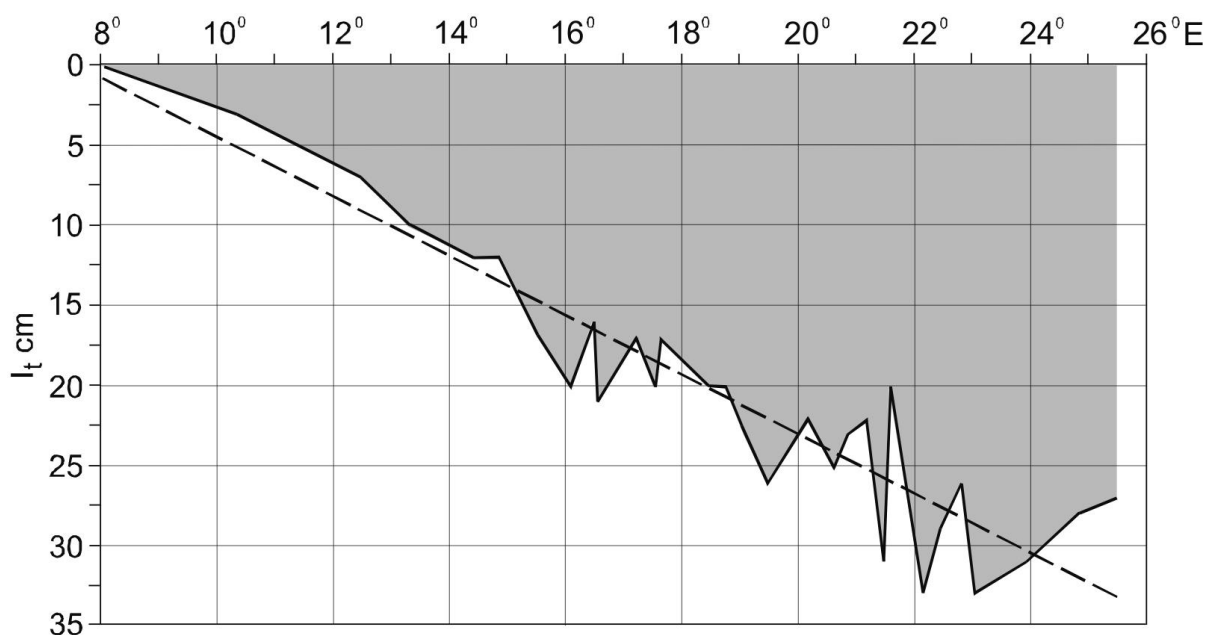
Końcowe daty występowania pokrywy lodowej na jeziorach Nizżu Polskiego wykazywały duże różnice czasowe i przestrzenne w poszczególnych latach omawianego czterdziestolecia. Największe różnice charakterystyczne były dla akwenów najpłytszych (> 115 dni), natomiast przeciętnie wahały się w granicach 96-99 dni. Największe rozproszenie końcowych dat z pokrywą lodową charakterystyczne było dla jezior najpłytszych (Jamno, Bukowo,

Gardno, Łebsko), natomiast najmniejsze dla głębokich jezior Pojezierza Wielkopolskiego (Powidzkie).

Odzwierciedleniem przebiegu zimy termicznej jest długość zalegania pokrywy lodowej na jeziorach. W analizowanym wieloleciu średnia długość zalegania pokrywy lodowej wynosiła od 40,8 dni dla jeziora Resko do 95,4 dni dla Jeziora Studzienicznego (tab. 5. 23). Dla pozostałych zawierała się w przedziale od 64 do 72 dni, przy wartości średniej 67,5 dni. Nieco inne wartości podawane były przez innych autorów (Paślawski 1982, Skowron 1997a, 2001, 2003, 2008, 2009a, 2011, Marszelewski, Skowron 2006, Choiński i in. 2014), co wynika z analizy różnych przedziałów czasowych. Generalnie na jeziorach położonych na zachód od Wisły przeciętna długość zalegania pokrywy lodowej była o ponad 18 dni krótsza niż na wschód od niej. Długość jej występowania wyraźnie nawiązywała do przebiegu zimy termicznej, kiedy współczynnik korelacji między długością zimy termicznej i długością występowania pokrywy lodowej dla jezior położonych na wschód od Wisły wynosił powyżej 0,83, natomiast dla jezior położonych na zachód poniżej 0,71, przy wysokim poziomie istotności statystycznej $\alpha < 0,001$.

Najdłużej pokrywa lodowa zalegała w roku 1996, kiedy zanotowano absolutny rekord, który dla jezior: Drużno i Jeziorak wyniósł 145 dni. W analizowanym okresie odnotowano również lata, kiedy pokrywa lodowa w ogóle nie wystąpiła. Takie sytuacje wystąpiły w sezonie zimowym 1975, 1988, 1989 i 1990 w kilku jeziorach położonych na zachód od Wisły (Sławskie, Gopło i Charzykowskie). Znacznie dłuższy okres zalegania pokrywy lodowej występował na jez. Morskie Oko. Wynosił on średnio 152,6 dni, przy wartościach skrajnych 112 dni (2001 r.) i 200 dni (1991 r.) (Choiński i in. 2014).

Miażdżość pokrywy lodowej jest dobrym wskaźnikiem uwarunkowań morfometrycznych i zlewniowych jeziora oraz warunków klimatycznych w bezpośrednim ich sąsiedztwie. Zróżnicowana grubość pokrywy lodowej nie tylko selektywnie wpływa na penetrację światła, ale wyraźnie wpływa na izolację termiczną wody. W omawianym czterdziestoleciu maksymalna grubość lodu na analizowanych 43 jeziorach Niżu Polskiego była wyraźnie zmienna i generalnie wzrastała w kierunku wschodnim (tab. 5. 23). Wynosiła ona przeciętnie od poniżej 20 cm na jeziorach na zachód od Wisły (Drawsko 15,5 cm, Gopło 17,8 cm i Osiek 19,4 cm) do ponad 32 cm we wschodniej części Polski (Studzieniczne – 33,1 cm, Selmęt Wielki 33,0 cm, Litygajno 32,6 cm i Rajgrodzkie 32,2 cm). Przykładem zmian grubości pokrywy lodowej na obszarze południowego Bałtyku są wyniki uzyskane na przełomie stycznia i lutego 2004 roku dla 33 jezior położonych na Niżu Środkowoeuropejskim w pasie między $\varphi = 53.20^{\circ}$ - 55.26° N i $\alpha = 8.02^{\circ}$ - 25.50° E (Skowron, Marszelewski 2005). Grubość pokrywy lodowej wyraźnie zwiększała się od 3 – 8 cm w zachodniej części Pojezierza Meklemburskiego do 27 – 31 cm na Pojezierzu Wileńskim i korespondowała z przebiegiem zimy termicznej (ryc. 5. 26).



Ryc. 5. 26. Zmienność miąższości pokrywy lodowej na jeziorach między 30.I i 1.II.2004 roku (według Skowron, Marszelewski 2005).

Średnia miąższość pokrywy lodowej w poszczególnych sezonach zimowych na analizowanych jeziorach była znacznie zróżnicowana (Sziwa 2002, Sziwa, Jańczak 2009, Skowron 2009a, 2011). Wynosiła ona od 0 do 57 cm w jeziorach w zachodniej części Polski Północnej i od 0 do 65 cm w jeziorach we wschodniej części Polski Północnej (Marszelewski, Skowron 2009). Największe rozproszenie wartości grubości pokrywy lodowej potwierdza odchylenie standardowe, które dla jezior położonych na Pojezierzu Mazurskim wynosiło powyżej 13 (Rajgrodzkie 13,96), natomiast najniższe poniżej 9, charakteryzowało jeziora głębokie położone w różnych regionach (Juno 7,29, Ełckie 8,73 i Drawsko 8,94). Na przykład w 1996 roku, kiedy na wielu jeziorach w zanotowano rekordowe miąższości pokrywy lodowej na jeziorach, maksymalne jej wartości we wschodniej części Polski przekraczały 60 cm (Litygajno 66 cm i Studzieniczne 64 cm), podczas gdy w zachodniej części Nizy Polskiego rzadko przekraczały 50 cm.

Istotną rolę w reżimie termicznym jezior, zwłaszcza w okresie zalegania pokrywy lodowej, odgrywają liczne przerwy w jej występowaniu oraz stopień jej trwałości (Skowron 2003, 2011, Marszelewski, Skowron 2006). W analizowanym czterdziestoleciu zauważa się wyraźne zróżnicowanie obu parametrów. Średnia liczba przerw w występowaniu pokrywy lodowej na jeziorach Nizy Polskiego wynosi 0,41, wyraźnie malejąc z zachodu na wschód. Z kolei stopień trwałości pokrywy lodowej zawiera się od 78,7% (Gardno) do 98,8% (Lubie, Serwy), przy średniej 91,2%. Największą liczbę przerw w występowaniu pokrywy lodowej stwierdzono w jeziorach położonych w zachodniej części Polski. Z kolei w jeziorach we wschodniej części Nizy Polskiego nie stwierdzono przerw w pokrywie lodowej do roku 1974. Pojawiły się one dopiero w 1975 roku, przy czym ich częstość wyraźnie zmniejszała się w kierunku wschodnim. Średnia liczba przerw w występowaniu pokrywy lodowej w latach

1971-2010 była zróżnicowana i wynosiła od 0,72 w zachodniej części obszaru badań (jezioro Łebsko) do 0,15 w części wschodniej (jezioro Studzieniczne).

Przejściowy charakter klimatu w północnej części Polski podkreśla również stopień trwałości pokrywy lodowej (Stefan, Fang 1997, Skowron 2003, 2011). Jego wartości w różnych okresach badanego wielolecia pokazują zmiany warunków zlodzenia w dwóch płaszczyznach. Pierwsza dotyczy wzrostu tego wskaźnika z zachodu na wschód od poniżej 88% na zachód od Wisły do powyżej 97% w północno-wschodniej części Niżu Polskiego (tab. 5. 23). Z kolei drugi aspekt zmian związany z czasowym przebiegiem, widoczny w wyraźnym zmniejszaniu się stopnia trwałości od powyżej 95% w okresie 1971-1975 do poniżej 79% w okresie 2001-2010, potwierdza ocieplający wpływ klimatu w ostatnich dekadach XX wieku i pierwszej dekadzie wieku XXI. Największa trwałość pokrywy lodowej występuje na jeziorach położonych na wschód od południka 19°E, gdzie przekracza 92%. Z kolei najniższe wartości (< 85%) charakteryzują najpłytsze jeziora położone na zachód od Wisły.

Analiza obserwacji instrumentalnych nad pokrywą lodową na jeziorach wykazała istnienie wyraźnych związków jej przebiegu z termicznymi uwarunkowaniami klimatycznymi w okresie zimowym, a w szczególności z temperaturą powietrza w okresie zim (XII-III), długością trwania zimy termicznej i częstotliwością występowania ujemnych temperatur powietrza na obszarze Niżu Polskiego. W poszczególnych dekadach omawianego czterdziestolecia stwierdza się widoczny wzrost częstotliwości występowania ujemnych temperatur powietrza w kierunku wschodnim latami 1991-2000, od 38.3 % w Łebie do 93.3 % w Suwałkach. Wyniki pomiarów potwierdziły wzrastające znaczenie strefowej cyrkulacji atmosferycznej w tej części kontynentu, o czym wspomniano w licznych opracowaniach klimatologicznych (Fortuniak i inni 2001). Również podobny charakter posiada przestrzenne zróżnicowanie procentowego udziału pokrywy lodowej w przebiegu zjawisk lodowych. Należy jednak wyraźnie podkreślić, iż to zróżnicowanie posiada znacznie bardziej chaotyczny charakter i bezpośrednio nawiązuje do oddziaływania Oscylacji Północnego (Girjatowicz 2001, 2003a, 2003b, 2003c, 2005).

Konsekwencją wpływu strefowej cyrkulacji atmosferycznej na przebieg ostrości zim jest oczywiście poza wzrostem temperatury powietrza w okresie grudzień-marzec również skrócenie długości występowania zimy termicznej. Między jej długością i długością zalegania pokrywy lodowej zachodzi bardzo wysoka zależność podkreślona współczynnikiem korelacji (r) zawartym w granicach 0,6-0,9. Należy podkreślić, iż wartość tego współczynnika zmniejsza się w kierunku wschodnim, zwłaszcza w przypadku głębokich jezior.

Przeprowadzone obliczenia statystyczne między zimowymi indeksami NAO a podstawowymi parametrami określającymi reżim lodowy jezior na Niżu Polskim wykazały istnienie bliskich zależności (Fang, Stefan 1998, Górniak, Pękała 2001, Marszelewski, Skowron 2006, Skowron 2011). Znamienny jest fakt, iż uwarunkowania termiczne miesięcy zimowych (XII-III) na Niżu Polskim powodują, że przebieg pokrywy lodowej na jeziorach charakteryzuje się również wyraźnymi zmianami, zwłaszcza na kierunku zachód-wschód (Marszelewski, Skowron 2005). Charakter ten potwierdza zmienność wybranych cech reżimu lodowego na jeziorach wraz z długością geograficzną.

Tabela 5. 25. Trend wybranych cech pokrywy lodowej w analizowanych jeziorach w okresie 1956-2005 (wytluszczonym drukiem przedstawiono istotność statystyczną (α) < 0,05) (według Skowron 2011).

Jezioro	Początek pokrywy lodowej (dni·rok ⁻¹)	Koniec pokrywy lodowej (dni·rok ⁻¹)	Długość występowania pokrywy lodowej (dni·rok ⁻¹)	Maksymalna miąższość pokrywy lodowej (cm)	Ilość przerw w pokrywie lodowej	Stopień trwałości pokrywy lodowej (%)	% udział pokrywy lodowej w przebiegu zjawisk lodowych
Sławskie	-0,03	-0,54	-0,45	-0,01	-0,005	0,09	-0,10
Jamno	-0,2	-0,44	-0,48	0,02	0,007	-0,40	-0,02
Łebsko	-0,13	-0,74	-0,78	-0,18	-0,005	-0,42	-0,36
Charzykowskie	-0,06	-0,46	-0,61	-0,22	0,010	-0,43	-0,28
Duże Żnińskie	0,1	-0,31	-0,67	-0,15	-0,001	-0,36	0,35
Biskupińskie	-0,01	-0,51	-0,67	-0,13	0,020	-0,3	-0,29
Ostrzyckie	-0,09	-0,57	-0,82	-0,26	0,020	-0,46	-0,21
Gopło	-0,1	-0,61	-0,91	-0,21	0,017	-0,6	-0,35
Drużno	-0,23	-0,66	-0,42	-0,25	0,012	-0,15	-0,32
Jeziorak	-0,18	-0,56	-0,64	-0,32	0,013	-0,34	-0,13
Drwęckie	0,10	-0,7	-0,81	-0,3	-0,004	-0,07	-0,29
Mikołajskie	0,04	-0,65	-0,83	-0,3	0,014	-0,28	-0,26
Ełckie	-0,08	-0,64	-0,88	-0,2	0,011	-0,29	-0,62
Studzieniczne	-0,11	-0,53	-0,47	-0,38	0,002	-0,03	-0,11
Serwy	-0,17	-0,56	-0,48	-0,39	-0,001	-0,04	-0,14

Obliczone trendy liniowe dla głównych cech przebiegu zjawisk lodowych w okresie 1956-2005 potwierdzają dotychczasowe sugestie (Skowron 1997b, 2003, 2008, Marszelewski, Skowron 2006, Choiński i in. 2014) o wcześniejszym pojawianiu się pokrywy lodowej na większości jezior w Polsce (0,1-0,2 dnia·rok⁻¹). Dotyczy to również wcześniejszych dat końca występowania pokrywy lodowej, które charakteryzuje także ujemny trend na poziomie 0,5-0,6 dnia·rok⁻¹. Konsekwencją początkowych i końcowych dat z pokrywą lodową jest długość jej występowania, który wynosi średnio 0,6-0,8 dnia·rok⁻¹ (tab. 5. 25).

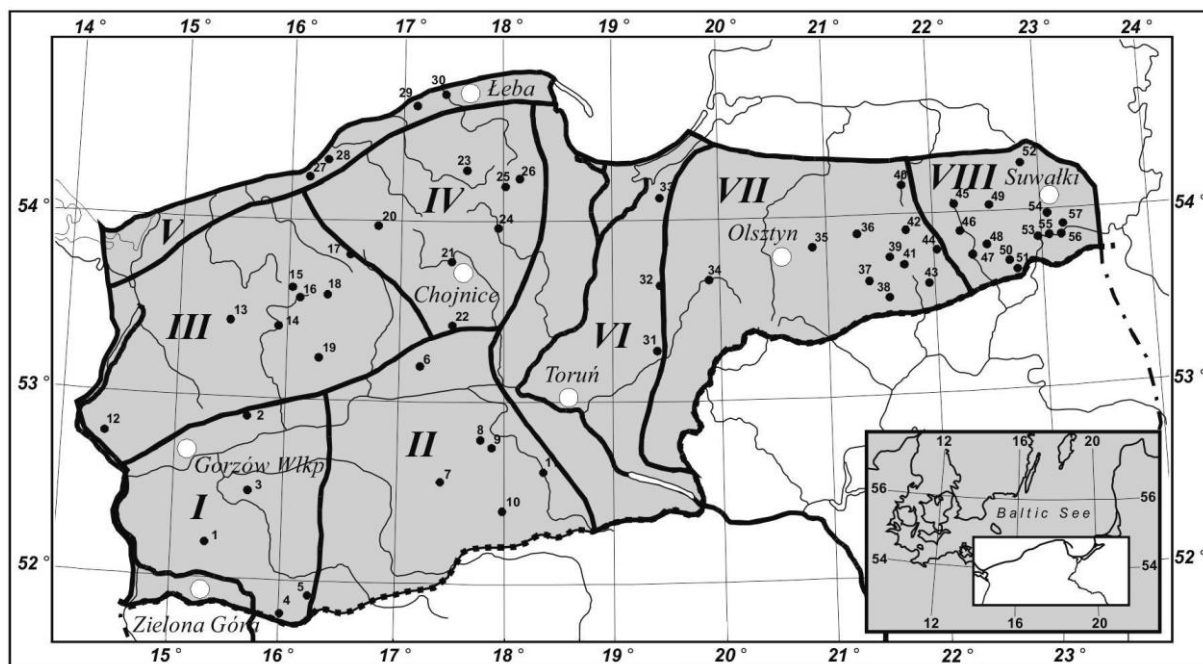
Potwierdzeniem ogólnej tendencji skracania się okresu z pokrywą lodową jest również wyraźne zmniejszenie się jej miąższości. Wszystkie jeziora (za wyjątkiem jez. Jamno) charak-

teryzują się ujemnym trendem (0,2-0,4 cm·rok⁻¹), przy czym wartość trendu wyraźnie wzrastają w kierunku wschodnim (Magnusom i in. 2000, Naumenko i in. 2008). Biorąc pod uwagę przebieg i zmienność głównych cech pokrywy lodowej w latach 1976-2005 autor wydzielił na obszarze Niżu Polskiego charakterystyczne regiony jej występowania (Skowron 2011). Regionalizacja ta oparta jest na podziale Polski na jednostki fizyczno-geograficzne (Kondracki 2011) i w dużym stopniu nawiązuje do regionów klimatycznych przedstawionych przez Wosia (1995).

Przejściowy charakter klimatu Polski zaznacza się wyraźnie w przebiegu wymienionych regionów zlodzenia (ryc. 5. 27). Na zachód od Wisły ich granice układają się równoleżnikowo trzema pasami. Pierwszy obejmuje pobrzeże Bałtyku (region V), drugi obszar Pojezierza Pomorskiego (region III i IV) oraz trzeci obszar Pojezierza Wielkopolskiego (region I i II). Natomiast regiony położone na wschód od wymienionych posiadają układ południkowy (region VI-VIII). Przebieg głównych cech zlodzenia dla 43 jezior położonych na Niżu Polskim, pozwolił na wydzielenie 8 regionów:

- region I – obejmuje głównie Pojezierze Łagowskie oraz zachodnią część Pojezierza Poznańskiego i reprezentowany był przez 5 jezior. Początek pokrywy lodowej pojawiał się przeciętnie w połowie trzeciej dekady grudnia, natomiast jej koniec następował na początku marca. Długość występowania pokrywy lodowej była mniejsza od 60 dni, a jej maksymalna miąższość nie przekraczała 23 cm. Charakterystyczną cechą tych jezior była duża ilość przerw w przebiegu pokrywy lodowej, jej niski stopień trwałości oraz mały udział pokrywy w przebiegu zjawisk lodowych,
- region II – stanowi obszar wschodniej części Pojezierza Poznańskiego oraz Pojezierze Gnieźnieńskie i Chodzieskie. Analizę zlodzenia dokonano w oparciu o 6 jezior. Zjawiska lodowe tylko w niewielkim stopniu różniły się od poprzedniego regionu. Na wyróżnienie zasługuje fakt, iż średnie daty końca występowania pokrywy i zjawisk lodowych charakteryzowały się niewielkimi różnicami między jeziorami,
- region III – jest obszarem zróżnicowanym pod względem krajobrazowym i stanowią go w zachodniej części Pojezierze Myśliborskie, Równina Gorzowska, Pyrzycka i Nowogardzka, natomiast w części środkowej i wschodniej Pojezierze Ińskie, Dobiegniewskie, Drawskie, Wałeckie oraz tereny Wysoczyzny Łobeskiej, Drawskiej i Wałeckiej. Reprezentowało go 8 jezior o zróżnicowanej morfometrii i stosunkach hydrologicznych. Pokrywa lodowa pojawiała się tutaj dopiero w pierwszej dekadzie stycznia, a jej średnia miąższość wynosiła zaledwie 21 cm. Wysoki był również stopień rozproszenia zjawisk lodowych i procentowego udziału pokrywy lodowej w przebiegu zjawisk lodowych,
- region IV reprezentuje 7 jezior położonych na terenie Pojezierza Krajeńskiego, Bytowskiego i Kaszubskiego oraz Wysoczyzny Polanowskiej i Borów Tucholskich. Wspólną cechą tych obszarów jest stosunkowo duże wyniesienie nad poziom morza, co nie pozostawało bez wpływu na warunki klimatyczne i zjawiska lodowe na jeziorach. Zaznaczało się to przede wszystkim w długości występowania pokrywy lodowej i zjawisk lodowych, które wynosiły odpowiednio: 64,4 i 73,7 dni,

- region V – rozciąga się wzdłuż całego wybrzeża Bałtyku i obejmuje 4 jeziora charakteryzujące się najmniejszymi głębokościami i stosunkowo dużymi powierzchniami. Również odmienność klimatyczna tego regionu powodowała, że przebieg zjawisk lodowych cechował się największą odrębnością. Pokrywa lodowa występowała najczęściej między 19.XII i 22.II, a długość jej występowania była najniższą ze wszystkich regionów i wynosiła tylko 50,6 dni. Ponadto wymieniony region charakteryzował się wyjątkowo niskim, procentowym udziałem występowania pokrywy lodowej w przebiegu zjawisk lodowych ($< 75,8\%$), dużą ilością przerw w jej występowaniu (0,7) oraz małym stopniem trwałości pokrywy lodowej (< 80).
- region VI – obejmował dolinę Wisły wraz z przyległymi obszarami, zarówno po jej zachodniej jak i wschodniej stronie. Występowanie pokrywy lodowej na 3 jeziorach, które reprezentowały ten region, cechowało się znacznie dłuższym jej zaleganiem (75,2 dni), przy największej średniej z maksymalnych miąższości (25,8 cm). Pomimo tej cechy jej przebieg charakteryzował się licznymi przerwami (0,7) i stosunkowo wysokim stopniem trwałości ($> 85,8$).



Ryc. 5. 27. Regiony zlodzenia jezior w północnej części Polski, oparte na regionalizacji klimatycznej A. Wosia (1995) wraz ze stacjami meteorologicznymi (według Skowron 2011).

Region I: 1-Niesłysz, 2-Osiek, 3-Lubikowskie, 4-Sławskie, 5-Osłonińskie; **Region II:** 6-Sławianowskie, 7-Lednica, 8-Biskupińskie, 9- Duże Żnińskie, 10-Powidzkie, 11-Gopło; **Region III:** 12-Morzycko, 13-Ińsko, 14-Lubie, 15-Siecino, 16-Drawsko, 17-Nakielno, 18-Rakowskie, 19-Wierzchowo; **Region IV:** 20-Bobięcino Wielkie, 21-Charzykowskie, 22-Sępoleńskie, 23-Jasień, 24-Wdzydze Południowe, 25-Raduńskie Górne, 26-Ostrzyckie; **Region V:** 27-Jamno, 28-Bukowo, 29-Gardno, 30-Łebsko; **Region VI:** 31-Bachotek, 32-Jeziorak, 33-Drużno; **Region VII:** 34-Drwęckie, 35-Dadaj, 36-Juno, 37-Mokre, 38-Nidzkie, 39-Mikołajskie, 40-Mamry, 41-Śniardwy, 42-Jgodne, 43-Roś, 44-Orzysz; **Region VIII:** 45-Litygajno, 46-Łaśmiady, 47-Ełckie, 48-Selmeł Wielki, 49-Olecko Wielkie, 50-Rajgrodzkie, 51-Dręstwo, 52-Hańcza, 53-Necko, 54-Wigry, 55-Białe, 56-Studzieniczne, 57-Serwy.

- region VII – reprezentowany był przez znaczną liczbę jezior (11), o zróżnicowanej wielkości, kształcie i stosunkach głębokościowych. Pokrywa lodowa pojawiała się średnio na początku trzeciej dekady grudnia, a zanikała 12.III. Czas zalegania pokrywy lodowej wynosił prawie 74 dni, a miąższość jej wyraźnie wzrastała do około 28 cm. Konsekwencją tych uwarunkowań było wyraźne zmniejszenie się ilości przerw w występowaniu pokrywy lodowej (0,3) oraz zdecydowane zwiększenie się stopnia trwałości pokrywy (92,9). Charakter ten zachowany był dla wszystkich reprezentowanych tu jezior, co potwierdza stopień rozproszenia (odchylenie standardowe) zarówno dat formowania się pokrywy jak i jej destrukcji oraz stopnia trwałości.
- region VIII – jest pomostem między Krainą Wielkich Jezior Mazurskich a Pojezierzem Wileńskim. W obrębie tej jednostki wyróżnia się: Pojezierze Elckie, Pojezierze Zachodnio- i Wschodnio-Suwalskie oraz Równinę Augustowską. Jedenaście jezior reprezentujących ten region, należy do najgłębszych w Polsce (Choiński, Skowron 1998). Położone są one w rejonie, w którym zima termiczna trwa najdłużej. Średnie miesięczne temperatury powietrza w styczniu i lutym w Suwałkach (1961-2005) wynosiły odpowiednio: -4,4 i -3,9°C. Konsekwencją tych uwarunkowań jest najdłuższy okres z pokrywą lodową, który wynosił powyżej 80 dni, a maksymalna grubość przeciętnie przekraczała 30 cm. Również stopień trwałości pokrywy lodowej powyżej 95% oraz zdecydowanie najmniejsze rozproszenie wszystkich cech zlodzenia między jeziorami potwierdzają odrębność tego regionu.

Rozdział 6. Właściwości optyczne jezior

6.1. Wprowadzenie

Pomiary własności optycznych wód jeziornych stanowią jeden z najbardziej klasycznych kierunków badawczych limnologii fizycznej. Planowe i kompleksowe obserwacje barwy wód jeziornych oraz pomiary ich przezroczystości zapoczątkował w drugiej połowie XIX wieku Forel (1877, 1895) twórca nauki o jeziorach – limnologii. Niedługo później podobne obserwacje prowadzono już w jeziorach austriackich (Liburnau 1898), francuskich (Delebecque 1898), niemieckich (Zacharias 1896, Ule 1898, 1901, Halbfass 1901), szwedzkich (Nordquist 1910, Ekman 1915), włoskich (Garbini 1897), afrykańskich (Hassert 1912), północnoamerykańskich (Birge, Juday 1912, 1933) oraz środkowoamerykańskich (Meek 1908, Juday 1915).

Pierwsze opracowania omawiające zagadnienia przezroczystości wody jezior polskich (tj. położonych w obecnych granicach państwowych) pojawiły się w początkach XX wieku. Na szczególną uwagę zasługują prace, wspomnianych wcześniej geografów niemieckich, Ulego (1898) i Halbfassa (1901), w których opisane zostały jeziora mazurskie i pomorskie, oraz praca Sawickiego i Minkiewicza (1909) poświęcona jeziorom tatrzańskim. W okresie dwudziestolecia międzywojennego porównawcze badania przezroczystości i barwy wody prowadzono w jeziorach Suwalszczyzny (Lityński 1926, Stangenberg 1936) i ponownie w jeziorach tatrzańskich (Szaflarski 1936). W tym czasie rozpoczęto też pierwsze w Polsce pomiary transmisji światła słonecznego w wodach jezior wigierskich, wykorzystując specjalnie w tym celu skonstruowany przez Stenza w roku 1935, aktynometr podwodny (limnoaktynometr) (Stenz 1937, 1938). Należy zaznaczyć, że tego rodzaju badania były wówczas pracami pionierskimi. Wcześniej obserwacje transmisji światła w wodach jeziornych przy pomocy pyrlimnometru realizowali nieliczni tylko limnologzy (Birge, Juday 1929, 1930, 1931, Erikson 1933, Eckel 1935). Badania limnoaktynometryczne kontynuowane były przez Stenza również w okresie po drugiej wojnie światowej (Stenz, Mikulski 1951, Stenz 1953). Stanowiły one impuls do dalszych badań limnoaktynometrycznych jezior polskich (Mackiewicz 1956, Bajerlein 1960, Szukalski, Szynekiewicz 1965, Mikulski 1973, Lange i in. 1978, Faraś-Ostrowska, Lange 1982, Faraś-Ostrowska 1985), a w późniejszym czasie także badań z wykorzystaniem podwodnych kwantometrów (Borowiak, Borowiak 2001, Nowiński i in. 2005) oraz radiometrów spektralnych (Borowiak 2007, 2009, 2011, Ficek 2013).

Zapoczątkowany w drugiej połowie XX wieku w wielu jednostkach naukowych oraz ośrodkach akademickich intensywny rozwój badań limnologicznych, a także objęcie jakości wód jeziornych monitoringiem państwowym przyczyniły się do poszerzenia wiedzy na temat hydrooptyki jezior polskich oraz przyrodniczych uwarunkowań zróżnicowania ich właściwości optycznych. Ponadto badania te umożliwiły zebranie obszernego materiału dokumentacyjnego w zakresie przestrzennej zmienności przezroczystości wód jeziornych, której to pomiary tradycyjnie wykonywane były przy pomocy krążka Secchiego.

Promieniowanie słoneczne jest głównym źródłem energii dla naturalnych procesów (fizycznych, chemicznych i biologicznych) przebiegających na powierzchni Ziemi i w jej atmosferze. Abiotyczne i biotyczne właściwości ekosystemów jeziornych są kształtowane przede wszystkim wielkością przenikającej przez powierzchnię jeziora energii strumienia promieniowania. Energia ta uczestniczy w tak istotnych dla funkcjonowania ekosystemu jeziornego procesach jakimi są ogrzewanie i oświetlenie wody, fotosynteza i produkcja pierwotna, a także większość reakcji chemicznych. Przemieszczanie energii w głąb toni wodnej następuje wskutek bezpośredniej transmisji promieniowania elektromagnetycznego i poprzez wewnętrzną redystrybucję ciepła w wyniku przebiegających w jeziorze procesów termodynamicznych.

Jeziora są systemami przyrodniczymi charakteryzującymi się dodatnim bilansem energetycznym (Lange 1986). Będąc następstwem dodatniego bilansu radiacyjnego znaczne nadwyżki energii częściowo uwalniane są na drodze wymiany ciepła z otoczeniem (odpływ powierzchniowy, parowanie), a w części, poprzez przemiany biochemiczne (fotosynteza), uczestniczą w produkcji materii organicznej deponowanej ostatecznie w formie osadu jeziornego na dnie zbiorników. Ta swoistość ekosystemów jeziornych sprawia, że są one jednymi z najmniej trwałych i szybko ewoluujących elementów środowiska geograficznego. Dlatego też kluczowym zagadnieniem leżącym u podstaw wyjaśniania wewnętrznej organizacji i funkcjonowania poszczególnych ekosystemów jeziornych, a także istniejących pomiędzy jeziorami odrębności przyrodniczych jest rozpoznanie własności optycznych ich wód.

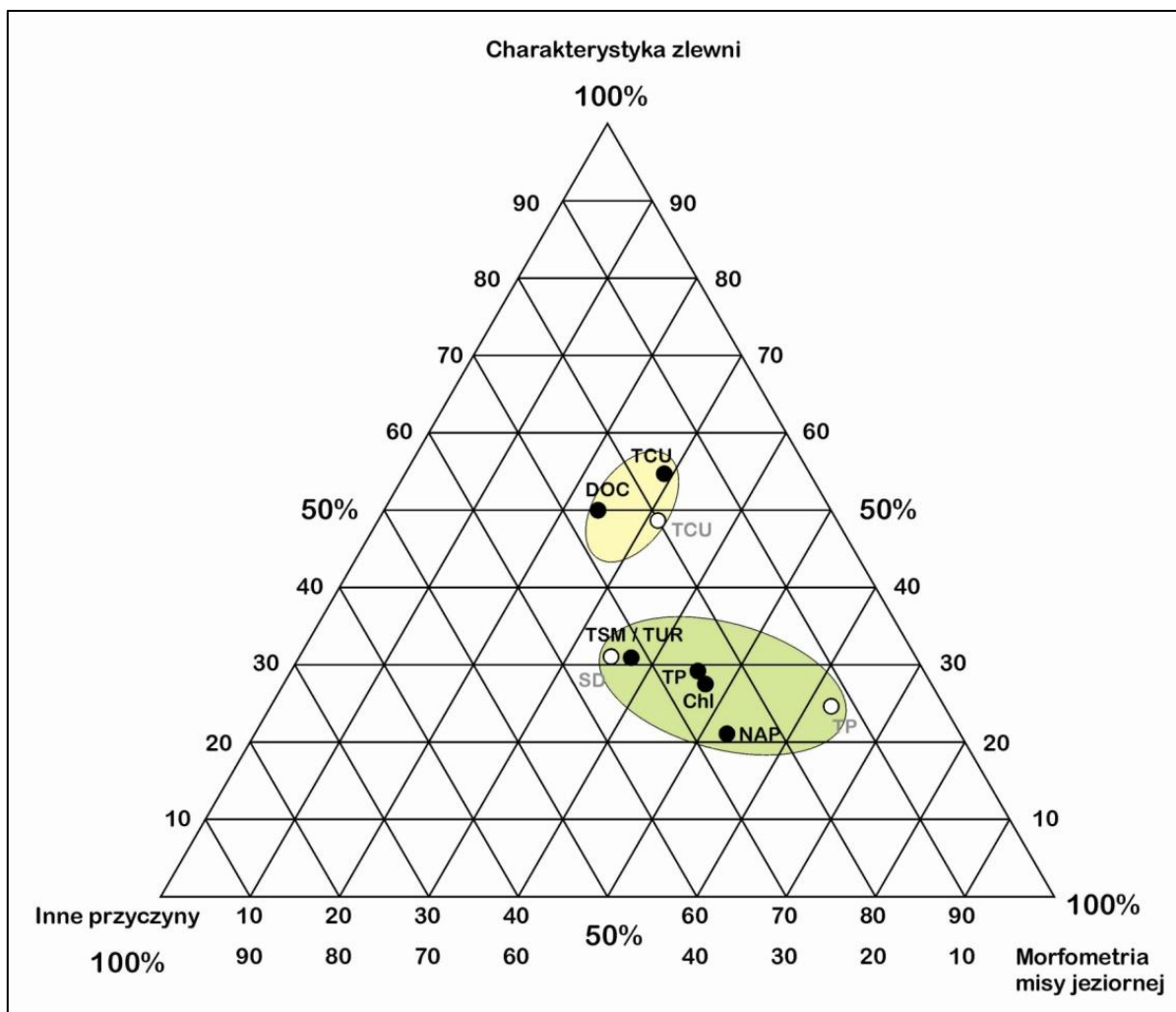
6.2. Środowiskowe uwarunkowania występowania substancji istotnych optycznie

Cechy optyczne jezior kształtowane są całym kompleksem współwystępujących czynników i procesów o różnej skali oddziaływań przestrzennych. Oddziaływania te mają zasięg globalny, strefowy, regionalny i lokalny lub odnoszą się do indywidualnych właściwości morfometrycznych mis jeziornych. Uwarunkowania globalne definiują głównie całkowitą ilość i sezonowe fluktuacje strumienia dopływającej do zbiornika energii promienistej, a także globalną cyrkulację atmosferyczną. Oddziaływania strefowe ujawniają się poprzez przewodnie cechy klimatu, mające z kolei wpływ na składowe bilansu wodnego i cieplnego jeziora oraz jego zlewni. Uwarunkowania regionalne i lokalne kształtują przewodnie charakterystyki przyrodnicze zlewni jako potencjalnego obszaru zewnętrznego zasilania jezior w optycznie istotne składniki oraz dostawy związków biogennych determinujących wielkość wewnętrznej produkcji pierwotnej. Indywidualne cechy morfometryczne mis jeziornych określają zaś odporność ekosystemu jeziornego na wpływ zlewni, pełniąc jednocześnie rolę czynnika modyfikującego siłę oddziaływań zewnętrznych.

Transmisja światła w środowisku wodnym jest kształtowana zarówno własnościami optycznymi samej wody jak też występujących w niej różnych domieszek. W większości

naturalnych wód śródlądowych, zasadniczo zasobnych w rozpuszczone, koloidalne oraz zawieszone domieszki, głównymi optycznie istotnymi składnikami, pochłaniającymi i rozpraszającymi światło, są przede wszystkim rozpuszczona barwna materia organiczna (substancje humusowe) oraz różne formy ożywionej (fitoplankton) i nieożywionej (trypton) materii cząsteczkowej. Analiza oddziaływań czynników regionalnych i lokalnych oraz indywidualnych cech morfometrycznych jezior na kształtowanie się stężeń optycznie istotnych składników wody w jeziorach pomorskich wykazała występowanie dwóch różnych mechanizmów oddziaływań przyrodniczych (Håkanson 2004, Borowiak 2011) (ryc. 6.1). Rozpuszczona barwna materia organiczna (CDOM), której zawartość w wodach jeziornych można wyrazić stężeniami rozpuszczonego węgla organicznego (DOC) lub w jednostkach rzeczywistej barwy wody (TCU), jest przede wszystkim kształtowana czynnikiem regionalnym i lokalnym. Wpływ zlewni jest w takim razie dominujący. Parametry zlewni i struktura użytkowania gruntów w ponad 50% wyjaśniają międzyjeziorne zróżnicowanie CDOM. Wpływ czynnika strefowego (klimatu) sięga 20-25% i jest zbliżony do oddziaływań uwarunkowanych morfometrią misy jeziornej (17-26%). Głównym źródłem substancji humusowych w jeziorach jest więc zlewnia. Wyższe stężenia substancji humusowych występują w jeziorach, których zlewnie cechuje większy odsetek powierzchni torfowisk i obszarów podmokłych, większy wskaźnik lesistości oraz lepiej wykształcona sieć rzeczna i słaba przepuszczalność gruntów. Wpływ czynnika klimatycznego przejawia się natomiast poprzez czasowe fluktuacje oraz przestrzenną zmienność takich elementów klimatu jakimi są temperatura powietrza i wielkość opadów atmosferycznych. Zmiany temperatury kształtują bowiem intensywność procesów rozkładu biomasy organicznej w zlewni, natomiast zróżnicowanie opadów kształtuje zaś potencjał transportowy zlewni oraz wpływa na intensywność wymywania produktów tego rozkładu.

Wartość stężeń zawiesin w wodach jeziornych jest w głównej mierze uwarunkowana oddziaływaniem czynnika strefowego, jakim jest klimat (35-50%). Wpływ czynnika lokalnego i regionalnego (zlewni) sięga 20-30%, natomiast indywidualne cechy morfometryczne mis jeziornych w 25-30% mogą tłumaczyć występujące między jeziorami zróżnicowanie stężeń substancji zawieszonych. W odniesieniu do mechanizmów kształtujących zawartość zawiesin w wodach jeziornych wyraźnemu wzmocnieniu ulega więc rola czynnika strefowego, zredukowany zostaje zaś względny wpływ oddziaływań lokalnych i regionalnych. Wzmocnienie wpływu czynnika strefowego jest rezultatem zarówno bezpośredniego oddziaływania klimatu na abiotyczne cechy samego środowiska wodnego jezior, jak również na przebiegające w ich zlewniach procesy determinujące zasilanie zbiorników w pierwiastki i związki biogenne. Wielkość oraz intensywność produkcji pierwotnej jezior, będącej podstawowym źródłem wewnętrznego zasilania jeziora w zawiesinę organiczną, jest bowiem funkcją temperatury wody oraz dostępności nieorganicznych związków odżywczych.



Ryc. 6.1. Ocena wpływu parametrów zlewni, parametrów morfometrycznych mis jeziornych i oddziaływań strefowych (głównie elementów klimatu) na prognozowanie stężeń substancji istotnych optycznie występujących w wodach śródlądowych oraz wybranych charakterystyk jakościowych wody, przeprowadzona dla zbiorowości jezior polskich (●) oraz skandynawskich (○) (Håkanson 2004, Borowiak 2011) DOC – rozpuszczony węgiel organiczny, TCU – rzeczywista barwa wody, TSM – seston, TUR – mętność nefelometryczna, NAP – trypton, Chl – chlorofil *a*, TP – fosfor ogólny, SD – głębokość widzialności krążka Secchiego.

6.3. Przezroczystość

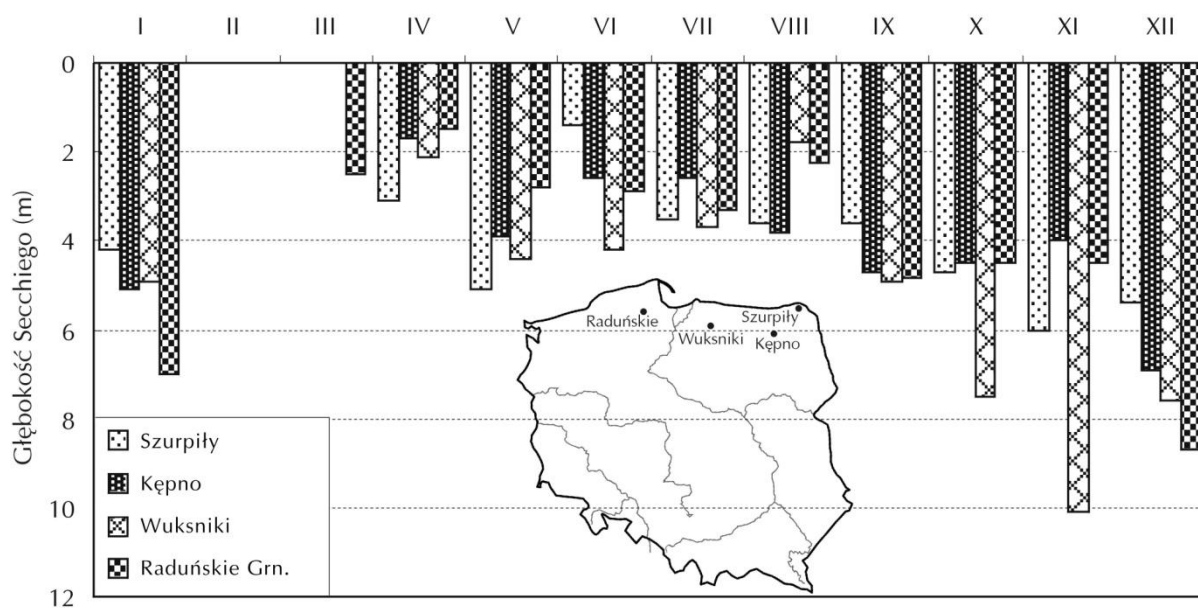
Przezroczystość wody należy do najłatwiej mierzalnych właściwości fizycznych wód jeziornych. W odniesieniu do ekosystemów wód śródlądowych jej wartość określana jest za pomocą standardowej białej tarczy o średnicy około 20-30 cm, zwanej krążkiem Secchiego. W celu wprowadzenia pewnej standaryzacji pomiarów, sprowadzającej się do ustalenia jednolitego tła, względem którego dokonuje się porównania pozornego kontrastu obiektu, stosowane są też wariantowo krążki w modyfikacji Whipplea (1899). Ich tarcze mają naprzemiennie białe i czarne kwadranty. Pomiar przezroczystości wody metodą Secchiego

polega na ustaleniu głębokości, na której zanika widoczny przez obserwatora kontrast pomiędzy obiektem (krążkiem) a tłem (słupem wody nad dnem), względem którego jest on obserwowany. Głębokość ta nazywana jest widzialnością krążka Secchiego lub krótko głębokością Secchiego. Parametr ten jest więc funkcją odbicia światła od powierzchni białej tarczy. Przede wszystkim głębokość ta jest uwarunkowana całkowitym osłabianiem wiązki promieniowania bezpośredniego, ponieważ aby obraz mógł powstać światło musi przemieszczać się bezpośrednio od obiektu do oka obserwatora. W sensie analizy spektralnej przezroczystość wody odnosi się do uśrednionych, w całym zakresie światła widzialnego, wartości absorpcji i rozpraszania promieniowania słonecznego przez wodę oraz zawarte w niej domieszki w warstwie wody określonej widzialnością krążka Secchiego.

Pomimo podnoszenia wielu zastrzeżeń kwestionujących dokładność i obiektywność pomiarów wykonywanych krążkiem Secchiego jest on wciąż powszechnie stosowany w praktyce limnologicznej, zarówno z uwagi na prostotę wykonywanych pomiarów jak też z powodu wypracowania wielu regionalnych lub mających bardziej uniwersalne znaczenie algorytmów operacyjnych wiążących przezroczystość wody ze stężeniami występujących w wodzie optycznie istotnych składników (np. chlorofilu *a*, rozpuszczonej materii organicznej) lub głębokością kolonizacji zbiorników przez makrofity (np. Edmondson 1980, Chambers, Prepas 1988, Tilzer 1988, Borowiak 2005). Wyniki pomiarów przezroczystości wody pozwalają również na szybką, aczkolwiek jedynie przybliżoną, ocenę innych pozornych (tj. będących pochodną własnych cech środowiska wodnego jezior jak też jego reakcji na zmieniające się zewnętrzne warunki oświetlenia) właściwości optycznych wód. Takimi charakterystykami są między innymi głębokość strefy świetlnej (Koenigs, Edmondson 1991, Borowiak 2011) oraz współczynnik dyfuzyjnego osłabiania promieniowania (Arst i in. 2008, Borowiak 2011, Ficek 2013), a także inne miary będące ich pochodnymi. Ponadto w standardowym monitoringu jeziornym widzialność krążka Secchiego, wraz z wartościami stężeń pigmentu chlorofilowego *a* oraz fosforu ogólnego, jest powszechnie używanym parametrem w kontroli eutrofizacji i stanu troficznego jezior.

Przedstawiona charakterystyka przestrzennego zróżnicowania przezroczystości wody największych jezior polskich została wykonana na podstawie materiału dokumentacyjnego zebranego w ramach monitoringu jakości wód jeziornych prowadzonego przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska oraz geograficzne jednostki uniwersyteckie i instytuty badawcze zajmujące się problematyką limnologiczną i zagadnieniami ochrony ekosystemów jeziornych. W efekcie przeprowadzonej kwerendy zgromadzone zostały wyniki terminowych (wiosna, lato) pomiarów przezroczystości wody dla 706 jezior. Pod względem liczebności stanowi to ponad 68% całkowitej liczby jezior polskich o powierzchni większej lub równej 50 ha (wg Jańczak 1996, 1997, 1999). Jako materiał wyjściowy do dalszej analizy porównawczej przyjęto średnie wartości przezroczystości z obu tych terminów (najczęściej pomiary wykonywano w kwietniu i sierpniu) ustalone dla stanowiska zlokalizowanego w największej głębi jeziornej. Stężenia zawieszonych i rozpuszczonych w wodach jeziornych optycznie istotnych składników wykazują wyraźnie uwidaczniającą się zmienność sezonową będącą następstwem okresowych zmian w intensywności i wielkości produkcji pierwotnej jezior, zmian wielkości ładunku dopływającej ze zlewni materii organicznej i mineralnej oraz

sezonowością przebiegających w jeziorach procesów termodynamicznych. W konsekwencji sezonowym zmianom podlegają także właściwości optyczne wód jeziornych. Najczęściej w jeziorach strefy umiarkowanej najniższa przezroczystość obserwowana bywa wiosną, w czasie zakwitów okrzemkowych, lub latem, kiedy występują zakwity zielenicowe lub sinicowe. Jedynie w wypadku jezior silnie zabarwionych rozpuszczoną materią organiczną (substancje humusowe) sezonowość ta jest słabiej zaznaczona z racji ogólnie niskiej przezroczystości wód jezior dystroficznych. Tym samym wykorzystane w analizie wiosenne oraz letnie wyniki pomiarów przezroczystości wody odzwierciedlają najgorsze własności optyczne badanych jezior (ryc. 6.2).



Ryc. 6.2. Zmienność przezroczystości wody jezior: Szurpiły (Pojezierze Litewskie – Pojezierze Wschodniosuwalskie), Kępno (Pojezierze Mazurskie – Równina Mazurska), Wuksniki (Pojezierze Mazurskie – Pojezierze Olsztyńskie) oraz Raduńskie Górne (Pojezierze Wschodniobałtyckie – Pojezierze Kaszubskie) w roku 2011.

Z uwagi na przestrzenną rozległość rozpatrywanego obszaru i potrzebę uwzględnienia jak największej zbiorowości badanych obiektów w opracowaniu wykorzystane zostały dane pochodzące z monitoringu jeziornego prowadzonego przede wszystkim w bazowym okresie obejmującym dziesięciolecie 2001-2010. Pomiar z lat wcześniejszych uwzględniano jedynie w takich wypadkach, gdy dla któregoś z jezior nie dysponowano żadnymi wynikami pomiarowymi z okresu bazowego, a było ono wcześniej badane. Dolne ograniczenie czasowe dla zbioru danych stanowił definitywnie rok 1991. Ostatecznie zgromadzono informacje wyjściowe z następujących okresów pomiarowych: lata 1991-1995 – 4,3% ogólnej liczby analizowanych jezior, lata 1996-2000 – 9,6% liczby jezior, lata 2001-2005 – 32,0% liczby jezior, 2006-2010 – 29,7% liczby jezior oraz 24,4% jezior badanych już po 2010 roku. Szczegółowe zestawienie procentowego udziału liczby, powierzchni oraz całkowitej retencji wód ujętych w niniejszym opracowaniu jezior w odniesieniu do ogółu największych jezior Polski wykonane w podziale regionalnym (podprovincje, makroregiony) oraz administracyjnym (województwa) podano w tabeli 6.1 i 6.2.

Tabela 6.1. Liczebność, sumy powierzchni zwierciadła wody (ha) oraz pojemności jezior (hm³) zestawione w podziale na regiony fizyczno-geograficzne (podprovincje i makroregiony) dla zbioru jezior polskich o powierzchni większej lub równej 50 ha, w których wykonano pomiary widzialności krążka Secchiego.

Region	Liczba jezior			Powierzchnia jezior			Pojemność jezior		
	ogółem	badane	%	ogółem	badane	%	ogółem	badane	%
Pobrzeża Południowobałtyckie	44	37	84,1	28175,7	26704,8	94,8	1267,48	1241,06	97,9
<i>Pobrzeże Szczecińskie</i>	24	20	83,3	7817,8	7433,5	95,1	805,41	798,18	99,1
<i>Pobrzeże Koszalińskie</i>	19	16	84,2	18911,9	17825,3	94,3	444,72	425,53	95,7
<i>Pobrzeże Gdańskie</i>	1	1	100	1446,0	1446,0	100	17,35	17,35	100
Pobrzeża Wschodniobałtyckie	5	2	40,0	685,1	179,3	26,2	10,72	2,78	25,9
Pojezierza Południowobałtyckie	651	481	73,4	106323,1	87640,9	82,4	7063,14	5920,03	83,8
<i>Poj. Zachodniopomorskie</i>	91	53	58,2	14812,1	10477,2	70,7	1326,11	1066,78	80,4
<i>Poj. Wschodniopomorskie</i>	39	39	100	5305,0	5305,0	100	414,66	414,66	100
<i>Poj. Południowopomorskie</i>	199	139	69,9	32318,7	25409,9	78,6	2371,36	1846,79	77,9
<i>Poj. Iławskie</i>	51	40	78,4	12054,1	11037,6	91,6	540,16	493,95	91,5
<i>Poj. Chełmińsko-Dobrzyńskie</i>	62	57	91,9	8872,9	8296,0	93,5	552,51	526,55	95,3
<i>Poj. Lubuskie</i>	28	24	85,7	3708,2	3280,3	88,5	254,23	231,95	91,2
<i>Poj. Wielkopolskie</i>	128	92	71,3	22432,4	18663,2	83,2	1341,74	1140,98	85,0
<i>Poj. Leszczyńskie</i>	21	15	71,4	3311,2	2854,6	86,2	132,40	123,42	93,2
<i>Wzniesienia Zielonogórskie</i>	3	2	66,7	255,7	203,6	79,6	2,70	1,32	48,9
<i>Prad. Toruńsko-Eberswaldzka</i>	22	15	68,2	2469,9	1543,1	62,5	97,31	49,78	51,2
<i>Prad. Warciańsko-Odrzańska</i>	6	4	66,7	622,0	409,5	65,8	22,93	16,82	73,4
<i>Dolina Dolnej Wisły</i>	1	1	100	160,9	160,9	100	7,03	7,03	100
Pojezierza Wschodniobałtyckie	308	168	54,5	95084,3	71822,4	75,5	8021,80	6423,48	80,1
<i>Poj. Litewskie</i>	63	44	69,8	12037,4	10105,2	84,0	1339,13	1188,52	88,8
<i>Poj. Mazurskie</i>	245	124	50,6	83046,9	61717,2	74,3	6682,67	5234,96	78,3
Polesie	14	14	100	1381,0	1381,0	100	64,47	64,47	100
Niziny Środkowopolskie	7	3	42,9	802,8	424,3	52,9	39,02	27,53	70,6
Niziny Sasko-Łużyckie	1	–	–	100,5	–	–	3,93	–	–
Wys. Podlasko-Białoruskie	1	1	100	235,6	235,6	100	6,22	6,22	100
Razem	1031	706	68,5	232785,5	188388,3	80,9	16476,78	13685,56	83,1

Tabela 6.2. Liczebność, sumy powierzchni zwierciadła wody (ha) oraz pojemności jezior (hm³) zestawione w podziale na województwa dla zbioru jezior polskich o powierzchni większej lub równej 50 ha, w których wykonano pomiary widzialności krążka Secchiego.

Województwo	Liczba jezior			Powierzchnia jezior			Pojemność jezior		
	ogółem	badane	%	ogółem	badane	%	ogółem	badane	%
dolnośląskie	2	–	–	154,0	–	–	4,52	–	–
kujawsko-pomorskie	122	108	88,5	16837,1	15291,6	90,8	900,80	818,04	90,8

lubelskie	16	16	100	1589,8	1589,8	100	71,52	71,52	100
lubuskie	59	51	86,4	7954,5	7463,7	93,8	510,20	495,14	97,1
mazowieckie	6	–	–	1147,5	–	–	53,83	–	–
podlaskie	60	47	78,3	13558,4	12301,0	90,7	1458,12	1376,62	94,4
pomorskie	150	150	100	34428,0	34428,0	100	1980,73	1980,73	100
warmińsko-mazurskie	310	164	52,9	97831,3	74017,0	75,7	7342,02	5751,21	78,3
wielkopolskie	129	88	68,2	18873,7	15184,8	80,5	1077,78	904,25	83,9
zachodniopomorskie	177	82	46,3	40413,2	28112,4	69,6	3077,26	2288,06	74,4
Razem	1031	706	68,5	232785,5	188388,3	80,9	16476,78	13685,56	83,1

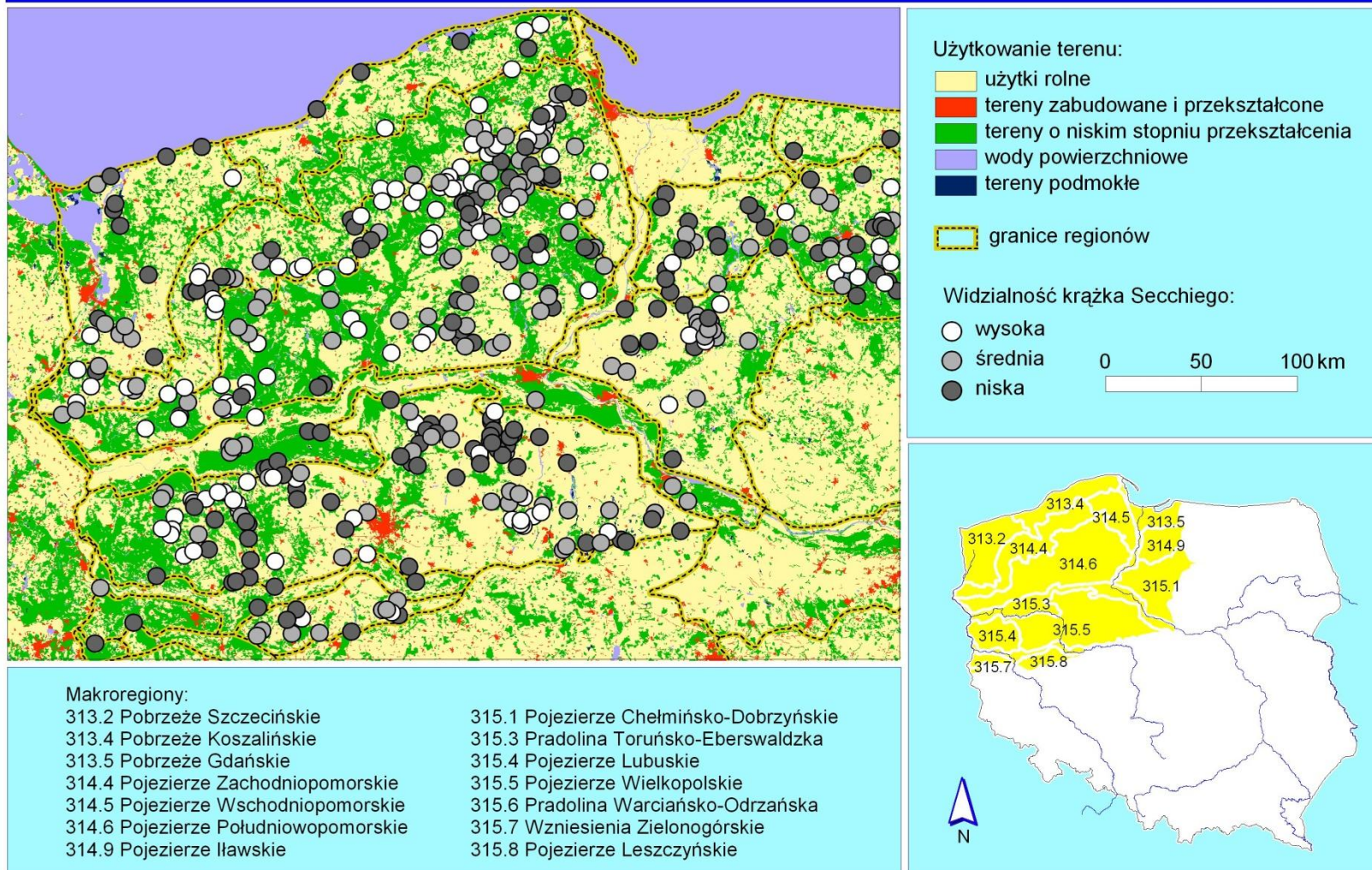
Wyrażona widzialnością krążka Secchiego średnia przezroczystość wody w analizowanej zbiorowości największych jezior polskich wyniosła 1,87 m, a wartość środkowa 1,58 m. Jednocześnie średni błąd standardowy oszacowania średniej wyniósł 0,045 m, a szerokość przedziału wokół mediany, który obejmował 50% centralnych wyników pomiarów (tzw. rozstęp kwartylowy) wyznaczały głębokości 0,95 i 2,60 metra. Z powyższego przeglądu podstawowych statystyk opisowych wynika, że przezroczystość wody jezior polskich jest stosunkowo nieduża. Jedynie w 176 rozpatrywanych obiektach krążek Secchiego był dostrzegany na głębokościach większych niż wartość górnego kwartyla wynosząca 2,60 m. Zakres całkowitej zmienności przezroczystości określają z kolei wartości skrajne zbioru analizowanych danych wynoszące, odpowiednio, 0,20 (Liwia Łuża) i 7,20 (Białe Wigierskie, Ostrowite) metra. Podane przezroczystości są wartościami uśrednionymi, określonymi na podstawie pomiarów wykonanych w dwóch terminach: wiosennym i letnim. Z uwagi na wspomnianą sezonową zmienność tak składu, jak też proporcji oraz stężeń optycznie istotnych składników wód jeziornych, bezwzględne maksima przezroczystości mieszczą się w dużo szerszym przedziale zmienności. Najniższą widzialność krążka Secchiego pośród niżowych jezior polskich, wynoszące 0,10 m, stwierdzono w jeziorach: Liwia Łuża (Pobrzeże Szczecińskie) i Tonowskie (Poj. Wielkopolskie). W wypadku obu jezior tak skrajnie niska przezroczystość wody powodowana była nadmiernymi stężeniami zawiesin, głównie zawiesin organicznych (stężenia chlorofilu a powyżej $90 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$). Na niską przezroczystość wody tych jezior pośredni wpływ wywarły też niewątpliwie ich skrajnie niekorzystne charakterystyki głębokościowe, sprzyjające resuspensji cząstek mineralnych i organicznych zdeponowanych wcześniej w osadach dennych. Jeziora te charakteryzują się bowiem jednymi z najniższych w całej badanej zbiorowości jezior głębokościami średnimi, odpowiednio, 0,9 m (Jez. Liwia Łuża) i 1,9 m (Jez. Tonowskie). O istotnej roli resuspensji w kształtowaniu przezroczystości wody wspomnianych jezior świadczyć też mogą ponadprzeciętne stężenia związków biogenych występujących w powierzchniowej warstwie wody, szczególnie fosforu ogólnego, którego średnioroczne stężenia w tych zbiornikach przekraczały znacząco $0,50 \text{ mg P dm}^{-3}$. Stwierdzone z kolei, na podstawie pomiarów terminowych, największe głębokości widzialności krążka Secchiego (przekraczające niejednokrotnie 10 m) odnotowano między innymi w jeziorach: Hańcza (Poj. Litewskie) – 11,8 m oraz Wukniki (Poj. Mazurskie) – 10,1 m (ryc. 6.2). Nierzadkie były też przypadki jezior, w których maksymalne wartości roczne przezroczystości przekraczały 8 metrów. W grupie tej znalazły się między innymi jeziora: Raduńskie Górne (Poj. Wschodniopomorskie) – 8,7 m, Budzisławskie (Poj. Wielkopolskie) – 8,5 m, Ostrowite (Poj. Południowopomorskie) – 8,5 m. Przykład Jeziora Raduńskiego

dowodzi, że nawet jeziora które w okresie wiosenno-letnim mają średnią przezroczystość wody nieznacznie tylko przekraczającą wartość kwartyła 75% (2,60 m), w fazie całkowitego zlodzenia lub w okresie poprzedzającym ustalenie się stałej pokrywy lodowej mogą cechować się znacznie większą przezroczystością wody i widzialnością krążka Secchiego powyżej 8 m (ryc. 6.2).

W przestrzennym zróżnicowaniu przezroczystości wody jezior polskich rysują się pewne ogólne prawidłowości (ryc. 6.3 i 6.4), niezależnie od tego czy podstawą prowadzonej analizy jest podział na regiony fizyczno-geograficzne czy jednostki administracyjne. W obu podziałach zdefiniowane mogą być trzy wyraźnie wyodrębniające się, względnie jednorodne obszary, których jeziora wykazują różne charakterystyki optyczne wód. Umownie można je podzielić na obszary z jeziorami o dużej, średniej i małej przezroczystości wody, jednakże w zależności od przyjętego kryterium podziału przestrzennego poszczególnym jednostkom terytorialnym przypisane będą odmienne charakterystyki przewodnie przezroczystości. Wśród jednostek fizyczno-geograficznych w randze makroregionów tylko Pojezierze Litewskie cechuje się największym nagromadzeniem jezior o względnie dużej przezroczystości (ryc. 6.5). Jej średnia wartość dla jezior z tego makroregionu, wynosząca 3,05 m, jest o ponad 63% większa od średniej wyznaczonej dla całej zbiorowości badanych jezior polskich. Co więcej, 75% jezior tego makroregionu ma przezroczystość większą od średniej ogólnopolskiej. Tak duża przejrzystość wód jezior położonych w granicach Pojezierza Litewskiego kształtowana jest przede wszystkim małymi stężeniami zawiesin, głównie fitoplanktonu. Średnie stężenie chlorofilu *a* w grupie jezior tego makroregionu okazało się być najniższe i wyniosło $8,8 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$. Dodatkowym czynnikiem wpływającym na ponadprzeciętną przezroczystość wód jezior Pojezierza Litewskiego są sprzyjające cechy morfometryczne ich mis jeziornych. Przejawiają się one, po pierwsze, największymi głębokościami maksymalnymi (przeciętnie 28,9 m), średnimi (9,5 m) oraz względnymi (2,1%), a po wtóre, wysokimi wartościami wskaźnika trwałości mis jeziornych (1,85), który odzwierciedla wpływ strefy litoralnej na objętość zbiornika. Takie cechy sprawiają, że jeziora te znajdują się zasadniczo w początkowym stadium ewolucji mis jeziornych, a tym samym są dużo mniej podatne na wtórne zasilanie materią zawieszoną i związkami biogennymi, których źródło stanowią osady jeziorne.

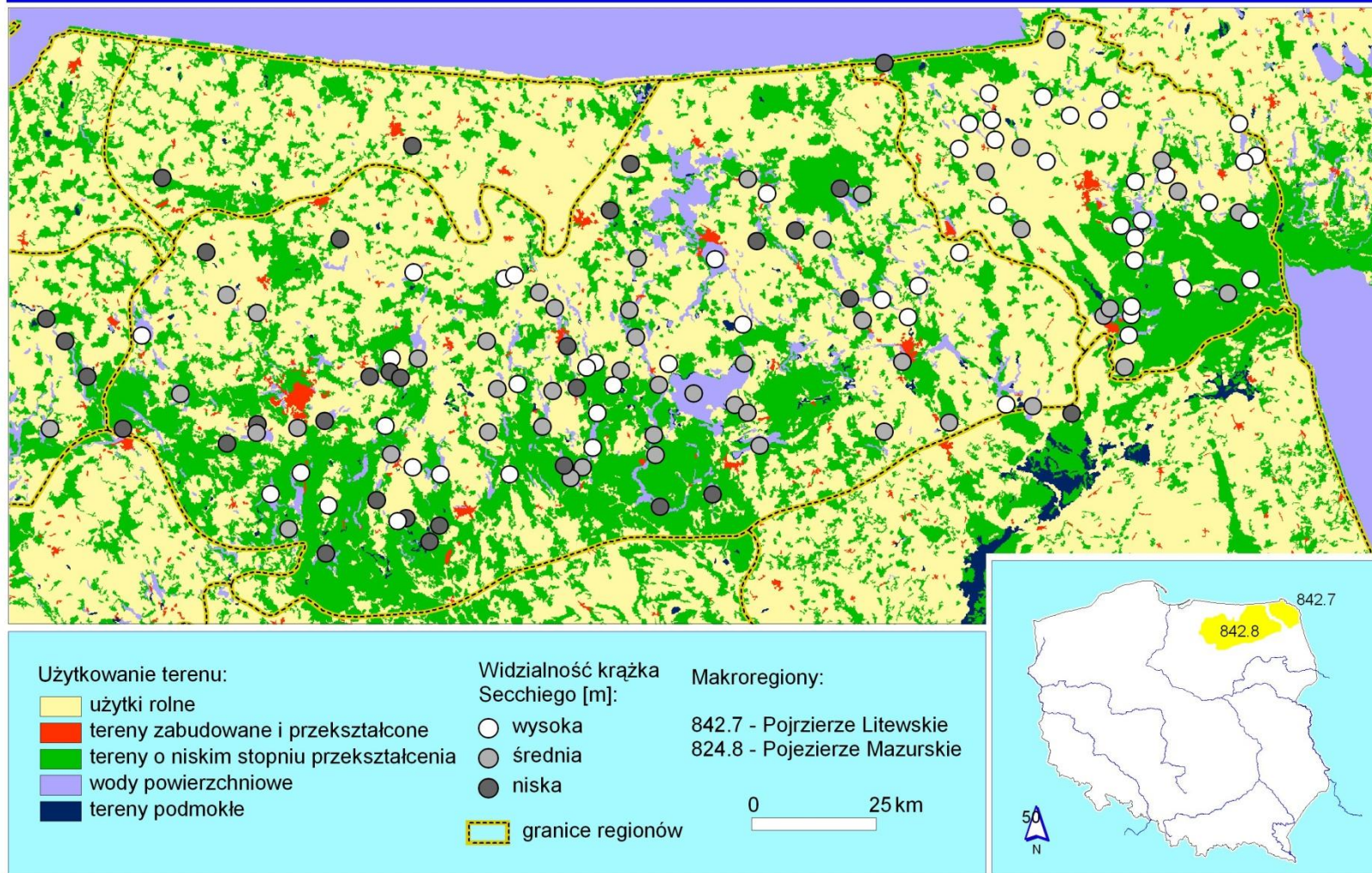
Drugą grupę tworzą jeziora Pojezierza Mazurskiego, Pojezierza Zachodniopomorskiego i Pojezierza Południowopomorskiego (ryc. 6.5). Średnia przezroczystość wody jezior tych makroregionów mieści się w zakresie widzialności krążka Secchiego od 1,99 do 2,11 m. Także i w tych zgrupowaniach jeziornych jest ona wyższa od średniej ogólnopolskiej. Stwierdzone różnice pomiędzy średnimi wartościami przezroczystości obliczonymi dla jezior Pojezierza Litewskiego oraz jezior pojezierzy zaliczonych do grupy drugiej (średnio przezroczyste), wynoszące od 0,94 m (Pojezierze Zachodniopomorskie) do 1,06 m (Pojezierze Południowopomorskie), okazały się statystycznie istotne ($p < 0,001$).

Pobrzeża i Pojezierza Południowobałtyckie - widzialność krążka Secchiego

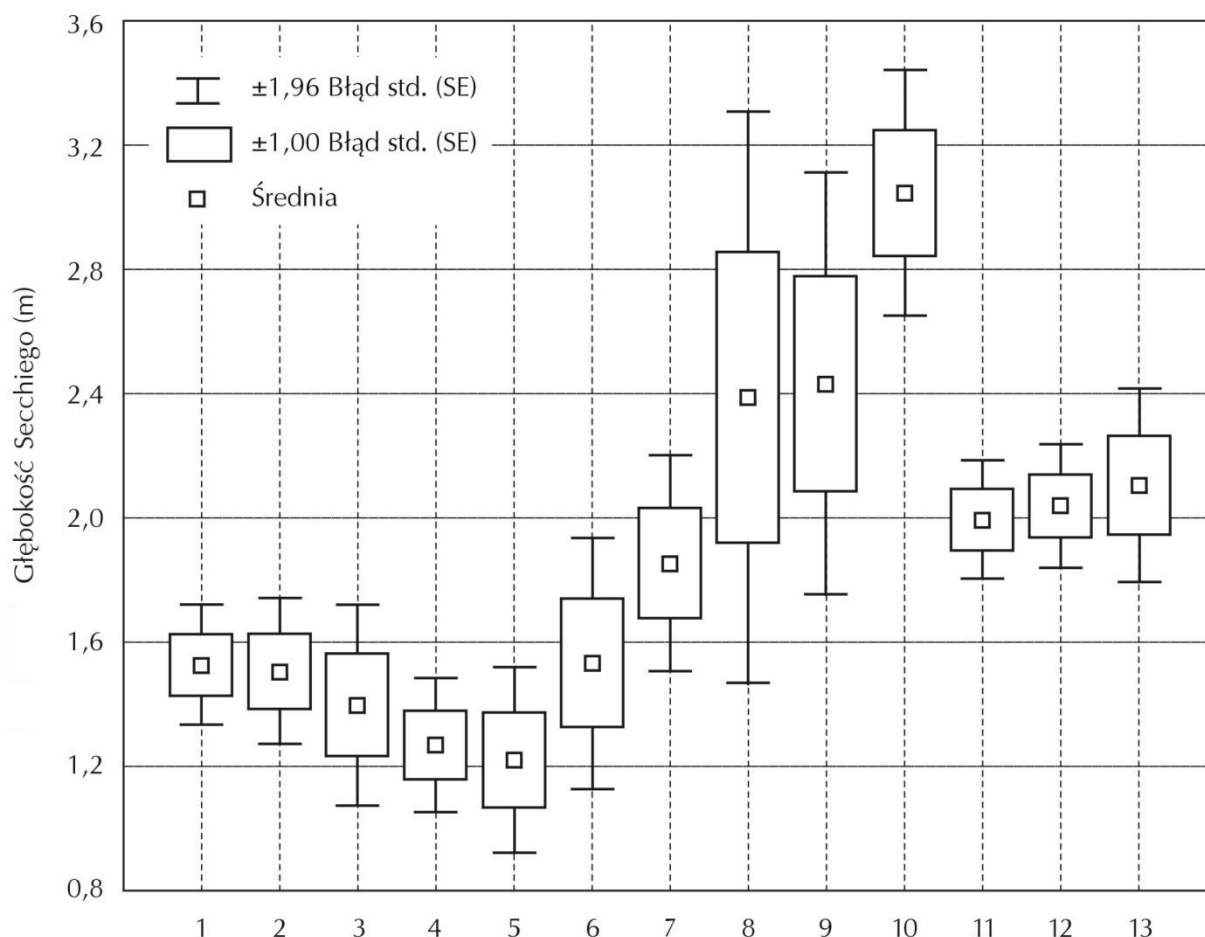


Ryc. 6.3. Geograficzne zróżnicowanie widzialności krążka Secchiego w wodach jezior Pobrzeży i Pojezierzy Południowobałtyckich.

Pojezierza Wschodniobałtyckie - widzialność krążka Secchiego

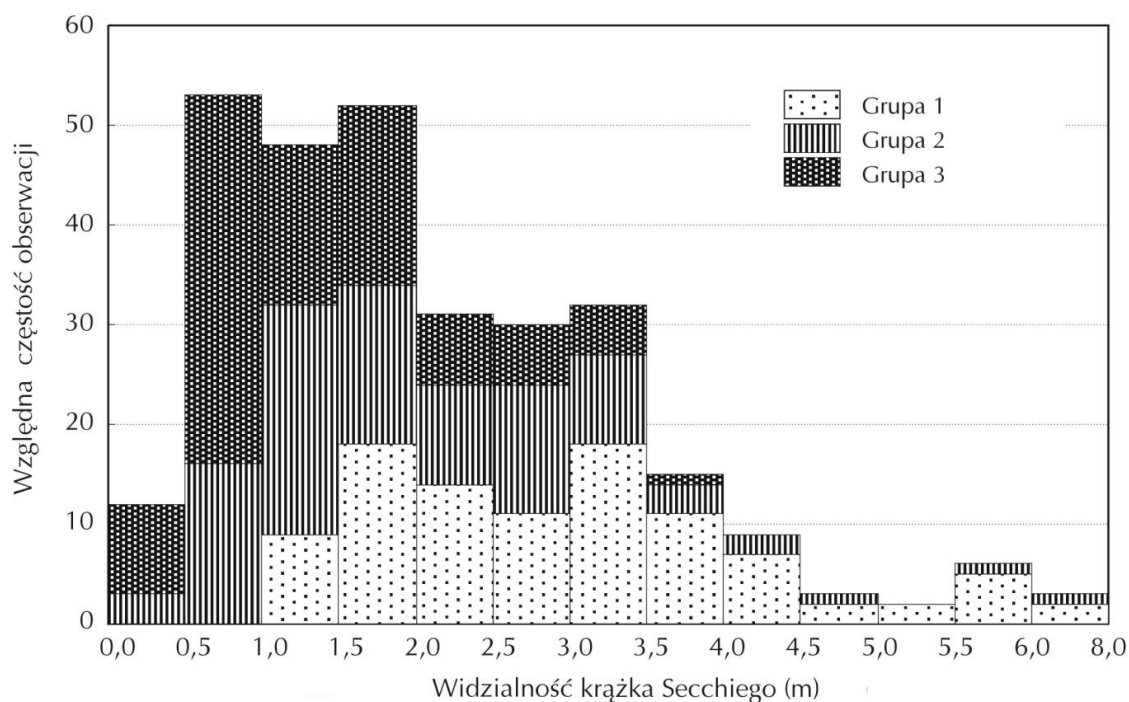


Ryc. 6.4. Geograficzne zróżnicowanie widzialności krążka Secchiego w wodach jezior Pojezierzy Wschodniobałtyckich.



Ryc. 6. 5. Średnia i błąd standardowy średniej przezroczystości wody jezior wybranych makroregionów fizyczno-geograficznych Polski: 1 - Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, 2 - Pojezierze Wielkopolskie, 3 - Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka i Pradolina Warciańsko-Odrzańska, 4 - Pojezierze Iławskie, 5 - Pobrzeże Szczecińskie, Pobrzeże Koszalińskie i Pobrzeże Gdańskie, 6 - Pojezierze Leszczyńskie, 7 - Pojezierze Wschodniopomorskie, 8 - Polesie Zachodnie, 9 - Pojezierze Lubuskie, 10 - Pojezierze Litewskie, 11 - Pojezierze Południowopomorskie, 12 - Pojezierze Mazurskie, 13 - Pojezierze Zachodniopomorskie.

Do trzeciej grupy, czyli regionów z jeziorami o małej przezroczystości wody, zostały zaliczone Pobrzeża Południowobałtyckie (Szczecińskie, Koszalińskie i Gdańskie), Pojezierze Iławskie, Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie i Pojezierze Wielkopolskie, a także Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka i Pradolina Warciańsko-Odrzańska (ryc.6.5). Przezroczystości średnie w tych zgrupowaniach jeziornych mieściły się w zakresie od 1,22 m (pas pobrzeży) do 1,52 m (Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie). Różnice pomiędzy średnimi obliczonymi dla makroregionów fizyczno-geograficznych, których jeziora cechuje mała oraz średnia przezroczystość wody również okazały się statystycznie istotne, chociaż poziom istotności był nieco mniejszy ($p < 0,03$). Uogólniony obraz zaobserwowanych względnych różnic w przezroczystości wody jezior trzech wydzielonych grup makroregionów przedstawiono na rycinie 6.6.

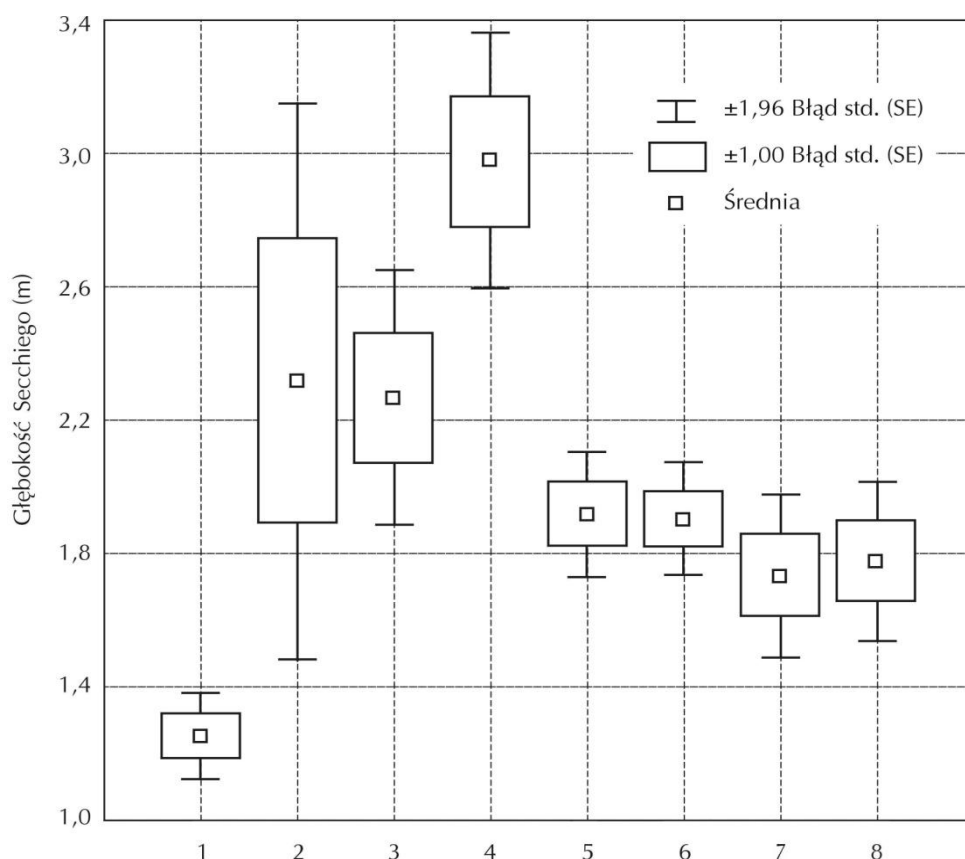


Ryc. 6. 6. Względny rozkład częstości widzialności krążka Secchiego w jeziorach polskich w podziale na makroregiony o dużej (Grupa 1), średniej (Grupa 2) oraz małej (Grupa 3) przezroczystości wody. Rzeczywiste częstości zostały odniesione do umownej, stałej liczby jezior równej 100 w każdej z wydzielonych grup.

Pozostałe makroregiony, nie włączone do żadnej z wyżej wymienionych zbiorowości, skupiają jeziora o bardzo niejednorodnych cechach optycznych. Jeziora Polesia Zachodniego i Pojezierza Lubuskiego, o średniej widzialności krążka Secchiego rzędu 2,40 m oraz bardzo wysokich wewnątrzregionalnych współczynnikach zmienności przezroczystości (0,70-0,74) można określić jako charakteryzujące się przezroczystością wody pośrednią pomiędzy zaobserwowanymi w grupie pierwszej i drugiej. Mimo czytelných różnic ich średniej przezroczystości względem makroregionów grupujących jeziora o przezroczystości dużej oraz średniej, sięgających 0,30-0,60 m, przeprowadzona analiza średnich nie wykazałaby różnice te były statystycznie istotne. Jest to w dużej mierze spowodowane znacznymi błędami standardowymi średnich wyznaczonych dla jezior Pojezierza Lubuskiego (0,35 m) i Polesia Zachodniego (0,47 m) będących następstwem niewielkiej liczebności obu prób. Zważywszy, iż analizie poddano zbiory danych pomiarowych obejmujących od 85,7 do 100% elementów z obu populacji generalnych (tab.6.1) można przyjąć, że wyznaczone średnie przezroczystości z prób dla tych makroregionów nie odbiegają znacząco lub nie różnią się od wartości średnich z populacji. Podobnie przejściowe cechy ujawniają jeziora Pojezierza Wschodniobałtyckiego i Pojezierza Leszczyńskiego. W wypadku jezior tych makroregionów można stwierdzić zaś, że średnia przezroczystość ich wód nie wykazuje istotnych różnic w stosunku do jezior z grupy drugiej i trzeciej, czyli odznaczających się małą i średnią przezroczystością. Różnice między wartościami średnimi nie przekraczały 0,65 m. Tak zarysowane odrębności w międzyregionalnym zróżnicowaniu przezroczystości wody potwierdzone zostały również wynikami analizy wariancji. Podstawowe statystyki opisowe przezroczystości wód jeziornych wszystkich analizowanych makroregionów i podprovincji zebrano w tabeli 6.3.

Tabela 6.3. Podstawowe statystyki opisowe zróżnicowania przezroczystości wody jezior poszczególnych makroregionów fizyczno-geograficznych: SD – odchylenie standardowe, SE – błąd standardowy średniej.

Region	Minimu	Maksimu	Mediana	Rozstęp	Średnia	SD	SE
Pobrzeża	0,20	3,40	0,80	0,55-1,75	1,22	0,93	0,15
Pradoliny	0,50	2,90	1,20	0,70-2,10	1,40	0,72	0,16
Poj. Zachodniopomorskie	0,30	5,75	2,00	1,15-2,70	2,11	1,16	0,16
Poj. Wschodniopomorskie	0,45	4,85	1,55	0,95-2,85	1,86	1,11	0,18
Poj. Południowopomorskie	0,40	7,15	1,80	1,10-2,90	1,99	1,15	0,08
Poj. Iławskie	0,40	3,90	1,08	0,73-1,65	1,27	0,70	0,11
Poj. Chełmińsko-Dobrzyńskie	0,60	3,45	1,40	0,90-1,95	1,52	0,75	0,10
Poj. Lubuskie	0,50	6,10	1,70	0,90-3,88	2,43	1,70	0,35
Poj. Wielkopolskie	0,30	6,10	1,08	0,70-2,00	1,51	1,16	0,12
Poj. Leszczyńskie	0,50	3,80	1,20	1,00-1,90	1,53	0,80	0,21
Poj. Litewskie	1,10	7,20	2,95	1,95-3,73	3,05	1,34	0,20
Poj. Mazurskie	0,50	6,50	1,80	1,20-2,70	2,04	1,13	0,10
Polesie Zachodnie	0,50	6,00	1,95	1,25-3,00	2,39	1,76	0,47



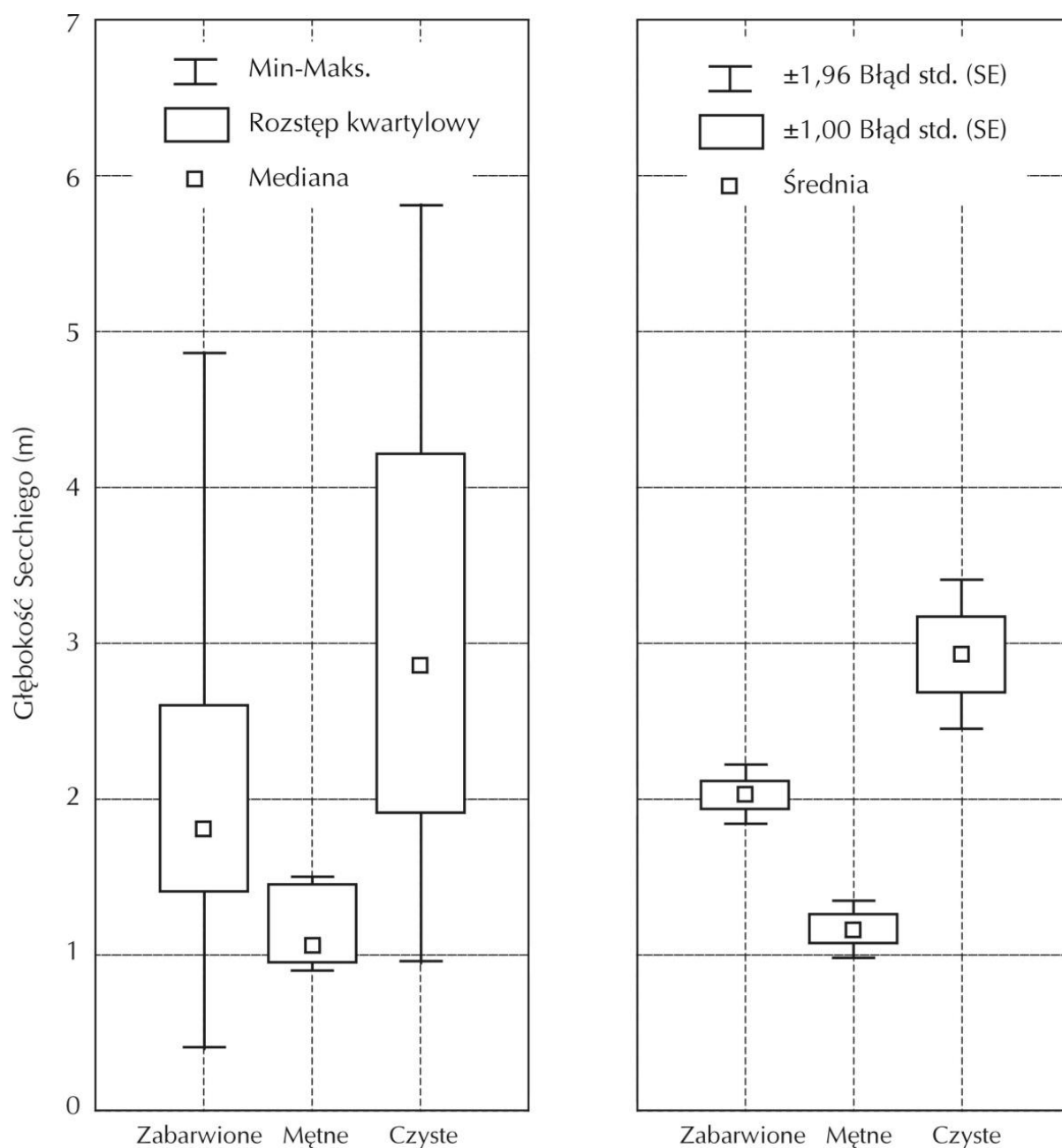
Ryc. 6.7. Średnia i błąd standardowy średniej przezroczystości wody jezior wybranych jednostek zasadniczego podziału terytorialnego Polski: 1 – woj. kujawsko-pomorskie, 2 – woj. lubelskie, 3 – woj. lubuskie, 4 – woj. podlaskie, 5 – woj. pomorskie, 6 – woj. warmińsko-mazurskie, 7 – woj. wielkopolskie, 8 – woj. zachodniopomorskie.

Dokonując analogicznej analizy geograficznego zróżnicowania przezroczystości wód jeziornych, jednak tym razem w podziale na jednostki administracyjne (województwa), uzyskano podobny obraz zmian przestrzennych. W ramach podziału administracyjnego Polski są również czytelne trzy jednorodne grupy jednostek skupiających jeziora, odpowiednio o dużej, średniej i małej przezroczystości (ryc. 6.7). Najbardziej niekorzystne warunki transmisji światła występują w jeziorach województwa kujawsko-pomorskiego. Średnia przezroczystość wyniosła tam zaledwie 1,25 m. Grupę jezior kujawsko-pomorskich charakteryzuje ponadto najmniejsza dyspersja wokół wartości centralnej ($Me = 1,00$ m), której zakres definiują wartości dolnego i górnego kwartyła wynoszące odpowiednio 0,70 i 1,70 m. Skrajnie przeciwstawne, w stosunku do jezior kujawsko-pomorskich, własności optyczne wód przejawiają jeziora województwa podlaskiego, których średnią przezroczystość określa, ponad dwukrotnie większa widzialność krążka Secchiego (2,97 m). Średnia przezroczystość wody rzędu 1,70-1,90 m charakteryzuje zaś jeziora województw: zachodniopomorskiego, pomorskiego, warmińsko-mazurskiego i wielkopolskiego. Analizując przezroczystość wody jezior zgodnie z ich położeniem w granicach jednostek administracyjnych można również wydzielić województwa grupujące jeziora mające cechy pośrednie. Średnia przezroczystość jezior w tych województwach wynosi od 2,25 (lubuskie) do 2,30 m (lubelskie). Jeziora województw lubelskiego i lubuskiego tworzą grupę zbiorników o cechach przejściowych pomiędzy jeziorami o dużej przezroczystości (podlaskie) i przezroczystości średniej (zachodniopomorskie, pomorskie, warmińsko-mazurskie, wielkopolskie). Zróżnicowanie przezroczystości wody jezior w podziale na województwa nawiązuje ściśle do podziału opartego na regionalizacji fizyczno-geograficznej Polski. Wysoka przezroczystość wód jezior województwa podlaskiego wynika z oczywistego faktu, że ponad 90% badanych jezior to jeziora Pojezierza Litewskiego, charakteryzującego się występowaniem jezior o dużej przezroczystości wody. Podobnie przezroczystość wody jezior województwa lubelskiego kształtują przede wszystkim jeziora Polesia Zachodniego stanowiące 87% ogólnej liczby jezior tego województwa. Najniższa przezroczystość wody jezior kujawsko-pomorskich to z kolei efekt dominacji w tym województwie jezior położonych w granicach makroregionów grupujących jeziora o małej przezroczystości wody. Blisko 80% jezior to zbiorniki położone na Pojezierzach: Iławskim, Chełmińsko-Dobrzyńskim i Wielkopolskim oraz w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej.

6.4. Czynniki kształtujące przezroczystość wody

Wartości stężeń podstawowych form optycznie istotnych składników obecnych w wodach śródlądowych (rozpuszczona barwna materia organiczna, zawiesina ogólna) umożliwia podział badanych jezior na trzy kategorie. Podział ten oparty na fizycznych wskaźnikach jakości wody jakimi są rzeczywista barwa wody (TCU) oraz sucha masa sestonu (SDM) umożliwia wydzielenie jezior o wodach czystych ($TCU < 10$ mg Pt·dm⁻³, $SDM < 8$ mg·dm⁻³), zabarwionych ($TCU > 10$ mg Pt·dm⁻³, $SDM < 8$ mg·dm⁻³) oraz mętnych ($TCU < 10$ mg Pt·dm⁻³, $SDM > 8$ mg·dm⁻³). Analiza zróżnicowania przezroczystości wody

przeprowadzona dla powyższych kategorii wskazuje, że widzialność krążka Secchiego jest w głównej mierze kształtowana przez obecne w wodzie cząstki zawiesin, w mniejszym zaś stopniu przez rozpuszczoną w niej materię organiczną. Średnia przezroczystość wody jezior mętnych (1,16 m) jest blisko o połowę mniejsza aniżeli jezior zabarwionych (2,02 m), zaś jeziora o wodach czystych mają średnią przezroczystość 2,92 m. Podobne zależności obserwowane są również w odniesieniu do mediany przezroczystości wyznaczonej dla każdej kategorii jezior (ryc. 6.8).



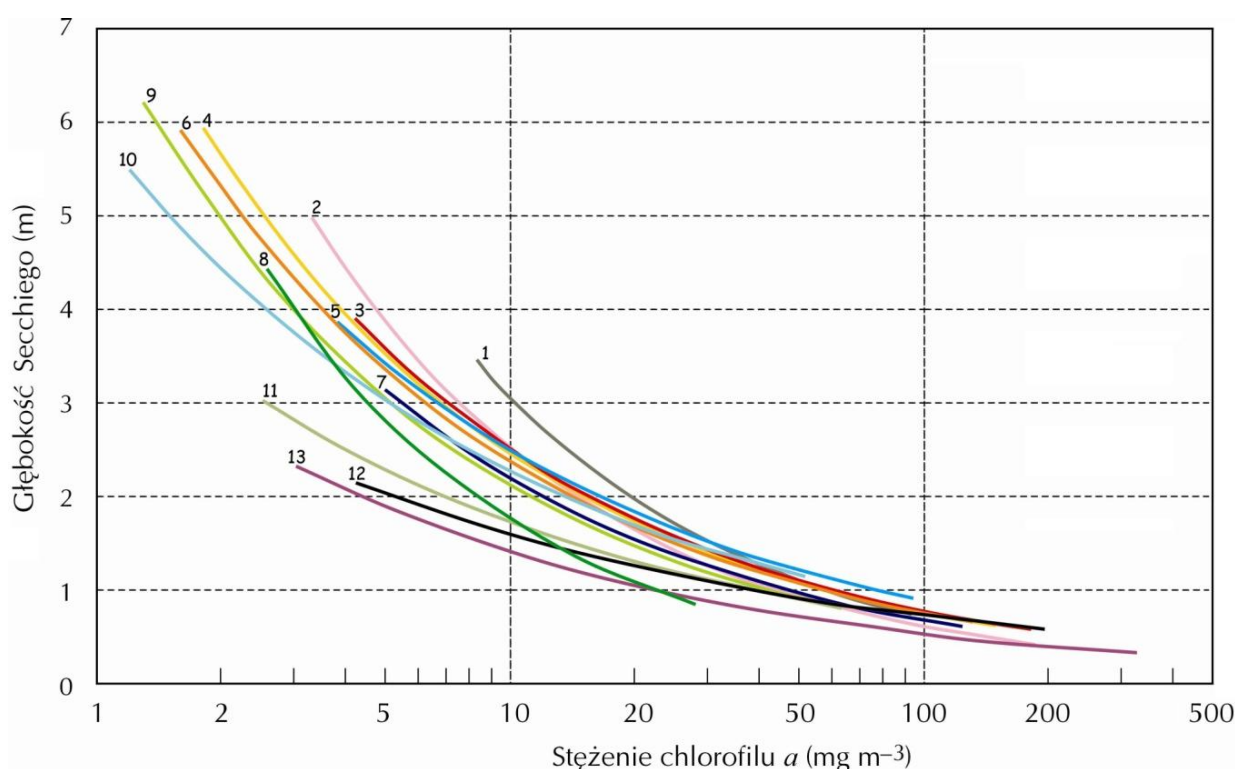
Ryc. 6. 8. Miary tendencji centralnej i miary zmienności przezroczystości wody w podziale na kategorie jezior wyróżnione na podstawie rzeczywistej barwy wody i suchej masy sestonu.

Tabela 6. 4. Regionalne modele regresji określające zależność widzialności krążka Secchiego (SD) od stężeń chlorofilu *a* (Chl).

Formuła	R ²	N	Region	Źródło
$\ln (SD) = 2,04 - 0,68 \ln (Chl)$	0,86	147	jeziora różne	Carlson (1977)
$\ln (SD) = 1,45 - 0,55 \ln (Chl)$	0,67	55	jeziora florydzkie	Brezonik (1978)
$\ln (SD) = 1,25 - 0,49 \ln (Chl)$	0,63	205	jeziora florydzkie	Canfield & Hodgson (1983)
$\ln (SD) = 1,75 - 0,44 \ln (Chl)$	0,53	17	jeziora mazurskie	Kufel (1999)
$\ln (SD) = 1,90 - 0,51 \ln (Chl)$	0,76	102	jeziora estońskie	Milius & Starast (1999)
$\ln (SD) = 2,38 - 0,52 \ln (Chl)$	0,60	105	jeziora pomorskie	Borowiak (2011)
$\ln (SD) = 1,96 - 0,50 \ln (Chl)$	0,65	657	jeziora polskie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 2,60 - 0,64 \ln (Chl)$	0,86	15	Poj. Leszczyńskie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 2,35 - 0,62 \ln (Chl)$	0,78	89	Poj. Wielkopolskie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 2,15 - 0,69 \ln (Chl)$	0,55	14	Polesie Zachodnie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 2,10 - 0,51 \ln (Chl)$	0,62	38	Poj. Wschodniopomorskie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 2,08 - 0,51 \ln (Chl)$	0,63	133	Poj. Południowopomorskie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 2,01 - 0,50 \ln (Chl)$	0,65	111	Poj. Mazurskie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 1,98 - 0,52 \ln (Chl)$	0,71	55	Poj. Chełmińsko-Dobrzyńskie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 1,97 - 0,53 \ln (Chl)$	0,76	24	Poj. Lubuskie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 1,96 - 0,45 \ln (Chl)$	0,50	47	Poj. Zachodniopomorskie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 1,76 - 0,41 \ln (Chl)$	0,75	39	Poj. Litewskie	niniejsza praca
$\ln (SD) = 1,48 - 0,41 \ln (Chl)$	0,59	19	Pradoliny	niniejsza praca
$\ln (SD) = 1,32 - 0,43 \ln (Chl)$	0,47	33	Pobrzeża	niniejsza praca
$\ln (SD) = 1,26 - 0,35 \ln (Chl)$	0,48	40	Poj. Iławskie	niniejsza praca

W praktyce limnologicznej i gospodarce jeziorowej często wykorzystywane są modele empiryczne ujmujące przezroczystość wody jako funkcję stężeń chlorofilu *a*. Definiujące je równania regresji mają w praktyce wybitnie regionalny charakter i jako takie nie powinny być bezkrytycznie przenoszone na obszary inne, niż te dla których zostały pierwotnie opracowane (tab. 6.4). Fitoplankton, chociaż stanowi bardzo istotny optycznie składnik wody jeziornej, nie jest jedynym czynnikiem, który kształtuje jej cechy optyczne. Względny wpływ pozostałych składników na widzialność krążka Secchiego ukazuje rycina 6.9. Linie regresji układają się wyraźnie w dwóch obszarach, z których pierwszy (dolny) znaczą linie o współczynnikach kierunkowych od –0,35 (Pojezierze Iławskie) do –0,43 (Pobrzeża) oraz małych wartościach współczynników przesunięcia (1,26–1,48). Drugi obszar (górny) ograniczają zaś linie regresji o nachyleniu w zakresie od –0,41 (Pojezierze Litewskie) do –0,64 (Pojezierze Leszczyńskie) oraz współczynnika przesunięcia większym od 1,76. Linie w dolnym obszarze są bardziej „spłaszczone”, a zatem jednostkowe zmiany biomasy fitoplanktonu (stężeń pigmentu chlorofilowego *a*) będą miały w efekcie mniejszy wpływ na zmianę przezroczystości wody. W takim razie bardzo wyraźnie zaznacza się wpływ zawiesiny niefitoplanktonowej i barwy wody. Czynniki te znacząco pogarszają warunki transmisji światła, a tym samym przezroczystość wody. Nawet przy stężeniach chlorofilu *a* odpowiadających stanowi ultraoligotrofii ($\sim 1,0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$) w jeziorach Pojezierza Iławskiego, czy jeziorach pradolin lub pasa pobrzeży widzialność krążka Secchiego nie będzie większa niż 4,50 m. Spostrzeżenie to znajduje potwierdzenie również w danych empirycznych. Zmierzone maksymalne przezroczystości wody w jeziorach tych makroregionów mieściły się

w zakresie 2,90-3,90 m (tab. 6.3). Ponadto, szczególnie przy małych stężeniach pigmentu chlorofilowego ($<7,0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$), jeziora te cechuje ogólnie dużo mniejsza przezroczystość wody w stosunku do jezior pozostałych jednostek regionalnych. W porównaniu z jeziorami makroregionów opisanych przez górny pęk linii regresji różnice te przekraczają jeden i więcej metrów. Na małą przezroczystość wody wpływ mają przede wszystkim bardzo duże stężenia substancji humusowych oraz niekorzystne charakterystyki morfometryczne jezior. Rzeczywista barwa wody jest w tych regionach najwyższa, a jej średnie wartości mieszczą się w zakresie od 26 do $84 \text{ mg Pt} \cdot \text{dm}^{-3}$. Są to też przeważnie jeziora typu średnio głębokiego (Bogoslovsky 1960) i wykazujące naturalną predyspozycję na działanie wiatru i związane z tym uwarunkowania rozwoju zjawisk hydrodynamicznych (współczynnik otwartości $OI > 400$, głębokość względna $RD1 < 1\%$). Na stwierdzone, podwyższone ilości rozpuszczonej barwnej materii organicznej w wodach tych jezior wpływa też znacząco specyficzne usytuowanie jezior w obrębie takich form morfologicznych jakimi są pradoliny i nadmorskie równiny aluwialne charakteryzujących się dużym odsetkiem obszarów podmokłych i zatorfionych.

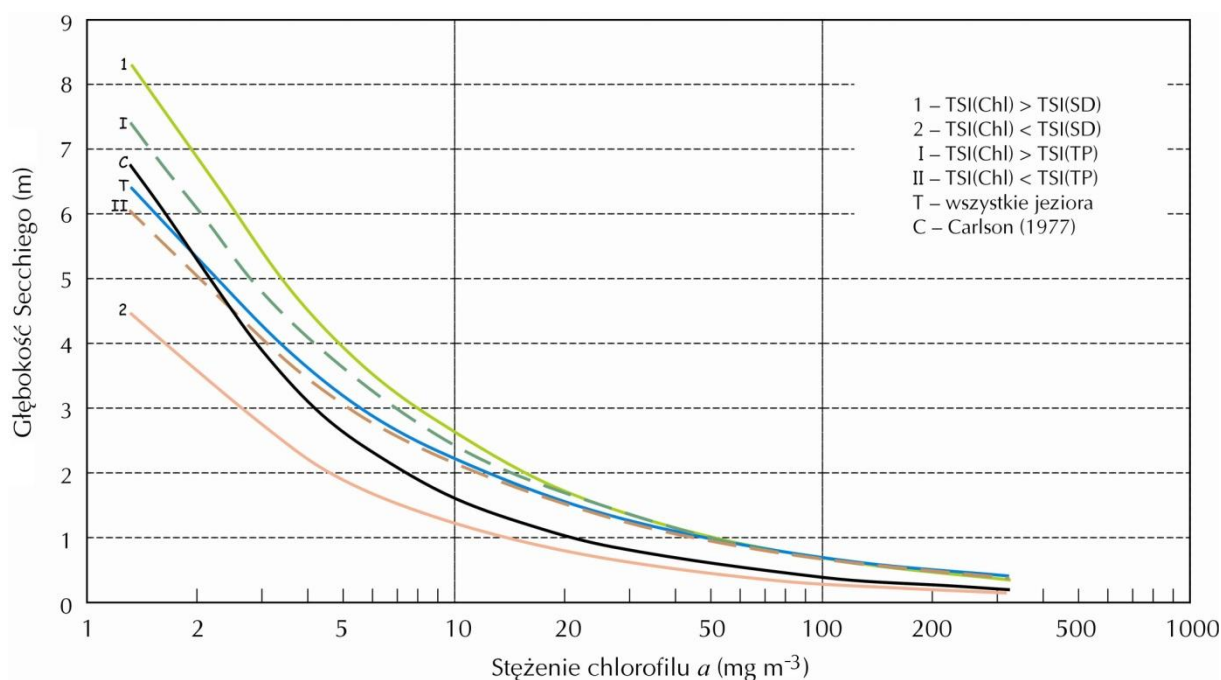


Ryc. 6.9. Zależności pomiędzy głębokością widzialności krążka Secchiego i stężeniami chlorofilu *a* obserwowane w jeziorach polskich, zestawione w podziale na regiony fizyczno-geograficzne: 1 – Pojezierze Leszczyńskie, 2 – Pojezierze Wielkopolskie, 3 – Pojezierze Wschodniopomorskie, 4 – Pojezierze Południowopomorskie, 5 – Pojezierze Zachodniopomorskie, 6 – Pojezierze Mazurskie, 7 – Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, 8 – Polesie Zachodnie, 9 – Pojezierze Lubuskie, 10 – Pojezierze Litewskie, 11 – Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka i Pradolina Warciańsko-Odrzańska, 12 – Pojezierze Iławskie, 13 – Pobrzeże Szczecińskie, Pobrzeże Koszalińskie i Pobrzeże Gdańskie.

Układ i przebieg linii regresji zgrupowanych w górnym pęku krzywych również ukazuje zróżnicowany stopień oddziaływania niefitoplanktonowych domieszek wody uwidoczniiony w postaci związków statystycznych wiążących przezroczystość wody ze stężeniami chlorofilu *a* (ryc. 6.9, tab. 6.4). W położeniu linii regresji dostrzec można pewne prawidłowości regionalne. Skrajne pozycje zajmują te z nich, które przedstawiają funkcje empiryczne opracowane dla Pojezierza Leszczyńskiego (1) i Pojezierza Litewskiego (10). Zewnętrzne linie odnoszą się zatem do makroregionów, które w czasie zaniku lądolodu zlodowacenia północnopolskiego podlegały deglacjacji jako pierwsze (20-19 tys. lat BP – Pojezierze Leszczyńskie) oraz jako jedne z ostatnich (16-15 tys. lat BP – Pojezierze Litewskie) (Kozarski 1995). Opisujące pozostałe makroregiony wewnętrzne linie regresji można przyporządkować chronologicznie do głównych faz recesji lądolodu. Prawdopodobnie więc odzwierciedlają wpływ jaki wywierają charakterystyki fizjograficzne tych regionów ukształtowane zarówno przez złożony charakter samego procesu deglacjacji lądolodu jak też w wyniku działania kompleksu przebiegających później różnorodnych procesów morfologicznych i hydrologicznych o niejednakowym czasie trwania. W takim razie warunki formowania i stopień przekształcenia krajobrazu młodoglacjalnego można uznać za kolejne czynniki determinujące współczesną dostawę optycznie istotnych domieszek wody do jezior.

Wpływ niefitoplanktonowych domieszek wody oraz składu gatunkowego fitoplanktonu, niejednokrotnie bardzo istotnie maskujących i modyfikujących rzeczywistą zależność między przezroczystością wody a stężeniem chlorofilu *a*, można też zauważyć analizując jeziora o różnym stanie trofii. Powszechnie wykorzystywanym w praktyce limnologicznej, także w Polsce (Hillbricht-Ilkowska, Wiśniewski 1994, Marszelewski 2001, Kubiak 2003), są wskaźniki stanu trofii oparte na trzech formułach zaproponowanych przez Carlsona (1977). U podstaw metody carlsonowskiej znajduje się założenie, że pomiędzy letnim stężeniem chlorofilu *a* (Chl), widzialnością krążka Secchiego (SD) oraz stężeniem fosforu całkowitego (TP) zachodzi względnie ścisła zależność. Chociaż najwyższy priorytet w klasyfikacji przypisany jest wskaźnikowi cząstkowemu obliczonemu ze stężeń chlorofilu *a*, to kontinuum troficzne podzielone zostało na jednostki (od 0 do 100), które wyznaczono na bazie transformacji logarytmicznej widzialności krążka Secchiego. Obserwowane różnice pomiędzy wskaźnikami cząstkowymi (TSI(Chl), TSI(TP), TSI(SD)) będą więc w dużym stopniu warunkowane zmiennością całego kompleksu obecnych w wodzie jezior optycznie istotnych domieszek (ryc. 6.10), a nie tylko jednym jej rodzajem jakim jest zawiesina fitoplanktonowa. Szczególnie duże różnice między wskaźnikami występują w jeziorach wykazujących się nieharmonijnym rozwojem, w których osłabianie światła jest zdominowane przez obecne w wodzie składniki niefitoplanktonowe, substancje humusowe i trypton (TSI(Chl) < TSI(SD)) (ryc. 6.10, linia 2). Jeziora dla których właściwa jest relacja opisana przez tę linię regresji charakteryzują się najwyższą średnią barwą wody ($68,7 \text{ mg Pt} \cdot \text{dm}^{-3}$) i najwyższym średnim stężeniem suchej masy sestonu ($12,7 \text{ mg SMS} \cdot \text{dm}^{-3}$). Równie istotne rozbieżności między wskaźnikami cząstkowymi TSI(Chl) i TSI(SD), w stosunku do warunków przeciętnych (ryc. 6.10, linia T), będą obserwowane gdy ekosystem jeziora jest zdominowany przez duże cząstki lub agregacje fitoplanktonu (wyżeranie drobnego fitoplanktonu przez zooplankton, kolonijne formy cyjanobakterii) (ryc. 6.10, linia 1). Odnosząca się to tych warunków linia

regresji 1 jest z kolei typowa dla zbiorników o średniej barwie wody i średnim stężeniu sestonu wynoszących, odpowiednio, $14,8 \text{ mg Pt} \cdot \text{dm}^{-3}$ i $8,0 \text{ mg SMS} \cdot \text{dm}^{-3}$.



Ryc. 6.10. Zależności pomiędzy głębokością widzialności krążka Secchiego i stężeniami chlorofilu a w jeziorach o różnych relacjach wiążących cząstkowe wskaźniki stanu trofii wyznaczonych na podstawie formuł Carlsona (1977).

Tabela 6.5. Współczynniki korelacji liniowej Pearsona pomiędzy przezroczystością wody (widzialnością krążka Secchiego) a wybranymi parametrami i wskaźnikami morfometrycznymi opisującymi wielkość oraz kształt mis jeziornych: powierzchnią (A), objętością (V), głębokością maksymalną ($D_{\max}$), głębokością średnią (D_m), wskaźnikiem głębokości ($DI = D_m/D_{\max}$), głębokością względną ($RD1 = 88,6 D_{\max} / A^{0,5}$ oraz $RD2 = D_{\max} / A^{0,5}$), wskaźnikiem odsłonięcia ($OI = A/D_m$) i wskaźnikiem trwałości misy jeziornej ($IBP = V/SL$, SL – długość linii brzegowej). Wartości pogrubione oznaczają istotność na poziomie $p < 0,05$.

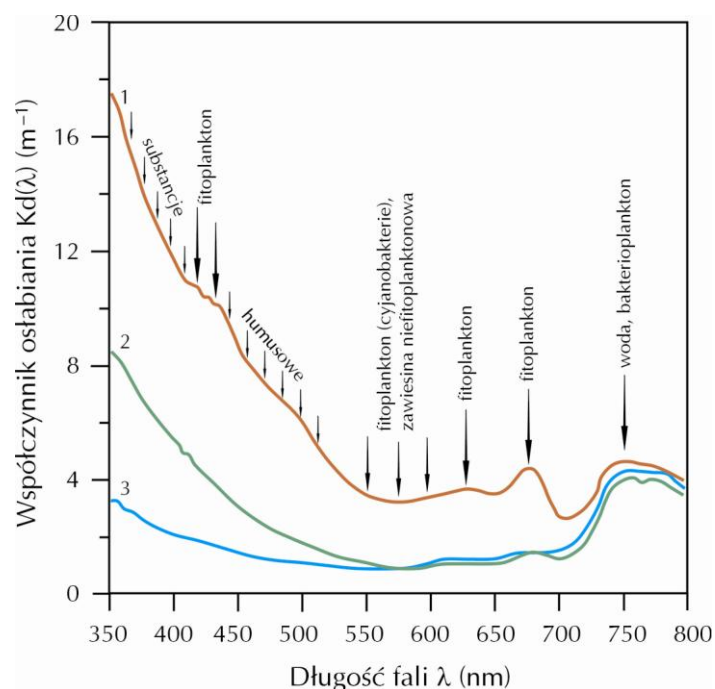
	A	V	$D_{\max}$	D_m	DI	$RD1$	$RD2$	OI	IBP
Przezroczystość	0,029	0,185	0,556	0,577	-0,285	0,505	0,504	-0,280	0,403

W kształtowaniu przezroczystości wody ważną, aczkolwiek pośrednią funkcję, pełni morfometria misy jeziornej. Wpływ czynnika morfometrycznego najpełniej przejawia się oddziaływaniem stosunków głębokościowych jeziora. Przezroczystość zmienia się wprost proporcjonalnie do zmian głębokości średniej i maksymalnej. Jeziora głębokie wykazują zatem naturalne uwarunkowania sprzyjające występowaniu większej przezroczystości wody aniżeli zbiorniki płytkie (tab. 6.5). Oznacza to, że wewnętrzne procesy przebiegające w jeziorach (np. resuspensja, zasilanie wewnętrzne) znacząco wpływają na przezroczystość wody. Na istnienie podobnej zależności między przezroczystością a głębokością średnią jezior

wskazują też badania przeprowadzone przez Håkanssona (2004) w jeziorach skandynawskich, dla których współczynnik determinacji wyniósł $R^2=0,46$ (transformacja log-log). Po dokonaniu transformacji logarymicznej danych zebranych dla jezior polskich oraz ponownym określeniu siły związku przezroczystości i głębokości średniej otrzymano bardzo podobną wartość współczynnika determinacji $R^2=0,41$, co świadczy o względnej stałości tego związku niezależnie od istniejących zewnętrznych uwarunkowań. Spośród pozostałych parametrów i wskaźników morfometrycznych związków z wartościami przezroczystości wody wykazują też głębokość względna jeziora, którą opisuje stosunek głębokości maksymalnej do drogi rozbiegu wiatru (wyrażonej jako pierwiastek kwadratowy z powierzchni zwierciadła wody), oraz wskaźnik trwałości misy jeziornej.

6.5. Współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia

W ogólnej charakterystyce warunków transmisji światła w środowisku wodnym jezior bardzo użyteczną i powszechnie wykorzystywaną miarą optyczną jest współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia ogólnego (K_d). Rozkład spektralny współczynnika $K_d(\lambda)$ (ryc. 6.11) ukazuje zróżnicowanie jakościowe i ilościowe obecnych w wodzie jezior domieszek, a jego uśredniona wartość, odnosząca się najczęściej do zakresu promieniowania fotosyntetycznie czynnego (PAR: 400-700 nm), odzwierciedla ogólny stan całego środowiska wodnego (Talling 1971, Howard-Williams, Vincent 1984, Davies-Colley i in. 2003, Borowiak 2011).



Ryc. 6. 11. Rozkład widmowy współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia ogólnego ($K_d(\lambda)$) w warstwie powierzchniowej jezior: 1 – Łebsko (VI.2007), 2 – Głębokie (V.2008), 3 – Jeleń (IX.2007). Strzałkami zaznaczono wpływ wody oraz zawartych w niej domieszek na wartość współczynnika osłabiania. Źródło: Ficek (2013): zmienione i uzupełnione.

Oslabianie oświetlenia odgórne w toni wodnej jezior przebiega zgodnie z prawem pochłaniania światła Lamberta-Beera i może być opisane w formie współczynnika (K_d), powiązanego bezpośrednio z właściwościami optycznymi środowiska wodnego. Funkcja osłabiania światła jest w przybliżeniu funkcją wykładniczą i wyrażana jest jako:

$$E_d(z; \lambda) = E_d(0; \lambda) \exp[-K_d(z; \lambda) z],$$

gdzie: $E_d(0; \lambda)$ i $E_d(z; \lambda)$ oznaczają oświetlenie odgórne [$W \cdot m^{-2}$] lub gęstość strumienia fotonów [$E \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$] na głębokościach, odpowiednio, 0 i z m, a $K_d(z; \lambda)$ jest uśrednionym w przedziale głębokościowym od 0 do z spektralnym współczynnikiem dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórne [m^{-1}]. Znając wartość współczynnika osłabiania oświetlenia można z łatwością wyznaczyć średnią dla jednometrowej warstwy wody transmitancję oświetlenia (T), wskazującą jaką część (wyrażona w %) docierającego promieniowania zostaje przepuszczona przez tę warstwę ($T = 100 \exp[-K_d(z; \lambda)]$). Współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórne i transmitancja oświetlenia, podobnie jak przezroczystość (widzialność krążka Secchiego), zaliczane są do pozornych właściwości optycznych wody. Zależą one bowiem nie tylko od właściwości optycznych wód danego zbiornika, ale też są kształtowane zespołem zewnętrznych czynników wpływających na rozkład podwodnego pola światła (Preisendorfer 1961, Woźniak 1974, Lange 1986, Mobley 1994, Borowiak 2011).

Tabela 6. 6. Jeziora polskie o najmniejszych i największych wartościach współczynników dyfuzyjnego osłabiania promieniowania czynnego fotosyntetycznie ($K_d(PAR)$; m^{-1}) oraz odpowiadające im wartości głębokości krążka Secchiego (SD ; m) i stężenia chlorofilu a ($Chl\ a$; $mg \cdot m^{-3}$). Zestawienie sporządzono na podstawie wyników przeprowadzonych w terenie pomiarów radiometrycznych.

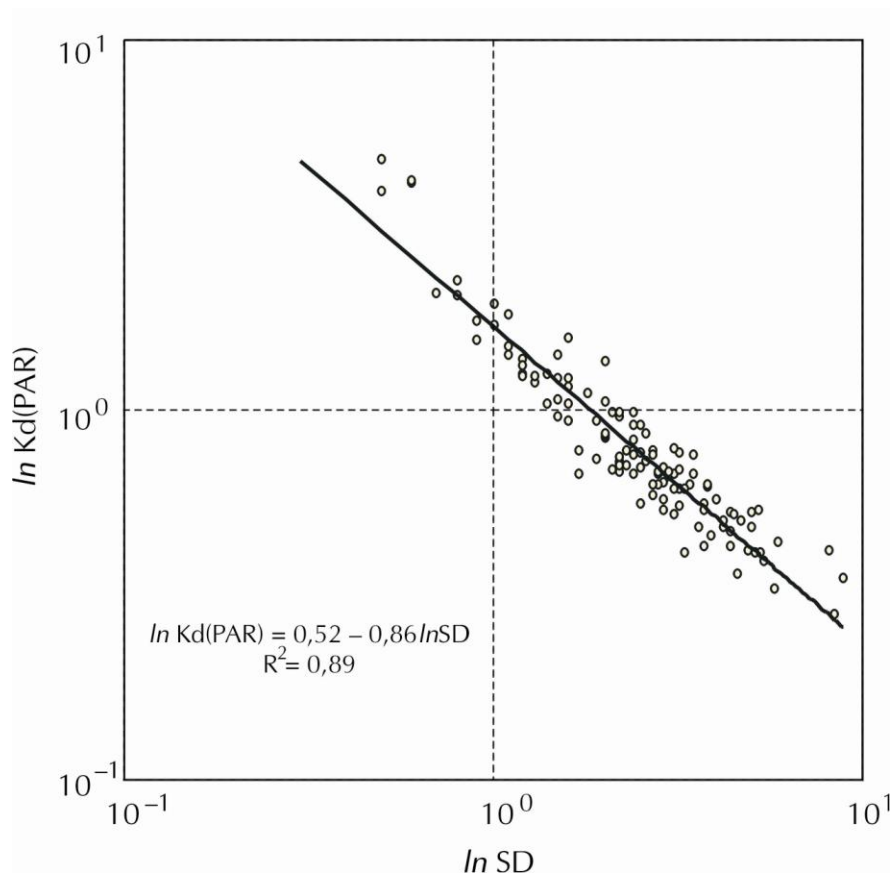
Jezioro	Makroregion	Kd(PAR)		SD		Chl a		Źródło danych
		śred.	zakres	śred.	zakres	śred.	zakres	
Dymno	Poj. Południowopomorskie	0,39	0,35-0,43	5,4	4,3-7,1	10,2	6,5-17,1	Borowiak (2011)
Hańcza	Poj. Litewskie	0,42	0,35-0,48	8,1	4,9-11,8	5,6	2,8-8,4	niniejsza praca
Piaszno	Poj. Południowopomorskie	0,42	0,36-0,47	4,9	3,5-6,3	5,8	2,1-8,8	Borowiak (2011)
Gwiazdy	Poj. Południowopomorskie	0,46	0,39-0,54	3,9	2,7-6,3	15,9	7,9-27,8	Borowiak (2011)
Jeleń	Poj. Zachodniopomorskie	0,50	0,38-0,80	4,7	3,3-7,0	6,9	2,0-26,1	Ficek (2013)
Białe k/Grzybna	Poj. Wschodniopomorskie	0,53	0,51-0,56	4,4	4,0-4,7	12,6	7,6-19,9	Borowiak (2011)
Wuksniki	Poj. Mazurskie	0,54	0,39-0,81	5,2	1,8-10,1	11,8	4,2-22,4	niniejsza praca
Sumino	Poj. Południowopomorskie	0,57	0,50-0,63	2,9	2,6-3,0	23,1	10,4-53,8	Borowiak (2011)
Wielewskie	Poj. Południowopomorskie	0,59	0,53-0,63	2,7	2,5-3,1	19,8	7,6-41,0	Borowiak (2011)
Mausz	Poj. Zachodniopomorskie	0,61	0,40-0,79	3,3	1,6-5,6	23,4	12,6-35,1	Borowiak (2011)
Stężyckie	Poj. Południowopomorskie	1,54	1,14-2,10	0,9	0,7-1,4	89,5	33,4-220,2	Borowiak (2011)
Skąpe	Poj. Zachodniopomorskie	1,56	1,50-1,63	1,6	1,5-1,8	19,9	13,3-27,6	Borowiak (2011)
Patulskie	Poj. Wschodniopomorskie	1,70	0,94-2,33	1,0	0,8-1,6	50,9	40,2-67,9	Borowiak (2011)
Sianowskie	Poj. Wschodniopomorskie	1,75	1,03-2,19	0,9	0,6-1,5	72,9	69,1-75,3	Borowiak (2011)
Reskowskie	Poj. Wschodniopomorskie	1,93	1,51-2,36	1,0	0,9-1,1	98,3	51,8-149,2	Borowiak (2011)
Somińskie	Poj. Południowopomorskie	2,07	1,99-2,19	0,7	0,6-0,9	71,7	41,4-105,2	Borowiak (2011)
Potęgowskie	Poj. Wschodniopomorskie	2,23	1,73-2,74	0,8	0,6-1,0	81,3	42,6-138,8	Borowiak (2011)
Łebsko	Pobrzeże Koszalińskie	3,92	2,23-7,14	0,5	0,4-1,3	74,9	7,6-155,9	Ficek (2013)
Kamienickie	Poj. Wschodniopomorskie	4,11	1,66-6,55	0,6	0,3-0,9	118,3	107,5-129,1	Borowiak (2011)
Gardno	Pobrzeże Koszalińskie	4,76	1,83-11,66	0,5	0,2-1,1	72,3	3,0-336,2	Ficek (2013)

Wartości uśrednionych w warstwie trofogenicznej (produkcyjnej) współczynników dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia w zakresie promieniowania fotosyntetycznie czynnego, $K_d(\text{PAR})$, wybranych jezior zestawiono w tabeli 6.6. Zakres zmienności współczynnika osłabiania oświetlenia w jeziorach obszarów młodoglacjalnych północnej Polski obejmuje aż trzy rzędy wielkości. Najniższe jego bezwzględne wartości stwierdzono w jeziorach Dymno i Hańcza ($0,35 \text{ m}^{-1}$), najwyższe zaś w przy morskim jeziorze Gardno ($11,66 \text{ m}^{-1}$). Tak skrajnie wysoka wartość $K_d(\text{PAR})$ stwierdzona w Gardnie wskazuje, że całość docierającego do powierzchni jeziora promieniowania czynnego fotosyntetycznie pochłaniana jest w bardzo cienkiej ($0,5\text{--}0,6 \text{ m}$) warstwie powierzchniowej wody. Przeciętne wartości $K_d(\text{PAR})$ ustalone dla okresu wegetacyjnego mieszczą się już w dużo węższym przedziale zmienności od $0,39$ (Dymno) do $4,76 \text{ m}^{-1}$ (Gardno). Średnia wartość współczynnika, obliczona w zbiorze 119 jezior, wyniosła $0,95$, mediana $0,73 \text{ m}^{-1}$, a rozstęp kwartylowy wynoszący $0,48 \text{ m}^{-1}$ określały percentyle 25 i 75% wynoszące, odpowiednio, $0,57$ i $1,05 \text{ m}^{-1}$. W odniesieniu do mniejszych akwenów (tj. o powierzchni poniżej 50 ha) wartości współczynnika mogą oczywiście znacząco wykraczać poza tak określony zakres, jak na przykład w polihumusowym ($\text{HSI} = 74$) jeziorze Lubygość, dla którego średnia roczna wartość $K_d(\text{PAR})$ wynosi około $6,34 \text{ m}^{-1}$ (Borowiak 2011). Wartość współczynnika $K_d(\text{PAR}) \approx 0,70 \text{ m}^{-1}$, czyli bliska obliczonej medianie, w odniesieniu do jezior cechujących się harmonijnym rozwojem przyjmowana bywa za wartość graniczną pomiędzy jeziorami typu mezo- i eutroficznego. Dla jezior oligotroficznych górne ograniczenie stanowi zaś $K_d(\text{PAR}) \approx 0,35 \text{ m}^{-1}$ (Borowiak 2011).

Tabela 6.7. Wybrane regionalne modele empiryczne określające zależność współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego ($K_d(\text{PAR})$) względem głębokości widzialności krążka Secchiego (SD) i stężeń chlorofilu a (Chl) oraz właściwe im współczynniki determinacji (R^2) wraz z liczbą wykonanych pomiarów (N).

Formuła	R^2	N	Region	Źródło
$K_d(\text{PAR}) = 1,60 \text{ SD}^{-0,79}$	0,85	414	jeziora pomorskie	Borowiak (2011)
$K_d(\text{PAR}) = 2,17 \text{ SD}^{-0,97}$	0,91	272	jeziora pomorskie	Ficek (2013)
$K_d(\text{PAR}) = 1,68 \text{ SD}^{-0,86}$	0,89	119	jeziora polskie	niniejsza praca
$K_d(\text{PAR}) = 1,69 \text{ SD}^{-0,68}$	0,73	267	jeziora estońskie i fińskie	Arst i in. (2008)
$K_d(\text{PAR}) = 2,60 \text{ SD}^{-1,00}$	0,74	100	jeziora estońskie i fińskie	Herlevi (2002)
$K_d(\text{PAR}) = 1,61 \text{ SD}^{-0,84}$	b.d.	b.d.	jeziora zabajkalskie	Vologdin (1981)
$K_d(\text{PAR}) = 2,00 \text{ SD}^{-0,76}$	0,74	2136	zbiorniki i mokradła Panamy	Padial i Thomaz (2008)
$K_d(\text{PAR}) = 0,24 \text{ Chl}^{0,41}$	0,49	414	jeziora pomorskie	Borowiak (2011)
$K_d(\text{PAR}) = 0,29 \text{ Chl}^{0,55}$	0,70	272	jeziora pomorskie	Ficek (2013)
$K_d(\text{PAR}) = 0,17 \text{ Chl}^{0,50}$	0,54	63	jeziora polskie	niniejsza praca

b.d. – brak danych



Ryc. 6.12. Zależność pomiędzy współczynnikiem dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego ($K_d(\text{PAR})$) a widzialnością krążka Secchiego (SD).

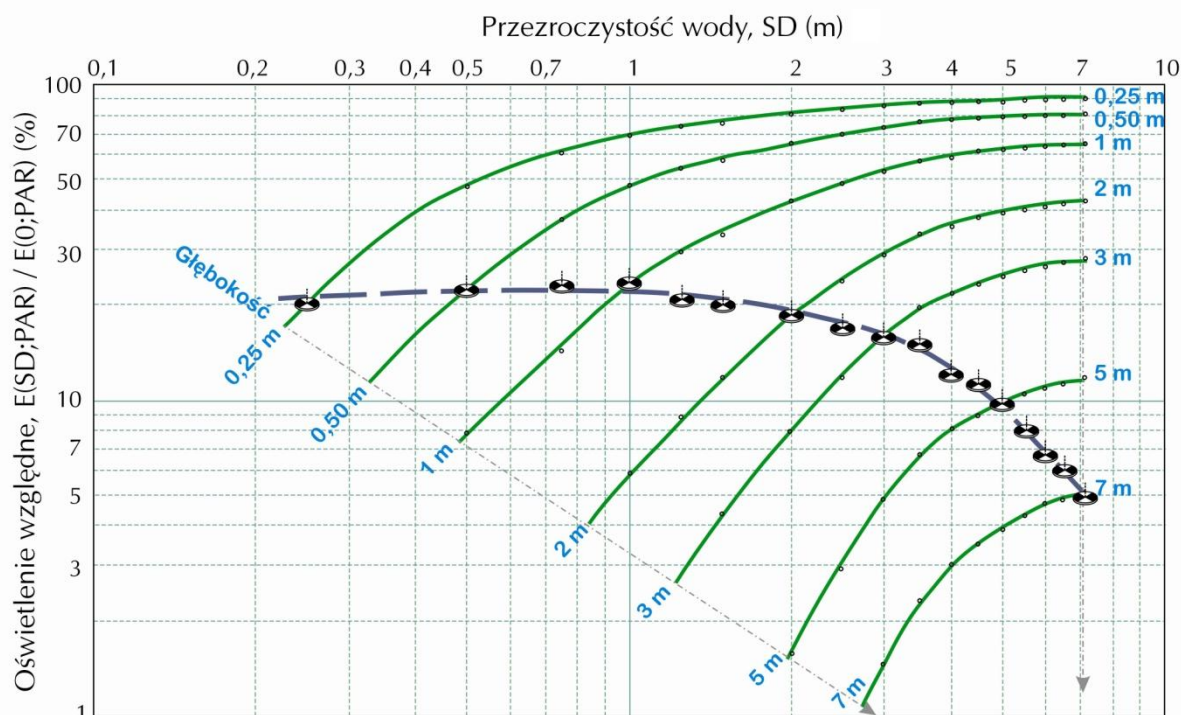
Współczynnik dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia jest silnie powiązany ze stężeniami optycznie istotnych domieszek wody oraz przezroczystością wody (ryc. 6.12). Wyznaczenie tego rodzaju zależności funkcyjnych (tab. 6.7) pozwala na przybliżoną ocenę tej miary hydrooptycznej dla całej zbiorowości badanych jezior. Posiłkując się empirycznie ustalonymi zależnościami (ryc. 6.12, tab. 6.7) można przyjąć, że zakres zmienności $K_d(\text{PAR})$ w badanej grupie zbiorników wyznaczają jego skrajne wartości wynoszące, odpowiednio, 0,31 (Białe Wigierskie, Ostrowite) i 6,71 m^{-1} (Liwia Łuża). Z kolei średnia wartość $K_d(\text{PAR})$ wynosi 1,36 m^{-1} , mediana zaś 1,14 m^{-1} . Wartości kwartyli kształtują się na poziomie 0,75 (percentyl 25%) oraz 1,76 m^{-1} (percentyl 75%). Miary centralne oraz miary rozproszenia wokół wartości centralnych wskazują na ogólnie niską jakość wód badanych jezior. Charakteryzują się one bowiem słabym lub złym stanem ekologicznym. W świetle przeprowadzonej analizy statystycznej współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego ponad 50% jezior to jeziora przejawiające cechy hipertrofii lub wykazujące się dużą zawartością substancji humusowych (jeziora polihumusowe). Jedynie 25% spośród przebadanych jezior to zbiorniki mezotroficzne lub oligotroficzne (~2%).

6.6. Zasięg strefy eufotycznej

Jedną z najistotniejszych barier ekologicznych w strukturze każdego ekosystemu jeziornego stanowi zasięg strefy absorpcji promieniowania świetlnego, czyli dolna granica tzw. warstwy fotycznej (świetlnej). W strefie tej zachodzi proces fotosyntezy oraz produkcja pierwotna. Dzieli się ona z kolei na dwie podstrefy: warstwę przeświecloną, lub inaczej eufotyczną, oraz warstwę mroczną (dysfotyczną). W pierwszej z nich, warunkowana procesem fotosyntezy, produkcja tlenu przewyższa jego biologiczne zużycie (oddychanie) i zużycie w procesie rozkładu martwej materii organicznej, w drugiej zaś wyczerpywanie tlenu jest większe od jego produkcji. Granicę pomiędzy warstwami (strefami) wyznacza głębokość kompensacyjna. Jako głębokość kompensacyjną przyjmuje się najczęściej głębokość warstwy wody do której przenika 1% padającego na powierzchnię jeziora promieniowania czynnego fotosyntetycznie (poziom kompensacyjny operacyjny), lub rzadziej – jako głębokość 0,1% oświetlenia powierzchniowego (poziom kompensacyjny fizjologiczny).

Tabela 6.8. Wybrane regionalne modele empiryczne określające zależność głębokości strefy eufotycznej (EZD(PAR)) od głębokości widzialności krążka Secchiego (SD) i właściwe im współczynniki determinacji (R^2) wraz z liczbą wykonanych pomiarów (N). Za dolną granicę strefy eufotycznej przyjęto operacyjny poziom kompensacyjny do którego przenika 1,0% $Ed(0;PAR)$.

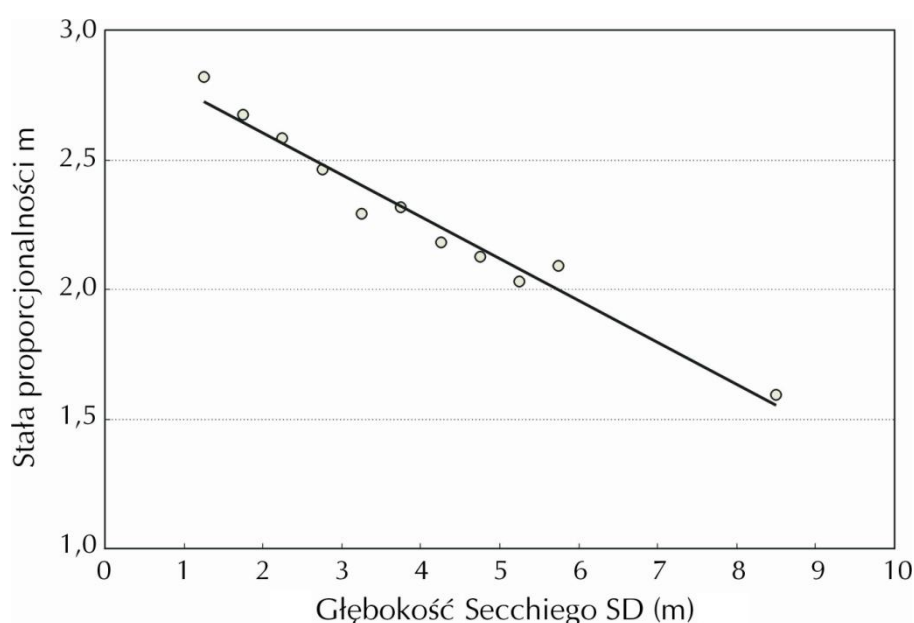
Formuła	R^2	N	Region/Jezioro	Źródło
$EZD(PAR) = 2,88 SD^{0,79}$	0,85	414	jeziora pomorskie	Borowiak (2011)
$EZD(PAR) = 2,42 SD$	0,70	414	jeziora pomorskie	Borowiak (2011)
$EZD(PAR) = 2,12 SD^{0,97}$	0,91	272	jeziora pomorskie	Ficek (2013)
$EZD(PAR) = 2,80 SD$	b.d.	b.d.	Jezioro Bajkał	Sherstiankin (1978)
$EZD(PAR) = 3,00 SD$	b.d.	b.d.	Zb. Bracki	Kozhova i Pautova (1982)
$EZD(PAR) = 3,22 SD^{0,83}$	b.d.	208	jeziora i zbiorniki Ameryki Płn.	French i in. (1982)
$EZD(PAR) = 2,81 SD$	b.d.	208	jeziora i zbiorniki Ameryki Płn.	French i in. (1982)
$EZD(PAR) = 4,71 SD^{0,57}$	0,85	150	Jezioro Bodeńskie	Tilzer (1988)
$EZD(PAR) = 2,15 SD^{0,83}$	0,75	15	Jezioro Verevi	Reinart i in. (2005)
$EZD(PAR) = 3,75 SD^{0,75}$	0,90	88	wody przybrzeżne (Bałtyk)	Luhtala i Tolvanen (2013)
$EZD(PAR) = 2,74 SD^{0,86}$	0,89	119	jeziora polskie	niniejsza praca
$EZD(PAR) = 2,18 SD$	0,74	119	jeziora polskie	niniejsza praca



Ryc. 6.13. Zmiany oświetlenia względnego ($E(SD;PAR)/E(0;PAR)$) na głębokości widzialności krążka Secchiego (SD) w jeziorach pomorskich jako funkcja przezroczystości wody: $E(SD;PAR)/E(0;PAR) = -2,8 SD + 23,9$ (linia przerywana), źródło: Borowiak (2011).

Wyznaczenia położenia poziomu kompensacyjnego dokonuje się na podstawie bezpośrednich pomiarów pionowego rozkładu oświetlenia wykonywanych radiometrem lub kwantometrem. Szacunkowej oceny położenia poziomu kompensacyjnego można też dokonać wykorzystując modele empiryczne, wyrażające głębokość strefy eufotycznej jako funkcję przezroczystości wody (tab. 6.8). Modele takie oparte na funkcji potęgowej są trudne do wykorzystania w trakcie prowadzonych prac terenowych. Praktyczną zasadą jest stosowanie w takim przypadku stałego współczynnika proporcjonalności wynoszącego najczęściej $\sim 2,0-3,0$. Jednakże z uwagi na fakt, że do głębokości Secchiego może przenikać, w zależności od właściwości optycznych środowiska wodnego, od $\sim 1\%$ do ponad 30% docierającego do powierzchni jeziora promieniowania fotosyntetycznie czynnego, obliczenia takie nierzadko bywają obarczone znacznym błędem systematycznym. W jeziorach polskich do głębokości Secchiego dociera zazwyczaj od 5 do 24% oświetlenia powierzchniowego (ryc. 6.13). Większe wartości oświetlenia względnego na głębokości zaniku widzialności krążka obserwowane są w jeziorach o małej przezroczystości wody (jeziora mętne i zabarwione), zaś mniejsze w jeziorach o wodach przezroczystych. Sprawia to, że stała proporcjonalności wykorzystywana do obliczeń dolnej granicy strefy eufotycznej może mieć różne wartości, mieszczące się w zakresie od $1,5$ do $3,0$. Przyjmowana często, w warunkach jezior polskich, jej wartość równa w przybliżeniu $2,5$ (Faraś-Ostrowska, Lange 1998, Borowiak 2011) odpowiada oświetleniu względnemu na głębokości Secchiego rzędu 15% ($E(SD;PAR) = 0,15E(0;PAR)$). Jest to mnożnik właściwy jeziorom charakteryzującym się

przeciętną przezroczystością wody, w zakresie 2-4 m. Szczegółowy obraz zmian wartości stałej proporcjonalności w zależności od przezroczystości wody dla jezior polskich przedstawiono na rycinie 6.14. Dla zdecydowanej większości badanych jezior, o powierzchni zwierciadła wody powyżej 50 ha, właściwym okazuje się być mnożnik przeliczeniowy $\sim 3,0$, gdyż ustalona w całej zbiorowości wartość środkowa przezroczystości (mediana) wynosi zaledwie 1,58 m. Innymi słowy miąższość warstwy, w której zachodzi produkcja pierwotna jest w tych jeziorach trzykrotnie większa aniżeli zmierzona widzialność krążka Secchiego. Do pobieżnej oceny głębokości strefy świetlnej dużych jezior polskich należałoby przyjąć następujące wartości stałej proporcjonalności: $\sim 3,0$ dla jezior o przezroczystości wody do 2 m, $\sim 2,5$ dla jezior o przezroczystości w zakresie 2-4 m, $\sim 2,0$ dla jezior o przezroczystości 5-7 m, oraz $\sim 1,5$ w odniesieniu do jezior o przezroczystości wody powyżej 7 m.



Ryc. 6.14. Związek między stałą proporcjonalności (m), a głębokością Secchiego (SD) ustalony dla jezior polskich. Stała proporcjonalności jest ilorazem zasięgu strefy świetlnej (EZD) do głębokości krążka Secchiego ($m = EZD/SD$).

Dokonując, zgodnie z wypracowanym schematem, transformacji przezroczystości wody na głębokość warstwy eufotycznej można stwierdzić, że pionowa rozciągłość tej strefy w analizowanych zbiornikach osiąga od 0,7 m do 15,0 m. Jej wartość średnia wyniosła 4,6 m, a mediana 4,05 m. Zaledwie 31 jezior, tj. około 4,4% wszystkich badanych obiektów, ma wody prześwietlone do dna, czyli ich teoretyczne strefy świetlne są większe lub równe maksymalnej głębokości tych akwenów. W skrajnym przypadku, jaki przedstawia jezioro Mielno (Poj. Zachodniopomorskie), teoretyczna głębokość zalegania poziomu kompensacyjnego może być 2,5-krotnie większa od maksymalnej głębokości jeziora (2,4 m). Z kolei dla 78,8% jezior charakterystyczne są strefy świetlne, których głębokości są mniejsze od połowy głębokości maksymalnej. Najmniej rozległą, względem głębokości maksymalnej jeziora,

strefę świetlną stwierdzono w Jeziorze Czarnym (Pobrzeże Koszalińskie), w którym stanowiła ona jedynie 5,2% głębokości maksymalnej. W najgłębszym jeziorze Polski – Hańczy (Poj. Litewskie), wartość ta kształtuje się na poziomie rzędu około 11,0%. Interesująco przedstawia się też porównanie zasięgu stref świetlnych względem średnich głębokości. W jeziorze Łuknajno (Poj. Mazurskie) teoretyczna głębokość warstwy eufotycznej okazuje się być blisko dziesięciokrotnie, a w jeziorze Karaś (Poj. Iławskie) ponad ośmiokrotnie większa od średniej głębokości jeziora. Aż w 213 jeziorach (tj. 32,2% ogółu jezior) stwierdzono strefy świetlne, których zasięg przewyższał średnią głębokość jeziora, a w 137 jeziorach (19,4%) był on mniejszy aniżeli połowa średniej głębokości. Ponieważ zasięgi stref świetlnych badanych jezior zostały wyznaczone na podstawie wyników pomiarów widzialności krążka Secchiego, to przestrzenne zróżnicowanie tej własności optycznej wód jeziornych nawiązuje zasadniczo do opisanego wcześniej zróżnicowania regionalnego przezroczystości wody.

Rozdział 7. Stan ekologiczny jezior

7. 1. Badania jakości wód jezior

Pierwsze próby określenia zasad prowadzenia badań i oceny stanu czystości jezior w Polsce zostały podjęte w latach siedemdziesiątych XX wieku. Nową, specjalistyczną metodykę w tym zakresie tworzono, aby uniknąć trudności w interpretacji wyników badań wód jeziornych na podstawie obowiązujących wówczas norm zanieczyszczenia dla poszczególnych klas czystości wód powierzchniowych. W roku 1975 powstało pierwsze opracowanie na ten temat pt. „Metodyka pomiarów i oceny stanu czystości jezior dla terenowych służb ochrony środowiska” (Kudelska i in. 1975). Zagadnieniem jakości wód jeziornych zajmował się Instytut Kształtowania Środowiska w ramach programu „Ochrona zasobów wodnych jezior”, realizowanego w latach 1976-1980 w Zakładzie Użytkowania i Ochrony Wód. Tam powstała „Instrukcja wdrożenia systemu oceny jakości jezior” (Kudelska i in. 1980), a po kilku latach przedstawiono propozycję Systemu Oceny Jakości Jezior (SOJJ) w Polsce (Kudelska i in. 1983). Dokument ten, po wprowadzeniu modyfikacji, został opublikowany przez Państwową Inspekcję Ochrony Środowiska, jako „Wytyczne monitoringu podstawowego jezior” (Kudelska i in. 1992, 1994). Przez wiele lat była to metodyka obowiązująca w Państwowym Monitoringu Środowiska. Zgodnie z zapisami zawartymi w tym dokumencie jeziora były oceniane według kryteriów dotyczących jakości wód oraz kryteriów podatności jezior na degradację.

Pierwsza grupa kryteriów uwzględniała takie wskaźniki, jak zawartość tlenu rozpuszczonego w wodzie, chemiczne zapotrzebowanie tlenu, biologiczne zapotrzebowanie tlenu, zawartość związków azotu i fosforu, przewodnictwo elektrolityczne, zawartość chlorofilu i suchej masy sestonu, widzialność krążka Secchiego, miano Coli typu kałowego oraz zawartość w wodzie substancji szkodliwych dla zdrowia, np. pestycydów, fenoli, cyjanków i metali ciężkich. Wymienione wyżej wskaźniki uzupełniała analiza hydrobiologiczna wody jeziornej. Druga grupa kryteriów, które określały podatność jezior na degradację, obejmowała właściwości morfometryczne i hydrograficzne badanych obiektów, takie jak średnia głębokość jeziora, iloraz objętości jeziora i długości jego linii brzegowej, procent stratyfikacji wód, procent wymiany wód w ciągu roku, stosunek powierzchni dna czynnego, czyli znajdującego się w strefie zasięgu epilimnionu, do objętości epilimnionu, stosunek powierzchni zlewni całkowitej wraz z powierzchnią jeziora do objętości jeziora (współczynnik Schindlera), a także sposób użytkowania zlewni bezpośredniej jeziora. Na podstawie ustalonych wartości parametrów, poszczególnym elementom wchodzącym do systemu oceny przydzielane były punkty, których liczba decydowała o zaliczeniu badanego obiektu do odpowiedniej klasy czystości wód lub kategorii podatności jeziora na degradację. Wyróżniano trzy klasy czystości oraz trzy kategorie podatności. Obiekty, które nie spełniały określonych warunków przynależności do poszczególnych klas lub kategorii, były określane jako nieodpowiadające normom.

Bajkiewicz-Grabowska (1987) przedstawiła propozycję systemu oceny jakości wód, który traktuje zlewnię jako źródło materii trafiającej do jeziora i określa podatność akwenu

na oddziaływanie ładunku pochodzącego z jej obszaru. Odpowiednio dobrane właściwości obszaru zasilającego wodami misę jeziorną, określają stopień jego oddziaływania na badany ekosystem. W ocenie uwzględniane są takie cechy zlewni, jak jeziorność, gęstość sieci rzecznej, powierzchnia obszarów bezodpływowych, budowa geologiczna, średnie nachylenie powierzchni i sposób użytkowania terenu (Bajkiewicz-Grabowska 1985, 1987, 1990, Bajkiewicz-Grabowska i in. 1989). W metodzie tej wskaźniki służące ocenie zlewni, jako dostawcy materii biogennej są stałe lub tylko w niewielkim stopniu mogą ulegać zmianom w czasie (Kubiak, Tórz 2005).

Wstąpienie Polski do Unii Europejskiej wywołało potrzebę opracowania nowego systemu oceny jezior, który powinien być oparty przede wszystkim na wskaźnikach biologicznych, świadczących o dobrym stanie całego ekosystemu wodnego. Wymagania sformułowano w Ramowej Dyrektywie Wodnej z 2000 r. Jednym z zasadniczych celów wymienionych w tym dokumencie jest wspieranie działań prowadzących do utrzymania, bądź osiągnięcia do roku 2015, co najmniej dobrego stanu ekologicznego wszystkich wód powierzchniowych w krajach Unii Europejskiej. Dyrektywa prezentuje nowe podejście do oceny stanu wód, na który składa się stan ekologiczny i stan chemiczny. Stan ekologiczny (lub potencjał ekologiczny w przypadku wód silnie zmienionych) określa warunki funkcjonowania ekosystemu wód powierzchniowych, sklasyfikowane zgodnie z załącznikiem V Ramowej Dyrektywy Wodnej. Ocena odbywa się na podstawie badań zespołów organizmów zasiedlających wody, przez porównanie istniejącego stanu z warunkami naturalnymi, niezakłóconymi przez działanie człowieka. Ze względu na znaczną różnorodność warunków środowiskowych, dla dokonania prawidłowej oceny jezior wydzielane są różne typy wód, które w naturze charakteryzują się odmiennymi cechami.

7. 2. System oceny stanu ekologicznego jezior w Polsce

Ocena stanu lub potencjału ekologicznego jest przeprowadzana z uwzględnieniem typów abiotycznych, które mają odzwierciedlać zróżnicowanie morfometryczne oraz warunki panujące w zlewniach badanych obiektów. Typologia abiotyczna jezior Polski została opracowana tak, by spełniała wymagania Ramowej Dyrektywy Wodnej (Kolada i in. 2005). Według podziału zamieszczonego w opracowaniu Soszki i Skockiego (2008) w naszym kraju wyróżnia się 13 typów jezior:

Na obszarze Nizy Środkowoeuropejskiego, w grupie jezior na utworach młodogłacjalnych:

- 1a - nizinne, o małej zawartości wapnia, stratyfikowane,
- 1b - nizinne, o małej zawartości wapnia, niestratyfikowane,
- 2a - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia i niskim współczynniku Schindlera, stratyfikowane,
- 2b - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia i niskim współczynniku Schindlera, niestratyfikowane,

- 3a - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia i wysokim współczynniku Schindlera, stratyfikowane,
- 3b - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia i wysokim współczynnikiem Schindlera, niestratyfikowane,
- 4 - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia i pozostające pod wpływem wód morskich.

Na obszarze Nizin Wschodniobałtycko-Białoruskich, w grupie jezior na utworach młodoglacjalnych:

- 5a - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia i niskim współczynnikiem Schindlera, stratyfikowane,
- 5b - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia i niskim współczynnikiem Schindlera, niestratyfikowane,
- 6a - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia i wysokim współczynnikiem Schindlera, stratyfikowane,
- 6b - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia i wysokim współczynnikiem Schindlera, niestratyfikowane.

Jeziora na równinach poleskich:

- 7a - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia, stratyfikowane,
- 7b - nizinne, o wysokiej zawartości wapnia, niestratyfikowane.

Wydzielenie różnych typów jezior pozwoliło na ustalenie dla nich odrębnych wartości granicznych wybranych wskaźników biologicznych i fizykochemicznych. Jeziora, w których występuje stratyfikacja i które mają stosunkowo małą zlewnię, charakteryzują się najbardziej korzystniejszymi warunkami środowiskowymi dla zachowania właściwego stanu ekologicznego. Normatywy dla nich są bardziej rygorystyczne aniżeli dla jezior, które mają duże zlewnie, sprzyjające spływowi znacznych ilości zanieczyszczeń i w których nie zachodzi zjawisko stratyfikacji, przyspieszającej obieg substancji biogennych w ciągu sezonu wegetacyjnego.

Nowy sposób oceny stanu jezior został wprowadzony przez Rozporządzenie Ministra Środowiska (2008). Klasyfikacja dotyczy jednolitych części wód (JCW). Procedura określania stanu ekologicznego oparta jest na analizie wskaźników biologicznych, takich jak zawartość chlorofilu *a*, który określa stopień rozwoju fitoplanktonu, wartość wskaźnika okrzemkowego OIJ charakteryzującego fitobentos oraz wskaźnika ESMI, czyli makrofitytowego indeksu stanu ekologicznego, opisującego stan roślinności naczyniowej i ramienic w jeziorze. Według Programu Państwowego Monitoringu Środowiska obejmującego lata 2013 – 2015 (GIOŚ 2012) zakres badań biologicznych będzie rozszerzony o badania i oceny ichtiofauny i makrobezkręgowców bentosowych, a klasyfikacja stanu lub potencjału ekologicznego będzie się odbywała z wykorzystaniem nowej metodyki oceny fitoplanktonu. Stan ekologiczny wód jezior jest definiowany jako:

- bardzo dobry – dla wód o niezmiennych lub nieznacznie zmienionych warunkach przyrodniczych,
- dobry – gdy przekształcenie warunków przyrodniczych jest niewielkie w porównaniu do warunków naturalnych,
- umiarkowany – obejmujący wody zmienione w stopniu średnim,

- słaby – charakterystyczny dla wód o znacznie przekształconych warunkach przyrodniczych (biologicznych, fizykochemicznych, morfologicznych), gdy badane gatunki fauny i flory znacznie różnią się od tych, które uznawane są za typowe dla danego rodzaju jednolitej części wód,
- zły – określający wody o warunkach przyrodniczych istotnie zmienionych, czyli takie, w których nie występują rośliny i zwierzęta typowe dla danego rodzaju wód.

Jeśli uwzględnione w ocenie wskaźniki biologiczne wskazują na stan dobry lub bardzo dobry, klasyfikacja powinna zostać zweryfikowana wskaźnikami fizykochemicznymi i hydromorfologicznymi. Jednocześnie na podstawie chemicznych wskaźników wód, którymi są substancje priorytetowe w dziedzinie polityki wodnej i inne substancje zanieczyszczające, przeprowadzana jest ocena stanu chemicznego. Wynik jest podawany w skali dwustopniowej, jako stan dobry albo zły (określany także, jako stan poniżej dobrego lub nieosiągający dobrego). Ostatecznie jednolite części wód są oceniane na podstawie wyników klasyfikacji stanu ekologicznego i stanu chemicznego. Ogólny stan wód jeziora może być dobry albo zły. Obecnie stosowany sposób oceny jezior nie daje możliwości bezpośredniego porównania jej rezultatów z wynikami klasyfikacji wykonanej według poprzednio stosowanej metodyki SOJJ.

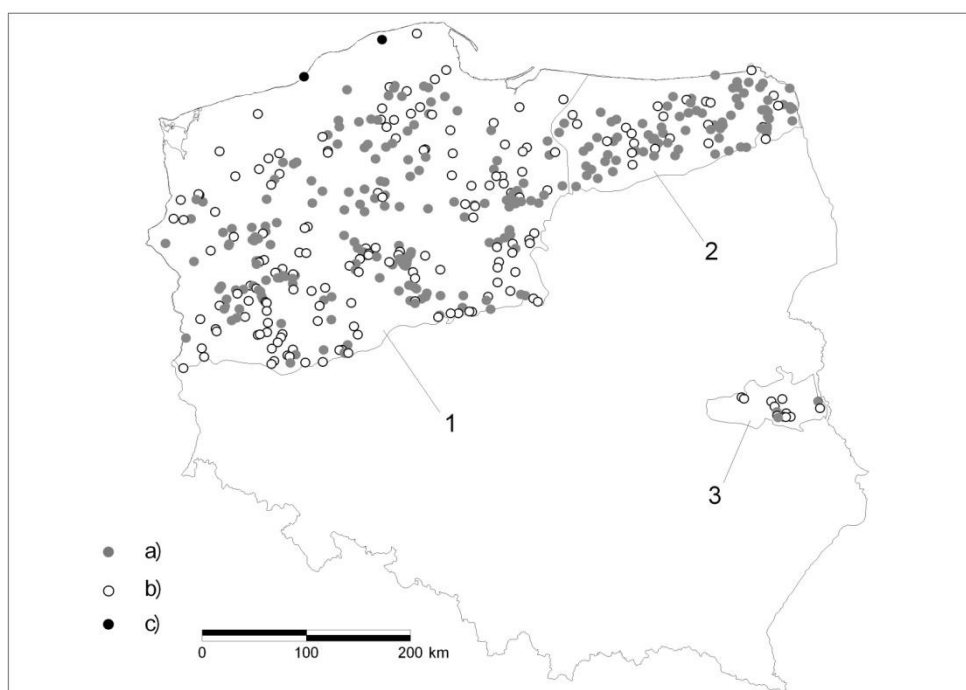
Prace monitoringowe i wstępne oceny stanu wód wykonywane są przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska. Oceny te są następnie weryfikowane i zatwierdzane przez instytucję centralną wskazaną przez Głównego Inspektora Ochrony Środowiska. Przez kilka kolejnych lat weryfikacja była wykonywana przez Instytut Ochrony Środowiska PIB. Badaniami Państwowego Monitoringu Środowiska objęte są jeziora o powierzchni większej od 50 ha, odgrywające istotną rolę w zasobach wodnych kraju, a także obiekty mniejsze, lecz ważne dla regionu ze względów gospodarczych lub przyrodniczych.

7. 3. Użytkowanie terenu zlewni i stan ekologiczny jezior

Ocena wód według nowego systemu została wprowadzona w roku 2008. W ciągu kilku lat obowiązywania nowych przepisów Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska przeprowadziły badania i udostępniły wyniki oceny dla kilkuset jezior z obszaru całego kraju. Informacje te były publikowane w corocznych „Raportach o stanie środowiska” oraz w komunikatach zawierających wyniki wstępnej lub zweryfikowanej przez Instytut Ochrony Środowiska klasyfikacji jezior badanych w poszczególnych latach. Procedura była realizowana z uwzględnieniem typologii abiotycznej, przypisanej każdej jednolitej części wód jezior. Zwykle w opublikowanych materiałach przedstawiano wyniki oceny elementów biologicznych, hydromorfologicznych i fizykochemicznych, które składały się na określenie stanu ekologicznego, a także rezultaty badań stanu chemicznego, oraz ostateczną ocenę jednolitej części wód.

W bazie danych jezior Polski znajdują się informacje o około 450 jeziorach (ryc. 7. 1), które były badane i klasyfikowane w latach 2008 - 2012. Część z nich, jako obiekty reperowe, poddawano ocenie każdego roku. Według „Programu Państwowego Monitoringu Środowiska na lata 2013-2015” (GIOŚ 2012) za jeziora reperowe uznaje się 22 obiekty leżące w 9 województwach. Są to: w województwie pomorskim jeziora Sumińskie, Jasień Południowy i Jasień Północny, w województwie zachodniopomorskim Wielkie Dąbie i Morzycko, w województwie warmińsko-mazurskim jeziora Płaskie (koło Jezioraka), Wuksniki, Mikołajskie, Jegocin i Kortowskie, w województwie podlaskim jeziora Długie Wigierskie i Gremzdel, w województwie lubuskim jeziora Tarnowskie Duże i Głębokie, w województwie wielkopolskim jeziora Śremskie, Mąkolno i Krępsko Długie, w województwie kujawsko-pomorskim jeziora Borzymowskie, Chełmżyńskie i Stelchno, w województwie mazowieckim jezioro Białe (koło Gostynina) i w województwie lubelskim jezioro Białe Włodawskie. Pozostałe akweny, które są objęte systemem Państwowego Monitoringu Środowiska, podlegają badaniom przeprowadzanym w cyklu kilkuletnim.

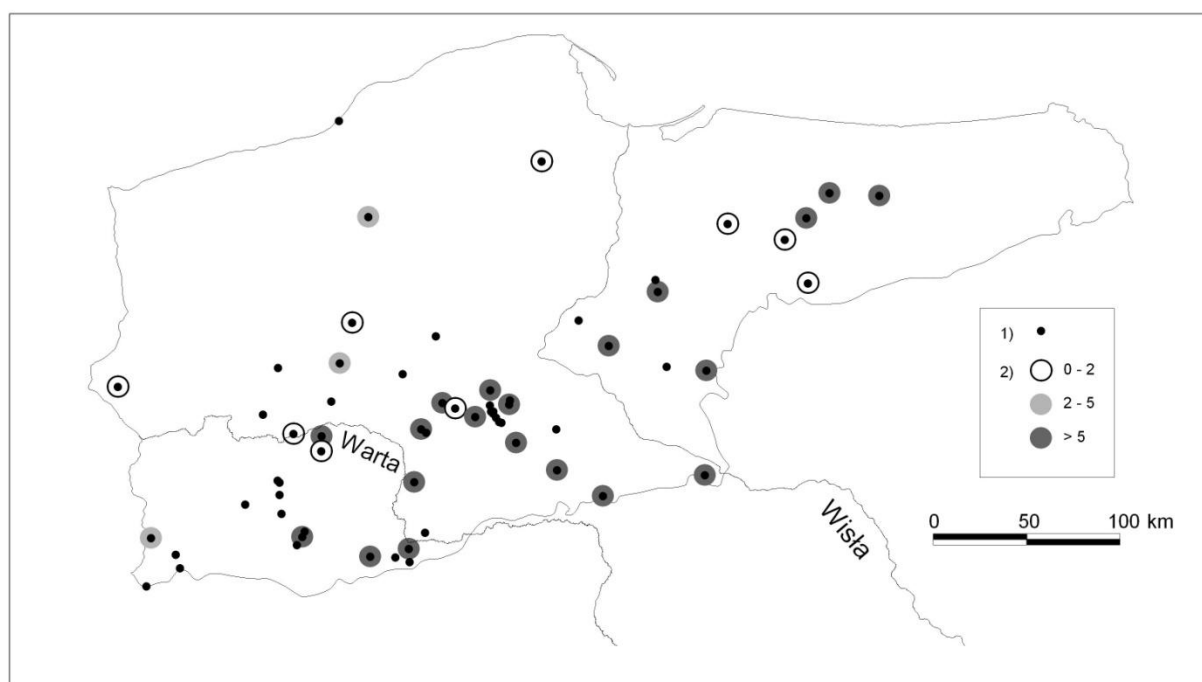
Dla każdego jeziora uwzględniono najnowsze dostępne dane z okresu pięciolecia 2008-2012. Jeżeli dla przykładu jezioro Krasne na Polesiu Zachodnim uzyskało w roku 2008 ocenę złą, a w roku 2012 jego stan ekologiczny był słaby, to w przeprowadzonej analizie uwzględniono poprawę stanu ekologicznego tego obiektu, traktując nową ocenę, jako decydującą o miejscu tego akwenu w ostatecznej klasyfikacji. Aby uzyskać czytelny wynik, jednoznacznie ukazujący zróżnicowanie geograficzne jakości wód oraz warunków istotnie wpływających na ich stan ekologiczny, zaprezentowano wyniki dla dwóch skrajnych przypadków, czyli jezior znajdujących się w złym i w bardzo dobrym stanie ekologicznym.



Ryc. 7. 1. Położenie badanych jezior: 1 – pojezierza Nizy Środkowoeuropejskiego, 2 – pojezierza południowo-zachodniej części Nizy Wschodniobałtycko-Białoruskiego, 3 – jeziora Polesia Zachodniego i Równiny Lubartowskiej; a) – jeziora stratyfikowane, b) – jeziora niestratyfikowane, c) - jeziora pozostające pod wpływem wód morskich.

7. 3. 1. Jeziora w złym stanie ekologicznym

Ustalono, że spośród wszystkich jezior, dla których dostępne były informacje o stanie ekologicznym, ponad 60 czyli około 14% było ocenionych, jako pozostające w złym stanie ekologicznym (ryc. 7. 2). Należy zauważyć, że nie stwierdzono istnienia tego rodzaju akwenów na obszarach wysuniętych na wschód, czyli na Pojezierzu Litewskim i na Polesiu Zachodnim. Jedynie kilka takich jezior leży w pasie pobrzeży i obszarów pojezierzy wysuniętych ku północy. Istnienie nieco większej liczby obiektów tej klasy (od 5 do 6) stwierdzono w granicach Pojezierza Południowopomorskiego, Chełmińsko – Dobrzyńskiego i zachodniej części Pojezierza Mazurskiego oraz w Pradolinie Toruńsko – Eberswaldzkiej. Największe zagęszczenie jezior zdiagnozowanych, jako mające zły stan ekologiczny, można zaobserwować na Pojezierzu Wielkopolskim i terenach sąsiednich. Na stosunkowo niewielkim obszarze leżącym między Zieloną Górą i doliną Wisły znajduje się ponad 60% wszystkich polskich jezior, które uzyskały najniższą ocenę stanu ekologicznego w latach 2008-2012. Jak wynika z dalszej analizy, zdecydowana większość (ponad 73%) jezior w złym stanie zalicza się do klas abiotycznych 3a i 3b. Są to więc jeziora występujące na obszarze Niżu Środkowoeuropejskiego, charakteryzujące się wysoką wartością współczynnika Schindlera, wskazującą na znaczny stopień oddziaływania zlewni na ich wody. Prawie 2/3 tego zbioru to obiekty, w których nie występuje zjawisko stratyfikacji (typ 3b), a więc mają one zwiększoną podatność na obniżenie jakości wód w wyniku spowolnionego obiegu związków biogenych.



Ryc. 7. 2. Rozmieszczenie jezior w złym stanie ekologicznym badanych w latach 2008 – 2012 (1) oraz wskaźnik stopnia oddziaływania rolniczych części ich zlewni (2).

Dla 37 jezior w złym stanie ekologicznym przeprowadzono analizę polegającą na ustaleniu struktury użytkowania terenu zlewni całkowitej, w celu określenia dla każdego z nich stopnia zagrożenia zanieczyszczeniami obszarowymi pochodzącymi z rolniczych części zlewni. Jako źródło danych posłużył rastrowy zbiór danych CORINE uzyskany z Europejskiej Agencji Środowiska (EEA), opisujący stan użytkowania i pokrycia terenu dla krajów członkowskich Unii Europejskiej w roku 2006. Była to najbardziej aktualna wersja danych w okresie, kiedy wykonywano analizę. Całkowite zlewnie jezior zostały wyznaczone na podstawie numerycznego modelu terenu. Wyniki zostały zestawione w tabeli 7.1. Na szczycie zestawienia znalazły się jeziora, których zlewnie mają największy udział obszarów rolniczych w strukturze użytkowania terenu. W kolumnie „Udział terenów rolniczych w zlewni całkowitej” kolorem zielonym zaznaczono przedział poniżej 50%, kolor żółty oznacza przedział od 50 do 75%, natomiast kolor czerwony to od 75 do 100% użytków rolnych w granicach zlewni całkowitej jeziora. Współczynnik Schindlera obliczono, jako iloraz powierzchni zlewni i objętości jeziora. Kolumna tabeli, zawierająca wartości współczynnika Schindlera informuje o stopniu potencjalnego oddziaływania zlewni na wody jeziora. Za odmianę tego wskaźnika można uważać współczynnik stopnia oddziaływania rolniczej części zlewni, obliczony analogicznie do współczynnika Schindlera, z tą różnicą, że powierzchnię zlewni całkowitej zastąpiono powierzchnią terenów rolniczych. W tabeli 7. 1 kolorem czerwonym zaznaczono bardzo wysokie wartości tego współczynnika (50 i wyższe), natomiast kolor zielony wskazuje współczynniki o wartości 2 i mniejszej. Wartość 2 została przyjęta przez analogię do istniejących i obowiązujących norm (Rozporządzenie MŚ 2011), jako granica między niskim i wysokim stopniem oddziaływania rolniczej części zlewni na jezioro. Zróznicowanie przestrzenne wartości współczynnika dla wybranych zlewni jezior w złym stanie ekologicznym przedstawiono na kartogramie (ryc. 7. 2).

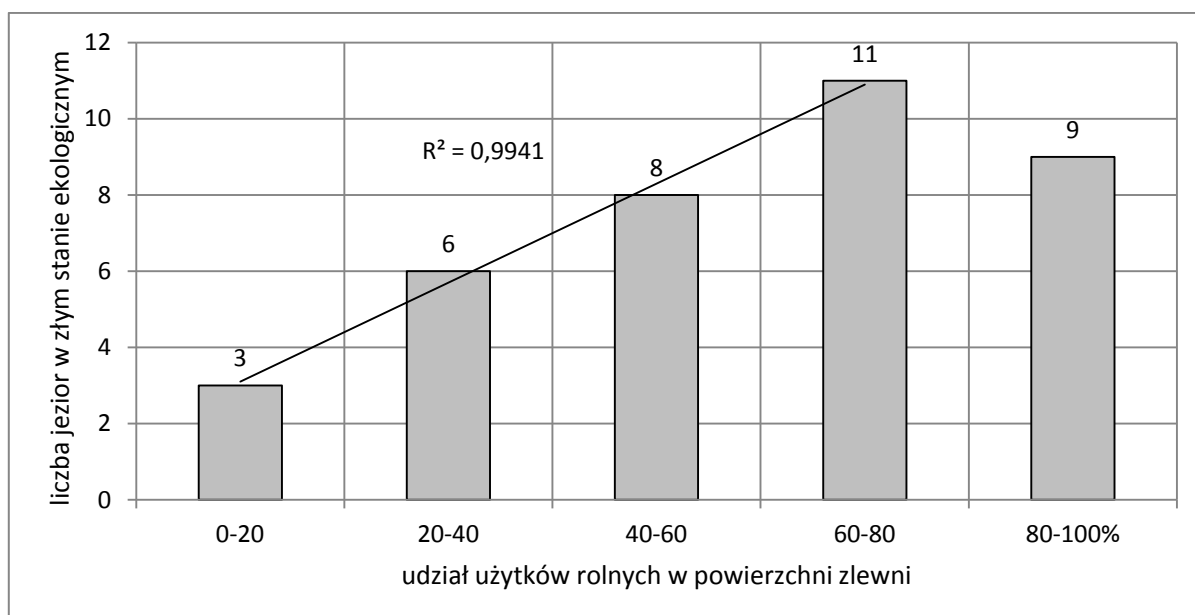
Prawie 70% spośród wybranych do analizy zlewni ma charakter rolniczy, przejawiający się ponad 50-procentowym udziałem terenów rolniczych w strukturze użytkowania terenu. Około 32% zlewni jezior to powierzchnie bardzo intensywnie wykorzystywane przez rolnictwo. Udział użytków rolnych na tych obszarach przekracza 75% powierzchni całkowitej. Znaczna część badanych obiektów, należących do grupy zlewni o przewadze terenów rolniczych, charakteryzuje się bardzo wysokimi wartościami współczynnika Schindlera, w kilku przypadkach znacznie przekraczającymi wartość 100. Oznacza to bardzo duży wpływ zlewni na jakość wód wypełniających misę jeziorną. Współczynnik stopnia oddziaływania rolniczej części zlewni przyjmuje wartości niższe od współczynnika Schindlera, ponieważ w sposób syntetyczny wiąże informację o stopniu oddziaływania zlewni na jezioro z udziałem powierzchni wykorzystywanej rolniczo w całkowitej strukturze użytkowania terenu. Wyodrębnienie powierzchni terenów rolniczych i wykorzystanie jej do obliczenia wskaźnika oddziaływania zlewni na jezioro wydaje się uzasadnione, ze względu na fakt, że w wielu przypadkach to właśnie intensywne rolnictwo jest głównym dostawcą związków biogennych, które w sposób masowy i decydujący wpływają na kształtowanie ekosystemów jeziornych.

Tabela 7. 1. Ocena stopnia oddziaływania rolniczej części zlewni dla jezior w złym stanie ekologicznym.

Kod JCW	Zlewnia jeziora	Współczynnik Schindlera	Współczynnik stopnia oddziaływania rolniczej części zlewni	Udział terenów rolniczych w zlewni całkowitej [%]
10206	Łękno	60,1	58,3	97
10105	Grzymisławskie	7,5	6,8	90
20249	Mlewickie	156,1	136,3	87
10636	Zamkowe	1,0	0,9	86
10394	Skulska Wieś	12,4	10,6	85
10424	Mogileńskie	113,2	94,8	84
10208	Stępuchowskie	2,6	2,2	83
10465	Sobiejskie	61,3	50,4	82
10390	Brdowskie	30,1	24,3	81
10033	Lubinieckie	18,6	14,5	78
10249	Budziszewskie	80,5	62,6	78
10120	Wonieść	25,1	19,1	76
10280	Radziszewskie	41,0	30,5	75
20588	Płowęż	79,1	58,6	74
20643	Grabowskie	1,5	1,1	74
10448	Kierzkowskie	21,2	15,4	73
10204	Tonowskie	139,8	100,2	72
30467	Ławki	15,5	10,8	70
10156	Swarzędzkie	76,4	52,2	68
30507	Kiersztanowskie	13,2	8,7	66
10983	Morzycko	1,2	0,7	60
30454	Wadąg	19,0	10,6	56
20012	Skrwilno	272,7	150,3	55
10274	Białokoskie	2,2	1,2	55
10123	Dolskie Wielkie	11,5	6,2	54
10338	Berzyńskie	28,9	15,1	52
20002	Łąckie Duże	23,9	10,3	43
30339	Świątajno Naterskie	3,4	1,4	42
10517	Chodzieskie	10,8	4,3	40
20100	Bartężek	3,0	1,1	35
10062	Jańsko	20,7	6,6	32
20871	Trzebiechowo	11,3	3,5	31
10060	Brody (Parkowe)	84,4	21,3	25
10059	Borak (Borek)	14,6	3,7	25
10295	Barlin	4,9	0,7	14
10676	Straduńskie	23,7	2,8	12
30281	Omulew	5,1	0,6	12

Spośród wszystkich jezior ujętych w powyższym zestawieniu, najbardziej podatne na zanieczyszczenia obszarowe jest leżące na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim jezioro Skrwilno. Akwen o powierzchni kilkudziesięciu hektarów (od 55 do 71 ha wg różnych źródeł), ma średnią głębokość zaledwie 0,8 m i objętość rzędu 500 tys. m³. Jego zlewnia całkowita o powierzchni ponad 150 km², w około 55% wykorzystywana jest rolniczo, a współczynnik stopnia oddziaływania rolniczej części zlewni ma wartość ponad 150.

Stan ekologiczny jezior wykazuje silny związek z intensywnością użytkowania rolniczego zlewni. Rycina 7.3 ukazuje liniowy wzrost liczby jezior w złym stanie w przedziałach reprezentujących zwiększający się udział terenów rolniczych w powierzchni zlewni jezior. Jedynie ostatnie wydzielienie, od 80 do 100% udziału użytków rolnych w zlewni wykazuje odstępstwo od schematu.



Ryc. 7. 3. Związek między liczbą jezior w złym stanie ekologicznym i stopniem użytkowania rolniczego zlewni.

Wiele całkowitych zlewni jezior ujętych tabeli 7.1 jest w rzeczywistości rozległymi obszarami zasilania systemów rzeczno-jeziornych, w których następuje tranzytowy przepływ zanieczyszczonych wód przez kolejne obiekty, których stan ekologiczny został określony jako zły. Przykładem może być położona na Pojezierzu Gnieźnieńskim zlewnia jeziora Sobiejuskiego, przez które przepływa rzeka Gąsawka, lewy dopływ Noteci. Rzeka ta bierze swój początek wypływając z jeziora Głębocek Wielki, a następnie przepływa przez Jeziora Oćwieckie Wschodnie, Oćwieckie Zachodnie, Gąsawskie, Godawskie, Biskupińskie, Weneckie Wschodnie, Weneckie Zachodnie, Skarbieńskie, Żnińskie Małe, Żnińskie Duże, Dobrylewskie i Sobiejuskie. W roku 2010 co najmniej 6 z wymienionych jezior charakteryzowało się złym stanem ekologicznym, poczynając od akwenów leżących w górnej części zlewni, a kończąc na zamykającym zlewnię Jeziorze Sobiejuskim. Badane 2 lata wcześniej

największe w tym systemie Jezioro Żnińskie Duże miało stan ekologiczny słaby. Nieco inną sytuację można zaobserwować w sąsiedniej zlewni Jeziora Kierzkowskiego i rzeki Struga Foluska. W tym systemie rzeczny widoczne jest pogarszanie się stanu ekologicznego jezior wraz z biegiem rzeki. Leżące najwyżej Jeziora Chomińskie i Foluskie charakteryzowały się umiarkowanym stanem ekologicznym. Kolejne w systemie Jezioro Ostrówieckie uzyskało ocenę słabą, a Jezioro Kierzkowskie i odbierające od niego wodę Jezioro Wolickie były klasyfikowane jako posiadające zły stan ekologiczny. Warto także zwrócić uwagę na fakt, że w zestawieniu zlewni jezior charakteryzujących się złym stanem ekologicznym nie występują zlewnie małe, o powierzchni mniejszej od 10 km².

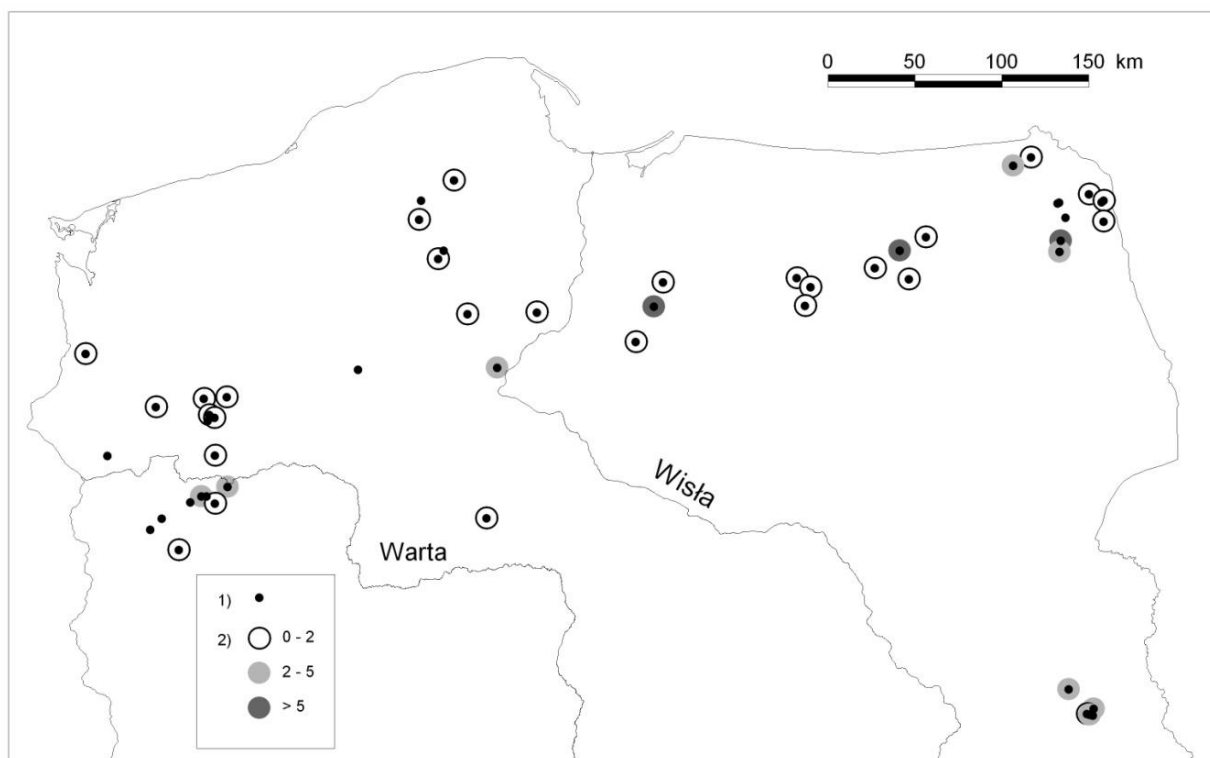
7. 3. 2. Jeziora w bardzo dobrym stanie ekologicznym

Wśród jezior objętych badaniem jest grupa ponad 50 obiektów charakteryzujących się bardzo dobrym stanem ekologicznym, co stanowi prawie 12% ogólnej ich liczby. Ich rozmieszczenie przestrzenne jest dość nieregularne (ryc. 7. 4). W pasie pojezierzy północnej Polski znajdują się dwa skrajnie położone skupiska takich akwenów. Na wschodzie są to jeziora Pojezierza Litewskiego, a na zachodzie jeziora Pojezierza Lubuskiego i zachodniej części Pojezierza Południowopomorskiego. Między nimi znajdują się niezbyt liczne, luźno rozrzucone grupy jezior na obszarach Pojezierza Mazurskiego oraz wschodniej części Pojezierza Południowopomorskiego. Odseparowany region z wodami powierzchniowymi o wysokiej jakości stanowi Polesie Zachodnie. Wszystkie grupy jezior, zaklasyfikowanych jako obiekty w bardzo dobrym stanie ekologicznym, są położone na obszarze lub w sąsiedztwie dużych kompleksów leśnych, takich jak Bory Tucholskie, Puszcza Augustowska i Puszcza Białowieska. Akweny najwyżej sklasyfikowane pod względem czystości wód nie występują lub są nieliczne w pasie pobraży Morza Bałtyckiego, na obszarach Pojezierza Wschodniopomorskiego i Zachodniopomorskiego, na Pojezierzu Wielkopolskim, Pojezierzu Iławskim i Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim oraz w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej.

Znaczna część jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym (około 42%) zalicza się do typów abiotycznych 2a i 5a, są więc stratyfikowane, o niskiej wartości współczynnika Schindlera. Dość liczną grupę (13%) stanowią jeziora typu 3a, stratyfikowane, o wysokim współczynniku Schindlera. Pozostałe typy abiotyczne są reprezentowane przez niewielkie zbiory obiektów (od 1 do 5 jezior). Na Polesiu Zachodnim istnieje zwarta grupa pięciu akwenów niestratyfikowanych, charakteryzujących się bardzo dobrym stanem ekologicznym.

Dla wybranych jezior w dobrym stanie ekologicznym wyznaczono zlewnie całkowite i ustalono powierzchnie poszczególnych form użytkowania terenu. Następnie obliczono udział terenów rolniczych w strukturze użytkowania każdej z wyznaczonych zlewni. Wyniki zostały zestawione w tabeli 7. 2. Na szczycie zestawienia znalazły się jeziora, których zlewnie mają największy odsetek powierzchni obszarów rolniczych. W tablicy tej zastosowano taki sam schemat kolorów, jak w przypadku zestawienia jezior w złym stanie ekologicznym.

Zróznicowanie przestrzenne wartości współczynnika oddziaływania rolniczej części zlewni jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym przedstawiono na kartogramie (ryc. 7. 4).



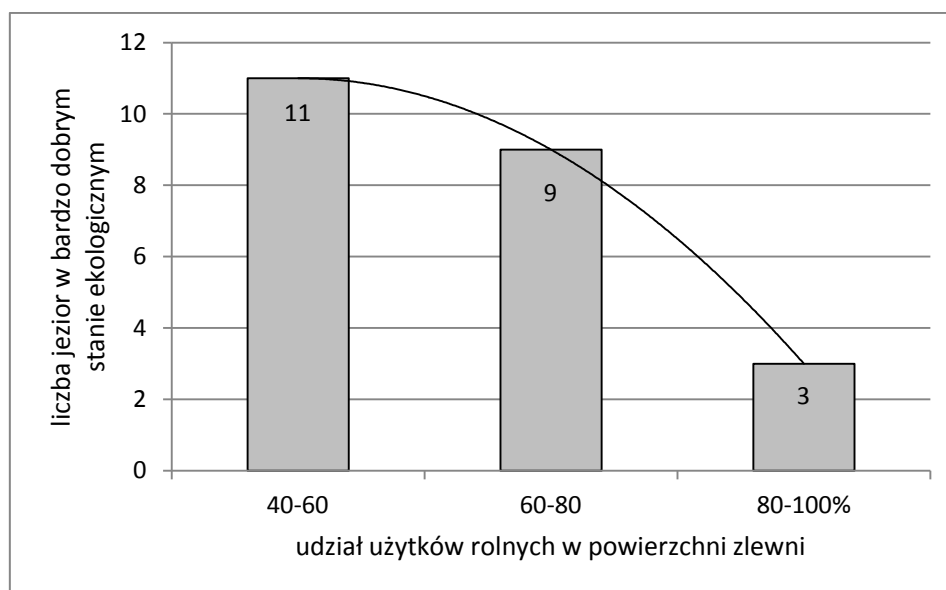
Ryc. 7. 4. Rozmieszczenie jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym, badanych w latach 2008 – 2012 (1) oraz stopień oddziaływania rolniczych części ich zlewni (2).

Jak wynika z zestawienia, zaledwie w 16 zlewniach (30% spośród wybranych do analizy) w strukturze użytkowania przeważają tereny rolnicze. O bardzo intensywnym użytkowaniu rolniczym można mówić zaledwie w 4 zlewniach, ale nawet w tych przypadkach wpływ rolniczej części zlewni na jezioro jest niewielki. W dwóch zlewniach wartość współczynnika jest mniejsza od 2, co oznacza znikomy wpływ zlewni na jezioro, a dla dwóch pozostałych obiektów indeksy te są podwyższone do wartości 4 oraz 4,8. Zdecydowana większość, bo prawie 80% zlewni ma niskie współczynniki oddziaływania na jezioro. Sytuacja taka oznacza, że jeziorom tym nie zagrażają spływy dużych ilości zanieczyszczeń obszarowych, co znajduje potwierdzenie w ich ocenie stanu ekologicznego. W zestawieniu znalazło się 5 jezior, dla których współczynnik stopnia oddziaływania rolniczej części zlewni wyniósł 0,0. Ich zlewnie są małe, o powierzchni od 2,3 km² do 21 km², położone wśród lasów. Trzy z nich to obszary całkowicie zalesione. W zlewni jeziora Jegocin (na Pojezierzu Mazurskim) występuje niewielki fragment terenu z zabudową luźną, natomiast zlewnia Jeziora Charzykowskiego (na Pojezierzu Południowopomorskim) ma niewielki fragment (4% powierzchni) użytkowany rolniczo.

Tabela 7. 2. Ocena stopnia oddziaływania rolniczej części zlewni dla jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym.

Kod JCW	Zlewnia jeziora	Współczynnik Schindlera	Współczynnik stopnia oddziaływania rolniczej części zlewni	Udział terenów rolniczych w zlewni całkowitej [%]
10398	Budziławskie	1,9	1,6	85
20446	Borówno	5,9	4,8	82
10039	Wilkowskie	2,0	1,6	81
30585	Krzywe Filipowskie	5,2	4,0	77
30614	Hańcza	0,3	0,2	74
20408	Szpitalne	2,5	1,8	72
30235	Łuknajno	12,3	8,7	71
30146	Buwełno	2,3	1,6	70
11020	Wełtyń	2,4	1,6	69
30646	Białowierśnie	1,7	1,1	68
30433	Leleskie	0,7	0,4	68
30037	Sajno	17,7	10,9	62
10808	Ostrowica	3,3	1,9	58
10333	Rokitno	4,1	2,1	52
20575	Karaś	17,8	9,2	52
30700	Kleszczów	9,2	4,7	51
10317	Tuczno	6,8	3,4	50
30703	Bikcze	8,3	4,1	50
10802	Osiek	3,5	1,7	48
30706	Łukie	4,5	2,1	46
30038	Kolno	8,8	4,0	46
20542	Stelchno	1,8	0,8	46
10327	Szarcz	0,3	0,1	42
20350	Kiedrowickie	1,1	0,4	39
10769	Radęcino	2,7	1,0	38
11025	Barlineckie	1,2	0,4	37
30314	Świątajno	0,2	0,1	37
20967	Mausz	0,7	0,2	30
30446	Purdy	1,1	0,3	29
10809	Bierzwnik	1,6	0,3	16
30692	Piaseczno	0,3	0,0	14
30224	Kołowin	6,1	0,7	11
10876	Solecko	2,0	0,2	9
30685	Zelwa	2,9	0,3	9
20299	Ostrowite	0,7	0,0	4
20193	Mieliwo	2,1	0,0	0
20566	Gardzień	7,0	0,0	0
30265	Jegocin	1,6	0,0	0
30650	Płaskie	0,8	0,0	0

Między liczbą jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym i wysokim (ponad 40%) stopniem użytkowania rolniczego zlewni istnieje zależność odwrotna (ryc. 7.5), czyli wraz ze wzrostem odsetka terenów rolniczych, maleje liczba jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym. W przedziale, do którego należą zlewnie o udziale od 80 do 90% użytków rolnych w powierzchni całkowitej, istnieją tylko 3 takie jeziora, natomiast w klasie grupującej zlewnie z najwyższym (ponad 90%) udziałem terenów rolniczych, wśród badanej grupy obiekty takie nie zostały stwierdzone.



Ryc. 7. 5. Związek między liczbą jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym i wysokim stopniem użytkowania rolniczego zlewni.

Analiza dostępnych danych wskazuje, że duża część jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym jest zasilana z niewielkich zlewni własnych, bez dopływu zanieczyszczeń obszarowych z terenów użytkowanych rolniczo. Charakteryzują się one niskim współczynnikiem Schindlera i dużym zalesieniem. Jest wśród nich także kilka jezior bezodpływowych: Głębokie koło Międzyrzecza (na Pojezierzu Lubuskim), Kiedrowickie i Ostrowica oraz Borówno wraz z jeziorem Kusowo (na Pojezierzu Południowopomorskim), Piaseczno (na Polesiu Zachodnim), Niegocin wraz z jeziorami Niegocinek i Nicponek (na Pojezierzu Mazurskim). Istnieją także systemy połączonych jezior, charakteryzujących się bardzo dobrym stanem ekologicznym. Przykładem może być zespół jezior Szarcz, Lubikowskie i Rokitno. Położone są na granicy pojezierzy Lubuskiego i Wielkopolskiego. Mają niewielkie zlewnie całkowite, więc nie są silnie obciążone wpływem zanieczyszczeń z pól uprawnych. Leżą w strefie działu wodnego między Wartą i Obrą. Niewielkie ciekі tego obszaru (Męcinka i dopływ z jeziora Żółwino) odprowadzają wody z systemu jezior i zasilają rzeki główne. W ten sposób jeziora nie otrzymują wysokich ładunków zanieczyszczeń transportowanych korytami cieków z dużych zlewni rolniczych. Zasilanie odbywa się lokalnie, z własnej zlewni. Trzem większym jeziorom towarzyszy kilka mniejszych akwenów charakteryzujących się dobrym stanem ekologicznym, np. jezioro Kochle (Pszczewskie) i Jezioro Białe koło Stołunia.

Podsumowanie

Czystość wód powierzchniowych, a więc również jezior, jest ważnym elementem jakości środowiska naturalnego. Oprócz znaczenia estetycznego, ważny jest także wpływ stanu jezior na warunki egzystencji roślin i zwierząt wodnych, możliwość prowadzenia działalności gospodarczej polegającej na hodowli ryb, oraz rozwój rekreacji i turystyki. Troska o dobrą jakość wód i poprawę ich czystości jest obowiązkiem odpowiednich instytucji państwowych, ale konieczność zachowania właściwej postawy, polegającej na poszanowaniu środowiska naturalnego dotyczy całego społeczeństwa. Monografia „Baza danych jezior Polski i jej wykorzystanie w badaniach limnologicznych” powstała z myślą stworzenia geograficznego opisu wód jeziornych, bazującego na dostępnych danych cyfrowych, które wszechstronnie charakteryzują jeziora i obszary ich występowania. Zebrane podczas realizacji tego projektu materiały pozwoliły zestawić zbiór danych przestrzennych (określających m. in. wielkość i rozmieszczenie badanych obiektów, ich przynależność do regionów geograficznych, obszarów chronionych, jednostek podziału administracyjnego itp.) oraz danych opisowych (zawierających m. in. charakterystykę klimatyczną i hydrologiczną regionów, parametry morfometryczne jezior i opublikowane wyniki badań prowadzonych w ramach Państwowego Monitoringu Środowiska). Analiza zgromadzonych zasobów informacyjnych pozwala na sformułowanie wniosków, dotyczących aktualnego poziomu zanieczyszczenia polskich jezior, ale także na określenie warunków, których spełnienie przyczyni się do osiągnięcia i utrzymania dobrej kondycji tego ważnego elementu otaczającego nas krajobrazu.

Według aktualnej procedury oceniającej jakość wód jezior wymagane jest wydzielenie pięciu kategorii opisujących stan ekologiczny badanych obiektów. W wyniku prac monitoringowych i analiz prowadzonych przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska w latach 2008-2012 do wód o bardzo dobrym i dobrym stanie ekologicznym zaliczono 37% badanych jezior (12% to jeziora w stanie bardzo dobrym i 25% w stanie dobrym). Stan ekologiczny 63% jezior nie spełniał kryteriów przyznania oceny dobrej (31% jezior było w stanie umiarkowanym, 17% w stanie słabym i 15% w stanie złym). Jak wynika z materiałów publikowanych przez Inspekcję Ochrony Środowiska, o takich wynikach decydowały przede wszystkim wskaźniki biologiczne. W większości przypadków parametrami decydującymi o obniżeniu oceny jakości wody były zawartość chlorofilu „a” oraz multimetryczny indeks fitoplanktonowy PMPL. Do wskaźników fizykochemicznych (uzupełniających), których wartość często nie spełniała standardów stanu dobrego, należały przezroczystość wód (widzialność krążka Secchiego), zawartość fosforu i azotu oraz natlenienie wód przydennych.

Najogólniej można stwierdzić, że badane jeziora ocenione jako mające zły stan ekologiczny, to w większości obiekty funkcjonujące na terenach intensywnie prowadzonej gospodarki rolnej, posiadające duże zlewnie, które sprzyjają emisji znacznych ilości zanieczyszczeń obszarowych i przedostawaniu się ich do mis jeziornych wraz z zasilającymi je wodami. Największa koncentracja tego typu obiektów występuje na obszarze Pojezierza Wielkopolskiego. W systemach rzeczno-jeziornych istnieje możliwość szybkiej migracji

zanieczyszczeń nawet na znaczne odległości. W takich sieciach drenażu należy liczyć się z wystąpieniem tendencji do pogarszania stanu ekologicznego wód wszystkich akwenów połączonych między sobą odcinkami koryt rzecznych, oraz ze szczególną koncentracją zanieczyszczeń w jeziorach leżących w dolnej części zlewni.

Istnienie w zlewni źródeł zanieczyszczeń powoduje zachwianie równowagi ekologicznej jeziora i wzrost stopnia eutrofizacji. Oznacza to wzbogacenie wód w mineralne składniki pokarmowe, co prowadzi do masowego rozwoju roślin wodnych oraz nadmiernej produkcji substancji organicznej. Maleje przezroczystość wód, dochodzi do zakwitów fitoplanktonu, stopniowo zmienia się skład gatunkowy organizmów wodnych. Nasilenie się tego procesu może doprowadzić do całkowitej degradacji wód. Zły stan jezior jest następstwem ich postępującej eutrofizacji (Zdanowski 1996). Jej przyczyny i skutki są dobrze poznane i wszechstronnie opisane w literaturze limnologicznej (Kajak 1979, Lossow 1996). Należy podkreślić, że przywrócenie jeziora do pierwotnego stanu poprzez zastosowanie różnego rodzaju działań rekultywacyjnych jest niemożliwe, jeśli równocześnie nie nastąpi zlikwidowanie dopływu zanieczyszczeń. Źródła punktowe w postaci zrzutów nieoczyszczonych lub nieodpowiednio oczyszczonych ścieków można dość łatwo zlokalizować i kontrolować. Znacznie trudniejsze jest ograniczenie dopływu zanieczyszczeń obszarowych. Ich powstawanie wiąże się z różnymi formami użytkowania terenu zlewni. O roli zlewni w kształtowaniu jakości jezior pisali m. in. Bajkiewicz-Grabowska (1981) i Górniak (1999). Wiele typów zanieczyszczeń trafia do wód powierzchniowych z terenów zurbanizowanych, przemysłowych i rolniczych. To właśnie działalność rolnicza, ze względu na wykorzystywanie znacznych powierzchni pól uprawnych, jest głównym dostarczycielem substancji biogenych oraz szkodliwych związków chemicznych (np. herbicydy, pestycydy), powodujących pogorszenie jakości wód jeziornych w naszym kraju.

W poprzednio stosowanym systemie oceny jakości jezior, badając parametry fizyczne i chemiczne wód ustalano przyczyny stanu i zmian jakości ekosystemów jeziornych. Obecnie, opierając ocenę stanu ekologicznego jezior na wskaźnikach biologicznych, obserwuje się skutki oddziaływania całego obszaru zasilającego jezioro wodami niosącymi różnorodne substancje za pośrednictwem lokalnego systemu hydrograficznego. Dobrze zorganizowany, skuteczny system obserwacji środowiska jest podstawowym i niezbędnym warunkiem projektowania i wdrażania kolejnych etapów procesu poprawy i utrzymania dobrego stanu jezior. Chcąc zapewnić wysoką jakość wód w jeziorach, należy działać na trzech poziomach:

- 1) w obszarze zlewni,
- 2) na ciekach prowadzących wody do jezior,
- 3) w wodach i osadach wypełniających misę jeziorną.

Działając na poziomie zlewni należy zapobiegać przedostawaniu się do wód substancji zanieczyszczających. Poprzez prowadzenie badań jakości wód w rzekach zasilających jeziora można kontrolować sposób i stopień oddziaływania zlewni całkowitej na ekosystem jeziora, a także sprawdzać skuteczność podjętych w zlewni działań, mających na celu zmniejszenie emisji zanieczyszczeń. Utrzymanie wysokiej jakości wód głównych dopływów może nawet pomóc w częściowej neutralizacji skutków oddziaływania zlewni bezpośrednich w sytuacji,

kiedy obszary sąsiadujące z jeziorem silnie je zanieczyszczają. Trzecim ogniwem działania mającego na celu poprawę stanu ekologicznego jezior, jest stosowanie różnorodnych metod rekultywacyjnych, takich jak natlenianie wód, użycie koagulantów, usuwanie osadów dennych itp. Należy zaznaczyć, że podjęcie działań rekultywacyjnych bez wdrożenia dwóch wcześniejszych etapów może dać jedynie doraźny efekt w postaci tymczasowej poprawy jakości wód jeziora.

Skutecznym sposobem poprawy stanu ekologicznego jezior na obszarach intensywnie użytkowanych rolniczo, jest właściwe zarządzanie zlewniami. Może ono być wprowadzone na szczeblu państwowym przez ustanowienie właściwej polityki rolnej, wraz z odpowiednim systemem wspierania, polegającym na akcjach informacyjnych, edukacji społeczności lokalnej, czy odpowiednio zorganizowanym systemie dopłat realizowanym przez właściwą agencję rządową. Jedną z dróg realizacji zarządzania zlewniami jeziornymi mogłoby być wdrażanie i wspieranie zasad rolnictwa precyzyjnego, polegającego na minimalizacji ilości zużywanych nawozów i środków ochrony roślin, przy jednoczesnym maksymalizowaniu uzyskanych plonów. Taki sposób działania proekologicznego na obszarze zlewni jeziornych stwarza duże szanse osiągnięcia pozytywnych rezultatów, ze względu na korzyści zarówno po stronie środowiska (mniej zanieczyszczeń spływających do jezior), jak i gospodarstw rolnych (zmniejszenie kosztów produkcji bez utraty plonów). Odcięcie dopływu zanieczyszczeń obszarowych do mis jeziornych może przyczynić się do szybkiej poprawy jakości wód wielu polskich jezior. Zaznaczyć należy, że jest to działanie profilaktyczne. Z pewnością okaże się ono znacznie skuteczniej-sze, niż usuwanie już istniejących skutków spływu substancji niepożądanych z obszaru zlewni. Oprócz działań profilaktycznych należy równocześnie stosować wykorzystywane dotychczas metody rekultywacji w celu przyspieszenia procesu oczyszczania jezior.

Literatura

1. Ambrosetti W., Barbanti L., 2002, Physical limnology of Italian lakes. 2. Relationships between morphometric parameters, stability and birge an work, *Jour. Limnol.*, 61, (2), 159–167.
2. Arst H., Erm A., Herlevi A., Kutser T., Leppaeranta M., Reinart A., Virta J., 2008, Optical properties of boreal lake waters in Finland and Estonia, *Boreal Environ. Res.*, 13 (2), 133-158.
3. Bajerlein J., 1960, Metodyka badań limnoaktywności, *Pr. Kom. Geogr. Geol. PTPN*, 4, (1), 1-151.
4. Bajkiewicz-Grabowska E., 1981, The influence of the physical geographic environment on the biogenous matter delivery to the lake, *J. Hydrol. Sci.*, 8 (1-2), 63-73.
5. Bajkiewicz-Grabowska E., 1985, Struktura fizyczno-geograficzne zlewni jako podstawa oceny dostawy materii biogennej do jezior, *Pr. Stud. Geogr.*, 7, 65-89.
6. Bajkiewicz-Grabowska E., 1987, Ocena naturalnej podatności jezior na degradację i roli zlewni w tym procesie, *Wiad. Ekol.*, 33 (3), 279-289.
7. Bajkiewicz-Grabowska E., 1990, Stopień naturalnej podatności jezior na eutrofizację na przykładzie wybranych jezior Polski, *Gospod. Wod.*, 12, 270-272.
8. Bajkiewicz-Grabowska E., Hillbricht-Ilkowska A., Kajak Z., Kufel L., 1989, Metodyka oceny odporności i obciążenia jezior, stanu eutrofizacji i czystości ich wód oraz wpływu zlewni, *Zesz. Nauk. Kom.*
9. Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1993, Próba uporządkowania i zdefiniowania hydrologicznej terminologii jeziornej, *Przegląd Geofizyczny*, 38(3-4), 301-315.
10. Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 2010, *Hydrologia ogólna*, PWN Warszawa, 340 s.
11. Baranowski M., Ciołkosz A., 1997, Opracowanie bazy danych pokrycia terenu w Polsce, *Prace IGiK*, 44 (95), 7-28.
12. Barańczuk J., Borowiak D., 2005, Zjawiska lodowe jezior, [w:] W. Lange (red.), *Badania Limnologiczne, Jeziora Górnej Raduni i jej zlewnia w badaniach z udziałem Stacji Limnologicznej w Borucinie*, Gdańsk, 3, 251-260.
13. Bernatowicz S., 1981, Thermal types of lakes in North-Eastern Poland, *Ekologia Polska*, PAN, 29, 585-594.
14. Bielecka E., 2003, System Informacji Przestrzennej narzędziem wspomagającym zarządzanie przestrzenią, *Człowiek i Środowisko* 27, 73–81.
15. Birge E.A., Juday C., 1912, A limnological study of the Finger Lakes of New York, *Bull. U.S. Bur. Fish.*, 27, 529-609.
16. Birge E.A., Juday C., 1929, Transmission of solar radiation by the water of inland lakes, *Trans. Wis. Acad. Sci. Arts Lett.*, 24, 509-580.
17. Birge E.A., Juday C., 1930, A second report on solar radiation and inland lakes, *Trans. Wis. Acad. Sci. Arts Lett.*, 25, 284-235.
18. Birge E.A., Juday C., 1931, A third report on solar radiation and inland lakes, *Trans. Wis. Acad. Sci. Arts Lett.*, 26, 383-425.
19. Birge E.A., Juday C., 1933, The transparency, the color and the specific conductance of the lake waters of northeastern Wisconsin, *Trans. Wis. Acad. Sci. Arts Lett.*, 28, 205-259.
20. Birge, E. A., 1897, Plankton studies on Lake Mendota, II. The Crustacea from the plankton from July 1894 to December 1896. *Trans. Wisconsin Acad. Sci. Arts Lett.*, 11, 274–448.

21. Blomqvist P., Brunberg A. K., Brydsten L., 2000, Lake and lake-related drainage area parameters for site investigation program, Svensk Kärnbränslehantering AB, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co, SKB Rapport R-00-38, 71 s.
22. Bogoslavskii B. B., Muravejskii S. D., 1955, Očerki po ozerowiedeniju, Izdat. Moskovskogo Universiteta, Moskwa, 176 s.
23. Bogoslovsky B.B., 1960, Ozerovedenie, Izd. MGU, Moskva, 335 s.
24. Bojanowicz M., 1970, Termika wód jeziornych w Polsce i ocena zasobów ciepła w jeziorach, PIHM, Materiały nr 676, Warszawa (maszynopis).
25. Borowiak D. (red.), 2007, Jeziora Kaszubskiego Parku Krajobrazowego, Ser. Bad. Limnol. 5, Katedra Limnologii Uniwersytetu Gdańskiego, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, 305 s.
26. Borowiak D., 2003, Influence of horizontal water exchange intensity on epilimnion depth: Case study on Upper Rakuńskie Lake, [w:] B. Jaskowski (edit.). Limnological Review, Kielce, 3, 17-24.
27. Borowiak D., 2005, Visibility of Secchi disk in lakes of Eastern Pomerania: The role of chlorophyll a and turbidity, Limnol. Rev., 5, 3-9.
28. Borowiak D., 2007, Podwodny reżim światła, [w:] Borowiak D. (red.) Jeziora Kaszubskiego Parku Krajobrazowego, Bad. Limnol., 5, Wyd. KLUG, Gdańsk, 91-102.
29. Borowiak D., 2009, Optical classification of lakes in northern Poland, Limnol. Rev., 9 (4), 141-152.
30. Borowiak D., 2011, Właściwości optyczne wód jeziornych Pomorza, Wyd. UG, Gdańsk, 275 s.
31. Borowiak D., Borowiak M., 2001, Effects of morphometry and optical properties of water upon the thermal stratification of postglacial lakes of northern Poland, Limnol. Rev., 1, 15-24.
32. Borowiak D., Lange W., Maślanka W., 2000, Przyrodnicze uwarunkowania ochrony cieków i jezior, [w:] M. Przewoźniak (red.), Materiały do monografii przyrodniczej regionu gdańskiego, 2, Wyd. Marpress, Gdańsk, 45-74.
33. Brezonik P.L., 1978, Effect of organic colour and turbidity on Secchi disc transparency, J. Fish. Res. Board Can., 35 (11), 1410-1416.
34. Canfield D.E., Hodgson L.M., 1983, Prediction of Secchi disc depths in Florida lakes: Impacts of algal biomass and organic color, Hydrobiologia, 99 (1), 51-60.
35. Carlson R.E., 1977, A trophic state index for lakes, Limnol. Oceanogr., 22 (2), 361-369.
36. Chałubińska A., Wilgat T., 1954, Podział fizjograficzny województwa lubelskiego, Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Lublin, 3-44.
37. Chambers P.A., Prepas E.E., 1988, Underwater spectral attenuation and its effect on the macrophyte communities in relation to Secchi depth, Can. J. Fish. Aquat. Sci, 42 (4), 701-709.
38. Choiński A., 1995, Zarys limnologii fizycznej Polski, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, 298 s.
39. Choiński A., 2006, Katalog jezior Polski, Wyd. Nauk. UAM, 600 s.
40. Choiński A., 2007a, Examples of variation in ice cover thickness in mountain and lowland lakes in Poland, Limnological Review, 7(1), 11-18.
41. Choiński A., 2007b, Limnologia fizyczna Polski, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 547.
42. Choiński A., 2010, Thermal characterisation of Lake Morskie Oko water in 2007 based on measurements by a gradient thermal probe. Limnological Review, 10, (3-4).

43. Choiński A., Gogołek A., Mrugalski T., 1998, Wieloletnie zmiany chemizmu wód jeziora Jamno, [w:] Lange W., Borowiak D. (red.), Zagrożenia degradacyjne a ochrona jezior, *Bad. Limnol.* 1, 107-113.
44. Choiński A., Kanikowski J., 2004, Fluctuations in water temperature of Lake Zamkowe. *Limnological Review*, 4, 33-44.
45. Choiński A., Lange W., 1996, Zmienność przewodności elektrycznej właściwej wód jeziora Jamno, *Rocznik Fizycznogeogr.*, 1, 19-24.
46. Choiński A., Łyczkowska G., 2008, Thermal characteristics of water of Wielki Staw in the Karkonosze Mountains and Morskie Oko in the Tatras, *Polish of Environmental Studies*, 17, 5, 835-840.
47. Choiński A., Pociask-Karteczka J., Ptak M., Strzelczak A., 2014, Zjawiska lodowe na Morskim Oku, [w:] A. Choiński i J. Pociask-Karteczka (red.), *Morskie Oko – Przyroda i człowiek*, Zakopane.
48. Choiński A., Ptak M., Skowron R., 2014, Tendencje zmian zjawisk lodowych jezior północnej Polski w latach 1951-2010, *Przegląd Geograficzny*, 86, 1, 5-22.
49. Choiński A., Skowron R., 1998, Najgłębsze jeziora Niżu Polskiego w świetle najnowszych pomiarów głębokościowych, *Czasopismo Geograficzne*, 60 (3-4), 339 – 343.
50. Chomskis W., 1969, *Dinamika i termika małych ozer*, Izdatelstwo Mintis, Vilnius, 204 s.
51. Churski Z., 1988, Zróżnicowanie przestrzenne i pionowe temperatury wody Jeziora Jeziorak, *Badania hydrograficzne w poznaniu środowiska*, Wyd. UMCS, Lublin, 47-57.
52. Cieśliński R., 2011, *Geograficzne uwarunkowania zmienności hydrochemicznej jezior wybrzeża południowego Bałtyku*, Wyd. UG, Gdańsk.
53. Cieśliński R., 2011a, Rola jezior przybrzeżnych polskiego wybrzeża Bałtyku południowego w transformacji jakości wód do nich dopływających na przykładzie jeziora Łebsko i Gardno, Wyd. UG, Gdańsk.
54. Cole A., 1994, *Textbook of Limnology*, 4 ed, Waveland Press Inc., Prospect Heights, Illinois
55. Danilovich I., 2004, Influence of climate warming on hydrological regime of lakes and reservoirs in Belarus during 1988-2002. - Materials of XXIII Nordic hydrological conference, NHP, Tallinn, Report № 48, 691-695.
56. Davies-Colley R.J., 1988, Mixing depths in New Zealand lakes, *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 22, 517-527.
57. Davies-Colley R.J., Vant W.N., Smith D.G., 2003, *Colour and clarity of natural waters. Science and management of optical water quality*, Blackburn Press, Caldwell, 310 s.
58. Dawidek J., 2013, *Procesy limniczne w strefie aktywności fluwialnej rzeki Bug pomiędzy Dorohuskim a Włodawą*, Wyd. UMCS, Lublin.
59. Dawidek J., Ferencz B., Sobolewski W., 2012, Modelling of hydrogeochemical potential of three lake catchments in Polesie region (Eastern Poland), *Hydrol. Process.* 27(12), 1773-1780.
60. Dawidek J., Sobolewski W., 2007, Użytkowanie terenu jako czynnik modyfikujący parametry chemiczne wód powierzchniowych Łuku Uhruskiego w warunkach odpływu wód roztopowych, [w:] *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Michalczyk, Z. (red.), *Badania hydrograficzne w poznaniu środowiska*, 8, Wyd. UMCS, 167-174.
61. Dąbrowski M., Marszelewski W., Skowron R., 2004, The trends and dependencies between air and water temperatures in the lakes located in Northern Poland in the years 1961-2000, *Hydrology and Earth System Sciences*, 8 (1), 79-87.

62. Delebecque A., 1898, *Les lacs français*, Typographie Chamerot et Renouard, Paris, 436 s.
63. Eckel O., 1935, Strahlungsuntersuchungen in einigen österreichischen Seen, *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien Math. Natur. Kl. Wien*, 144 (3-4), 85-110.
64. Edmondson W.T., 1980, Secchi disc and chlorophyll, *Limnol. Oceanogr.*, 25 (2), 378-379
65. Ekman S., 1915, Die Bodenfauna des Vattern, qualitativ und quantitativ untersucht, *Int. Rev. Ges. Hydrobiol. Hydrogr.*, 7 (4-5), 275-425.
66. Erikson H.A., 1933, Light intensity at different depths in lake water, *J. Opt. Soc. Amer.*, 23 (5), 170-177.
67. Fang X., Stefan H., G., 1998, Potential climate warming effects on ice covers of small lakes in the contiguous U.S., *Cold Regions Science and Technology*, 27, 119-140.
68. Faraś-Ostrowska B., 1985, Warunki przenikania promieniowania słonecznego w wodzie jezior górnej Raduni, *Zesz. Nauk. UG, Geografia*, 14, 85-94.
69. Faraś-Ostrowska B., Lange W., 1982, Zjawiska optyczne w wodzie Jeziora Raduńskiego Górnego, *Zesz. Nauk. UG, Geografia*, 12, 75-95.
70. Faraś-Ostrowska B., Lange W., 1998, Przezroczystość wody jako miara nasilenia eutrofizacji jezior, Zagrożenia degradacyjne a ochrona jezior, *Zakł. Limnologii UG, Bad. Limnol.*, 1, 181-191
71. Ficek D., 2013, Właściwości biooptyczne wód jezior Pomorza oraz ich porównanie z właściwościami wód innych jezior i Morza Bałtyckiego, *Rozpr. Monogr.* 23/2013, PAN IO, Sopot, 351 s.
72. Forel F.-A., 1877, Étude sur les variations de la transparence des eaux du lac Léman, *Arch. Sci. Phys. Nat.*, 59, 137
73. Forel F.-A., 1892, *Le Léman. Monographie limnologique*. Vol. 2, F. Rouge, Lausanne, 651 s.
74. Fortuniak K., Kozuchowski K., Żmudzka E., 2001, Trendy i okresowość temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku (Trends and periodicity of changes in air temperature in Poland in the second half of 20th century), *Przegląd Geofizyczny*, 46 (4), 283 – 303.
75. French R.H., Cooper J.J., Vigg S., 1982, Secchi disc relationships, *Water. Resour. Bull.*, 18 (1), 121-123.
76. Garbini A., 1897, Alcune notizie fisiche sulle acque del Benaco, *Rivista Geogr. Ital.*, 4 (3), 80-101.
77. Gieysztor M., 1960, On the thermal conditions of the littoral zone of lakes, *Polskie Archiwum Hydrobiologii i Rybactwa*, Warszawa, 8, 171-193.
78. GIOŚ, 2012, Program Państwowego Monitoringu Środowiska na lata 2013 – 2015, Główny Inspektor Ochrony Środowiska, Warszawa.
79. Girjatowicz J.P., 2001, Effects of atmospheric circulation on ice conditions in the Southern Baltic coastal lagoons, *Internat. Journal Climatol.*, 21, 1593-1605.
80. Girjatowicz J.P., 2003a, Ice conditions in coastal lakes of the southern Baltic Sea. *Ann. Limnol. - Int. J. Lim.*, 39 (4), 317-331.
81. Girjatowicz J.P., 2003b, The influence of the North Atlantic Oscillation on ice conditions in coastal lakes of the Southern Baltic Sea. *Ann. Limnol. - Int. J. Lim.*, 39 (1), 71-80.
82. Girjatowicz J.P., 2003c, Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na temperaturę wody polskiego wybrzeża Bałtyku, *Przegląd Geofizyczny*, 48, 45 – 60.
83. Girjatowicz, J.P., 2005, The Relationships between the North Atlantic Oscillation and southern Baltic coast ice conditions, *Journal of Coastal Research*, 21, 281-291.

84. Glazik R., Marszelewski W. Skowron R., 2006, Selected problems of registration of vertical distribution of water temperatures in lakes, [w:] G. Kowalewski & K. Milewska (edit.), *Limnological Review*, Poznań, 6, 103-110.
85. Gołek J., 1957, Zjawiska lodowe na rzekach polskich. *Prace PIHM*, 48, Wydawnictwa Komunikacyjne, Warszawa.
86. Gołek J., 1986, Zjawiska lodowe na wodach powierzchniowych, [w:] *Atlas hydrologiczny Polski*, t. II, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
87. Gołębiewski R., Lange W., 1976, Stosowalność niektórych typologii limnologicznych na przykładzie jezior Pojezierza Kaszubskiego, *Zeszyty Naukowe UG, Geografia*, Gdańsk, 5, 25-56.
88. Górniak A., 1999, Rola hydrologii i charakteru zlewni w kształtowaniu chemizmu wód jezior. [w:] *Współczesne kierunki badań hydrobiologicznych*, Materiały konferencyjne, 22 września 1999, Supraśl, Białystok, 61-69.
89. Górniak A., 2006, Lakes In Podlasie Province (NE Poland) – present trophy state and water quality. *Polish Journal of Environmental Studies*, 15, 361-364.
90. Górniak A., Pękala M., 2001, Zjawiska lodowe jezior północno-wschodniej Polski (Ice phenomena on lakes in north-eastern Poland), *Przegląd Geofizyczny*, 46 (1-2), 91-109.
91. Gronska T.P., Lemeshko N. A., Arvola L., Jarvinen, M., 2002, Lakes of European Russia and Finland as Indicators of Climate Change, *World Resource Review*, 14 (2), 189-203.
92. Grześ M., 1974, Badania nad termiką i zlodzeniem jeziora Gopło, *Dokumentacja Geograficzna*, Instytut Geografii PAN, 3, 57.
93. Grześ M., 1978, Termika osadów dennych w badaniu jezior, *Prace Geograficzne PAN*, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk, 130, 96.
94. Håkanson L., 2004, *Lakes: Form and function*, Blackburn Press, Caldwell, 201 s.
95. Halbfass W., 1901, Beiträge zur Kenntnis der Pommerschen Seen, *Peterm. Mitteil. Ergänzungsheft*, 136, 132 s.
96. Hassert K., 1912, Seenstudien in Nordkamerun, *Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin*, 7-41, 135-144.
97. Herlevi A., 2002, Inherent and apparent optical properties in relation to water quality in nordic waters [dysertacja], Report Ser. Geophys., 45, Univ. Helsinki, Helsinki, 57 s.
98. Hillbricht-Ilkowska A., Wiśniewski R.J., 1994, Zróżnicowanie troficzne jezior Suwalskiego Parku Krajobrazowego i jego otuliny. Stan obecny, zmienność wieloletnia, miejsce w klasyfikacji troficznej jezior, [w:] Hillbricht-Ilkowska A., Wiśniewski R.J. (red.) *Jeziora Suwalskiego Parku Krajobrazowego. Związki z krajobrazem, stan eutrofizacji i kierunki ochrony*, Zesz. Nauk. Kom. Nauk. PAN „Człowiek i Środowisko”, 7, 181-200.
99. Horne A.J, Goldman C.R., 1994, *Limnology*, 2nd ed., New York, McGraw-Hill, s. 576.
100. Howard-Williams C., Vincent W.F., 1984, Optical properties of New Zealand lakes, 1: Attenuation, scattering, and a comparison between downwelling and scalar irradiances, *Arch. Hydrobiol.*, 99, 318-330.
101. Hutchinson G.E., 1957, *A treatise on limnology*, New York – London, Geography, physics, and chemistry. John Wiley & Sons, 1015 s.
102. Hutchinson G.E., Löffler H., 1956, The thermal classification of lakes. *Proc. Nat. Acad Sci., Wash.* 42, 84-86.
103. Janiec B., Turczyński M., 1988, Wiosenno-lletnia faza cyklu termicznego najgłębszych jezior Pojezierza Leczyńsko-Włodawskiego, *Badania hydrograficzne w poznaniu środowiska*, UMCS, Wydz. BiNoZ, Lublin, 59-70.

104. Jańczak J. (red.), 1996, Atlas jezior Polski. T. 1 : Jeziora Pojezierza Wielkopolskiego i Pomorskiego w granicach dorzecza Odry, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 268 s.
105. Jańczak J. (red.), 1997, Atlas jezior Polski. T. 2: Jeziora zlewni rzek Przymorza i dorzecza dolnej Wisły, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 256 s.
106. Jańczak J., (red.), 1999, Atlas jezior Polski. T. 3: Jeziora Pojezierza Mazurskiego i Polski południowej, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 240 s.
107. Jańczak J., Maślanka W., 2006, Cases of occurrence of secondary metalimnia in some lakes of the Elk Lakeland, *Limnological Review*, 6, 123-128.
108. Jędrasik J., 1975, Anomalia termiczna pod lodem na Jeziorze Raduńskim Górnym, *Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UG, Geografia* nr 3, Gdańsk, 193-200.
109. Jędrasik J., 1985, Uwarunkowania cykli termicznych w jeziorach, *Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UG, Geografia* nr 14, Gdańsk, 45-56.
110. Juday C., 1915, Limnological studies on some lakes in Central America, *Trans. Wis. Acad. Sci. Arts Lett.*, 18, 214-259.
111. Juday C., Birge E. A, 1933, The transparency, the color and the specific conductance of the lake waters of northeastern Wisconsin, *Trans. Wis. Acad. Sci., Art and Let.* 28, 205-259.
112. Kajak Z., 1979, *Eutrofizacja jezior*, PWN, Warszawa, 232 s.
113. Kalff J., 2002, *Limnology: Inland Water Ecosystems*, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 592 s.
114. Kanikowski J., 1997, Rozkład temperatury wód jeziora Zamkowego w Wałczu jako podstawa oceny możliwości wykorzystania energii cieplnej, maszynopis w bibliotece UG, Gdynia, 105.
115. Karwel A., Ewiak A. 2006, Ocena przydatności danych wysokościowych z misji SRTM do generowania NMT na obszarze Polski, *Prace Instytutu Geodezji i Kartografii*, 52 (110), 75-87.
116. Kilkus K., Valiuškevičius G., 2001, Klimato svyravimų atspindžiai ežerų ir upių hidrologiniuose bei hidrofizikiniuose rodikliuose, [w:] Bukantis A., Gulbinas Z., Kazakevičius S., Kilkus K., Mikelinskienė A., Morkūnaitė R., Rimkus E., Samuila M., Stankūnavičius G., Valiuškevičius G., Tšaromskis R. (red.) *Klimato svyravimų poveikis fiziniams geografiniams procesams Lietuvoje*. Vilnius: Geografijos institutas, Vilniaus universitetas, 194 – 232.
117. Kitajev S.P., 1978, *Klassifikacija ozier mira*, Wodnyje Resursy, Moskwa, 1, 97-103.
118. Klein Tank A.M.G., Wijngaard J.B., Können G.P., Böhm R., Demarée G., Gocheva A., Mileta M., Pashiardis S., Hejkrlik L., Kern-Hansen C., Heino R., Bessemoulin P., Müller-Westermeier G., Tzanakou M., Szalai S., Pálsdóttir T., Fitzgerald D., Rubin S., Capaldo M., Maugeri M., Leitass A., Bukantis A., Aberfeld R., Van Engelen A.F.V., Forland E., Mielus M., Coelho F., Mares C., Razuvaev V., Nieplova E., Cegnart., Antonio López J., Dahlström B., Moberg A., Kirchhofer W., Ceylan A., Pachaliuk O., Alexander L.V. Petrovic P., 2002, Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. of Climatol.*, 22, 1441-1453.
119. Koenigs J.P., Edmundson J.A., 1991, Secchi disk and photometer estimates of light regimes in Alaskan lakes: Effects of yellow color and turbidity, *Limnol. Oceanogr.*, 36 (1), 91-105.
120. Kolada A., Soszka H., Cydzik D., Gołub M. 2005. Typologia abiotyczna jezior Polski zgodna z wymaganiami Ramowej Dyrektywy Wodnej. [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne*. Uniw. Śląski, Sosnowiec.
121. Komar T., 1978, Morfometria Małego i Wielkiego Stawu w Karkonoszach, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 340, ser. A, 75-112.
122. Kondracki J., 2011, *Geografia regionalna Polski*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 468 s.

123. Korycka A., 1974, Przewodność elektryczna właściwa wód jeziorowych, Broszury Rybackie, t. 77, IRŚ Olsztyn.
124. Korycka A., 1991, Charakterystyka chemicznego składu wody w jeziorach Północnej Polski, Roczn. Nauk Rol., ser. H, 102 (3).
125. Korycka A., Dembiński W., 1974, Przewodność elektryczna właściwa wody jezior północnej Polski, Roczn. Nauk Rol., ser. H, 96 (2), 59-74
126. Kowalska A., 1972, Termika jezior północnej Polski, Czasopismo Geograficzne, 43 (4), Wrocław, 371-385.
127. Kozarski S., 1995, Deglacjacja północno-zachodniej Polski: Warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA – 10 KA BP), Dok. Geogr. IGPZ PAN, 1, 1-82.
128. Kozhova O.M., Pautova V.N., 1982, Pervichnaia produktsia v Bratskom vodokhranilishche i faktory, ee opredelianiushchie, Vodnye Resursy, 1, 40-47.
129. Kubiak J., 2003, Największe dimiktyczne jeziora Pomorza Zachodniego. Poziom trofii, podatność na degradację oraz warunki siedliskowe ichtiofauny, Rozprawy 214, Akademia Rolnicza w Szczecinie, Szczecin, 96 s.
130. Kubiak J., Tórz A., 2005, Eutrofizacja. Podstawowe problemy ochrony wód jeziornych na Pomorzu Zachodnim, Słupskie Prace Biologiczne, 2, 17-36.
131. Kubiak J., Tórz A., 2006, Thermal regime of the biggest dimictic lakes of Western Pomerania region, Limnological Review, Poznań, 6, 155-162.
132. Kudelska D., Cydzik D., Soszka H., 1980, Instrukcja wdrożeniowa systemu oceny jakości jezior (wersja robocza), Inst. Kszt. Środ., Zakład Użytkowania Wód, Warszawa.
133. Kudelska D., Cydzik D., Soszka H., 1983, System oceny jakości jezior, Instytut Kształtowania Środowiska, Warszawa. 44 s.
134. Kudelska D., Cydzik D., Soszka H., 1992, Wytyczne monitoringu podstawowego jezior, PIOŚ, Warszawa, 41 s.
135. Kudelska D., Cydzik D., Soszka H., 1994, Wytyczne monitoringu podstawowego jezior, PIOŚ, Warszawa, (wydanie uzupełnione).
136. Kudelska D., Jabłoński J., Zakrzewska E., 1975, Metodyka pomiarów i oceny stanu czystości jezior – wytyczne, Ministerstwo Administracji, Gospodarki Terenowej i Ochrony Środowiska, Warszawa, 59 s.
137. Kufel L., 1999, Dimictic versus polymictic masurian lakes: Similarities and differences in chlorophyll-nutrients-SD relationships, Hydrobiologia, 408/409, 389-394.
138. Lampert W., Sommer U., 1996, Ekologia wód śródlądowych, PWN, Warszawa, 390.
139. Lange W. (red.), 1993, Metody badań fizycznolimnologicznych, Wyd. UG, Gdańsk.
140. Lange W., 1977, Warunki akumulacji ciepła w jeziorach Pojezierza Kaszubskiego, Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UG, Geografia, Gdańsk, 8, 89-108.
141. Lange W., 1985, Ustroje termiczne jezior Pojezierza Kaszubskiego, Zeszyty Naukowe BiNoZ UG, Geografia, Gdańsk, 13, 57-77.
142. Lange W., 1986, Fizyczno-limnologiczne uwarunkowania tolerancji systemów jeziornych Pomorza, Zesz. Nauk. UG, Rozpr. Monogr., 79, 177 s.
143. Lange W., 1993, Fizyczne właściwości wód jeziornych, [w:] W. Lange (red.), Metody badań fizycznolimnologicznych, Wyd. UG, Gdańsk, 67-108.
144. Lange W., Markiewicz W., Przewoźniak M., 1978, Przenikanie promieniowania słonecznego w jeziorach Doliny Pięciu Stawów Polskich, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 8, 167-178.

145. Lange W., Maślanka W., Nowiński K., 2000, Odrębność i zróżnicowanie fizycznolimnologiczne jezior Tatr Polskich (Physicolimnological separeteness and diversification of lakes in the Polish Tatra Mountains), [w:] J. Czochański & D. Borowiak (red.), *Z badań geograficznych w Tatrach Polskich (From the geographical investigations in the Polish Tatra Mountains)*, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 99-128.
146. Lange W., Nowiński K., Maślanka W., 2001, Proper conductivity of water of the lakes of the Suwalkian Lake District as an indicator of their supply structure, *Limnological Review* 1, 189-196.
147. Lehner, B., Döll, P., 2004, Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands, *Journal of Hydrology* 296 (1-4), 1-22.
148. Liburnau J.R., 1898, Der Hallstätter See. Eine limnologische Studie, *Mittheil. Kais. Königl. Geogr. Ges.*, 41, 1-218.
149. Lityński A., 1926, Studja limnologiczne na Wigrach, *Arch. Hydrobiol. Ryb.*, 1 (1-2), 1-78.
150. Lossow K., 1996, Rekultywacja jezior i zbiorników wodnych – dotychczasowe osiągnięcia, możliwości i perspektywy. [w:] *Ochrona i rekultywacja jezior i zbiorników wodnych, Materiały konferencyjne, Międzyzdroje, 7-8 marca 1996, Biuro Inf. Nauk. Szczecin*, 47-56.
151. Luhtala H., Tolvanen H., 2013, Optimizing the use of Secchi depth as a proxy for euphotic ceptth in coastal waters: An empirical study from the Baltic Sea, *ISPRS Int. J. Geo-Inf.*, 2, 1153-1168.
152. Łajczak A., 1982, Wahania temperatury przypowierzchniowej warstwy wody w jeziorach tatrzańskich o różnej ekspozycji, *Czasop. Geogr.* 53, 1, 29-40.
153. Łyczkowska G., 2009, *Termika wód Wielkiego Stawu w Karkonoszach*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 136.
154. Mackiewicz M., 1956, Pomiary przenikania promieniowania w jeziorach wielkopolskich w 1954 roku, *Prz. Geofiz.*, 1 (3-4), 183-189.
155. Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J., Wynne R.H., Livingstone D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Steward K.M., Vuglinski V.S., 2000, Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere, *Science* 289 (5482), 1743-1746.
156. Marszelewski W., 1998, Gospodarcze wykorzystanie jezior Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego i Kujawskiego przez przemysł cukrowniczy, [w:] W. Lange, D. Borowiak (red.), *Zagrożenia degradacyjne a ochrona jezior*, Wyd. DJ, Gdańsk, 203-212.
157. Marszelewski W., 1999, Zmiany przewodności elektrolitycznej wody w jeziorach Polski Północno-Wschodniej, [w:] A. Choiński, J. Jańczak (red.), *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior*, IMGW, Warszawa, 181-188.
158. Marszelewski W., 2000, Próba podziału jezior najsilniej zanieczyszczonych, w: K. Lossow, H. Gawrońska (red.), *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior*, UWM, Olsztyn, 181- 190.
159. Marszelewski W., 2001, *Jeziora Pojezierza Dobrzyńskiego*, Wyd. UMK, Toruń, 139 s.
160. Marszelewski W., 2005, Zmiany warunków abiotycznych w jeziorach Polski Północno-Wschodniej, Wyd. UMK, Toruń.
161. Marszelewski W., Skowron R., 2005, Spatial Diversity of the ice cover on the lakes of the European Lowland in the winter season 2003/2004, [w:] R. Machowski and M. Rzętała (edit.), *Limnological Review*, 5, Cieszyn, 155-165.
162. Marszelewski W., Skowron R., 2006, Ice cover as an indicator of winter air temperature changes: case study of the Polish Lowland lakes, *Hydrological Science Journal*, 51(2), 336-349.

163. Marszelewski W., Skowron R., 2009, Extreme ice phenomena on the lakes of Northern Poland, *Limnological Review*, 9 (2-3), 81-89.
164. Maślanka W., 1998, Zróżnicowanie zawartości tlenu w wodzie wybranych jezior Pojezierza Pomorskiego jako miara ich przekształceń degradacyjnych, [w:] W. Lange, D. Borowiak (red.), *Zagrożenia degradacyjne a ochrona jezior*, Wyd. DJ, Gdańsk, 193-202.
165. Maślanka W., Barańczuk J., 2007, Termika i dynamika wód (Thermicity and dynamics of water), [w:] D. Borowiak (edit.), *Badania Limnologiczne, Jeziora Kaszubskiego Parku Krajobrazowego*, 5, 71-90.
166. Maślanka W., Lange W., 2000, Nietypowe rozkłady przewodności właściwej w jeziorach Pojezierza Pomorskiego, [w:] K. Lossow, H. Gawrońska (red.), *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior*, UWM, Olsztyn, 59-69.
167. Maślanka W., Lange W., Nowiński K., 2003, Natural regularities in variation of electrolytic conductivity of water in chosen lakes of Southern Baltic Lakelands, *Limnological Review*, 3, 151-158.
168. Maślanka W., Lange W., Nowiński K., 2005, Ustroje termiczne jezior (Thermal regimes of lakes), [w:] W. Lange (edit.), *Badania Limnologiczne, Jeziora Górnej Raduni i jej zlewnia w badaniach z udziałem Stacji Limnologicznej w Borucinie*, Gdańsk, 3, 233-250.
169. Maślanka W., Nowiński K., 2006, Diversity of development of summer thermocline layer in Lake Upper Raduńskie, *Limnological Review*, 6, 201-206.
170. Meek S.E., 1908, The zoology of Lakes Amatitlan and Atitlan, Guatemala, with special reference to ichthyology, *Field Columbian Museum Publ.* 127, Zool. Ser., 7 (6), 159-206.
171. Mikulski Z., 1973, Badania promieniowania słonecznego w jeziorach polskich, *Prz. Geofiz.*, 18 (3-4), 291-301.
172. Mikulski Z., Okulanis E., 1974, Ustrój termiczny Jezior Raduńskich (Thermal structure of Raduńskie Lakes), *Przegląd Geograficzny*, Warszawa, 29 (1), 31-53.
173. Milius A., Starast H., 1999, Correlations between limnological variables of estonian lakes, *Proc. Estonian Acad. Sci.*, 48 (2), 117-129.
174. Mitchel P., Prepas E., 1990, *Atlas of Alberta Lakes*, The University of Alberta Press, 675 s.
175. Mobley C.D., 1994, *Light and water. Radiative transfer in natural waters*, Academic Press, San Diego: 592 s.
176. Naumenko M.A., Guzivaty V.V., Karetnikov S.G., 2006, Climatic trends of the water surface temperature in Lake Ladoga during ice-free periods. *Doklady Earth Sciences*, St. Petersburg, 409 (5), 675-678.
177. Naumenko M.A., Guzivaty V.V., Karetnikov S.G., 2008, Surface temperature climatic trends in Lake Ladoga: do they exist during ice-free period?, *Limnological Review*, 8 (3), 103-108.
178. Niesina L. W., 1970, O parametre termicznej stratyfikacji wody, *Trudy GGO*, wyp. 271, *Gidrometeoizdat*, Leningrad, 86-89.
179. Nordquist O., 1910, Über des Eindringen des Lichtes in von Eis und Schnee bedeckten Seen, *Int. Rev. Ges. Hydrobiol. Hydrogr.*, 3 (1-2), 79-83.
180. Nowiński K., 2009, Rola jezior w transformacji jakości wód systemu Raduni, Gdańsk, maszynopis rozprawy doktorskiej
181. Nowiński K., Lange W., Maślanka W., 2005, Conditions of light transmission in water of chosen lakes of Kashubian Lakeland, *limnol. Rev.*, 5, 183-194.
182. Nowiński K., Maślanka W., Lange W., 2005, Właściwości chemiczne wód jeziornych, [w:] W. Lange (red.), *Jeziora Górnej Raduni i jej zlewnia w badaniach z udziałem Stacji Limnologicznej w Borucinie*, ser. *Bad. Limnol.* 3, Wyd. KLUG, Gdańsk, 279-294

183. Okulanis E., 1976, Intensywność mieszania się i wymiana wód w zespole Jezior Raduńsko-Ostrzyckich, *Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UG, Geografia Gdańsk*, 5, 57-71.
184. Okulanis E., 1981, Studium limnologiczne Jezior Raduńsko-Ostrzyckich, *Gdańskie Tow. Nauk., Wydż. Nauk o Ziemi*, 5, Gdańsk, 110.
185. Olszewski P., 1959, Stopnie nasilenia wpływu wiatru na jeziora, *Olsztyn, Zeszyty Naukowe Wyższej Szkoły Rolniczej*, 4, 111–132.
186. Padial A.A., Thomaz S.M., 2008, Prediction of the light attenuation coefficient through the Secchi disc depth: empirical modeling in two large Neotropical ecosystems, *Limnology*, 9 (2), 143-151.
187. Paschalski J., 1960, Epilimnion Jeziora Mikołajskiego latem 1959 r., *Ekologia Polska*, B, 6 (2), 131-138.
188. Paślawski Z., 1982, Złodzenie jezior w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, R. XXVII, z. 1-2, Warszawa, 79-92.
189. Paślawski Z., 1993, Badania w dziedzinie limnologii fizycznej w Polsce, [w:] I. Dynowska (red.) *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, Kraków, 56-69.
190. Patalas K., 1960, Mieszanie wody jako czynnik określający intensywność krążenia materii w różnych morfologicznie jeziorach okolic Węgorzowa, *Roczniki Nauk Rolniczych, PAN, Wydział Nauk Rolniczych i Leśnych*, 77 (B-1), 223-242.
191. Pernaravičiūtė B., 2004, The impact of climate change on thermal regime of Lithuanian lakes, *Ekologija*, 2, 58-63.
192. Preisendorfer R.W., 1961, Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea, *IGGU Monogr.*, 10, 11-29.
193. Ramowa Dyrektywa Wodna 2000/60/WE z dnia 23 października 2000 r.
194. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 20 sierpnia 2008 r. w sprawie sposobu klasyfikacji jednolitych części wód powierzchniowych (Dz. U. Nr 162, poz. 1008).
195. Sawicki L., Minkiewicz S., 1909, Sprawozdanie tymczasowe z badań jezior tatrzańskich, *Okólnik Ryb.*, 108, 338-359.
196. Sherstiankin P.P., 1978, Opticheskie svoistva vod i pronikaiushchaia solnechnaia radiatsia, *Problemy Baikala*, 16 (36), 73-87.
197. Skowron R., 1982, Uwarstwienie termiczne wody w jeziorze Gopło w sezonie letnim w latach 1973 – 1978 (The thermal stratification of water in Lake Gopło in the summers of 1973-1978), *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Toruń, Geografia*, 17, 39-52.
198. Skowron R., 1990, Struktura termiczna wody w okresie letniej stagnacji na przykładzie wybranych jezior z Pojezierza Gnieźnieńskiego i Kujawskiego (Water thermal structure during the Summer – a case study on selected lakes of the Gniezno and Kuyavian Lake Districts), *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Toruń, Geografia*, 22, 45 – 83.
199. Skowron R., 1997a, Czasowo-przestrzenne zróżnicowanie temperatury wody powierzchniowej w jeziorach północnej Polski, *maszynopis pracy w Bibliotece Głównej UMK w Toruniu*, Toruń, 105.
200. Skowron R., 1997b, Tendencje zmian temperatury wody powierzchniowej i zjawisk lodowych w jeziorach na obszarach pojeziernych w Polsce, [w:] A. Choiński (red.) *Wpływ antropopresji na jeziora, Materiały Konferencji Naukowej, Poznań - 2 grudzień 1997. Poznań - Bydgoszcz*, 143 – 151.

201. Skowron R., 1999a, Termiczna sezonowość wody powierzchniowej w jeziorach polskich - jej fluktuacje i tendencje (Thermal seasonality of surface water in Polish lakes – its fluctuations and tendencies), IMiGW, Warszawa, 231-243.
202. Skowron R., 1999b, Letnia stratyfikacja termiczna wody w jeziorze Hańcza, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Toruń, Geografia*, 29 (103), 247 – 256.
203. Skowron R., 2001, Surface water thermal seasons in polish lakes, their distribution and spatial differentiation, [w:] W. Marszelewski and R. Skowron (edit.) *Limnological Review*, Toruń, 1, 251 – 263.
204. Skowron R., 2003, Ice sheet in the lakes of the Polish Lowland. Distribution, differences and trends, [w:] B. Jaśkowski (edit.). *Limnological Review*, Kielce, 3, 205-212.
205. Skowron R., 2007a, Roczny cykl temperatury wody powierzchniowej w jeziorach na Nizinie Polskiej i jego zmienność, [w:] *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym* (red. Z. Michalczyk), *Badania hydrograficzne w poznaniu środowiska*, Lublin, 8, 452-461.
206. Skowron R., 2007b, The thermocline layer in the thermal water structure of selected Polish lakes, *Limnological Review* 7 (3), 161-169.
207. Skowron R., 2008, Water thermal conditions during winter stagnation in the selected lakes in Poland, *Limnological Review*, 8 (3), 119-128.
208. Skowron R., 2009a, Changeability of the ice cover on the lakes of northern Poland in the light of climatic changes, *Bulletin of Geography, Physical Geography Series*, Toruń, 1, 103-124.
209. Skowron R., 2009b, Criteria of thermal classifications of lakes, *Bulletin of Geography, Physical Geography Series*, Toruń, 2, (93-108).
210. Skowron R., 2009c, Kształtowanie się temperatury wody w okresie letniej stagnacji w najgłębszych jeziorach nizinnych Polski (Water temperature in the deepest lakes of the Polish lowland during summer stagnation), [w:] *Zasoby wodne i ich ochrona, Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, 81-95.
211. Skowron R., 2009d, Extreme thermal phenomena of surface water in the lakes of Northern Poland, *Limnological Review*, 9 (2-3), 97-109.
212. Skowron R., 2010, Typologia termiczna jezior na Pojezierzu Brodnickim, [w:] *Konferencja Hydrograficzna „Zasoby wodne – zmiany”*, Poznań, 109-120.
213. Skowron R., 2011, Zróżnicowanie i zmienność wybranych elementów reżimu termicznego w jeziorach na Nizinie Polskiej (The differentiation and the changeability of chosen elements of the thermal regime of water in lakes on Polish Lowland), *Wydawnictwo Uniwersytetu M. Kopernika, Toruń*, 345 s.
214. Skowron R., Marszelewski W., 2005, Climatic and geographic conditioning of the ice cover thickness on the lakes of the European Lowland. 11th World Lakes Conference, Abstract volume, P.O. Box 30197, Nairobi, Kenya, 59.
215. Skowron R., Szczepanik W., 1993, Zróżnicowanie przestrzenne i tendencje zmian temperatury wody i zlodzenia jezior, [w:] I. Dynowska (red.) *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, Kraków (in Polish), 121-136.
216. Sobolewski W., 2001, Numeryczna mapa opadów atmosferycznych dla dorzecza Wisły. *Rocznik Fizycznogeograficzny*, 4, Gdańsk, 79-84.
217. Sobolewski W., 2002, Model bilansu wodnego dorzecza Wisły dla lat 1961-1990 w systemie informacji geograficznej (GIS). *Gospodarka Wodna*, 11, 456-458.
218. Sobolewski W., Turczyński M., 2010, Internetowa informacja naukowa z zakresu limnologii – dostęp do wybranych zasobów, [w:] Nędzarek A., Kubiak J., Tórz A. (eds.), *Anthropogenic and natural transformations of lakes vol. 4*, PTLim, Szczecin, 119 – 130.

219. Stangenberg M., 1936, Szkic limnologiczny na tle stosunków hydrochemicznych Pojezierza Suwalskiego. Suchar i Jezioro jako stadjum przejściowe zanikania jezior, Pr. Inst. Bad. Lasów Państw., A 19, 1- 85.
220. Starmach K., Wróbel S., Pasternak K., 1976, Hydrobiologia, PWN, Warszawa, 621 s.
221. Stefan H., G., Fang X., 1997, Simulated climate change effects on ice and snow covers on lakes in a temperate region, Cold Regions Science and Technology, 25, 137–152.
222. Stenz E., 1937, Über die Transmission der Sonnenstrahlung in den Wigry-Seen, Gerlands Beitr. Geophys., 50, 368-375.
223. Stenz E., 1938, O przenikalności promieniowania słonecznego w jeziorach wigierskich, Arch. Hydrobiol. Ryb., 11 (1-2), 1-23.
224. Stenz E., 1953, Strahlungsdurchlässigkeit einiger Seen Polens, Acta Geophys. Pol., 1 (1), 44-55.
225. Stenz E., Mikulski Z., 1951, Pomiary przenikalności promieniowania słonecznego w jeziorach i ich zastosowanie, Gosp. Wod., 11 (12), 441-451.
226. Szaflarski J., 1936, Przeźroczystość i barwa wód jezior tatrzańskich, Wiad. Służby Geogr., 10 (3), 387-394.
227. Szaflarski J., 1948, Z zagadnień zimowej termiki jezior tatrzańskich, Przegląd Geogr., 22, 281–289.
228. Sziwa R., 2002, Maximum ice cover thickness on lakes of the Oder basin, Przymorze and the lower Vistula basin, [w:] Turczyński (edit.) Limnological Review, Lublin, 2, 391-397.
229. Sziwa R., Jańczak J., 2009, Extreme values of ice cover thickness and ice phenomena duration on lakes in Poland, Limnological Review, 9 (2-3), 41-53.
230. Szmeja J., 1996, Rejestr polskich jezior lobeliowych, Fragm. Flor. Geobot. Ser. Polonica, 3, 347–367.
231. Szukalski J., Szykiewicz Z., 1965, Z badań limnoaktywności na Pojezierzu Kaszubskim, Zesz. Nauk. WSP Gd., 7, 283-297.
232. Talling J.F., 1971, The underwater light climate as a controlling factor in the production ecology of freshwater phytoplankton, Mitt. Int. Verein. Limnol., 19, 214-243.
233. Tikhomirov A.I., 1970, Klasyfikacja ozer umiерnej zony po termicznym reżimie, Reżim ozier, Trudy Wsiesojunznogo Simpozjuma, Vilnius, 1, 174-185.
234. Tikhomirov A.I., 1982, Termika krupnych ozer, Izdat. Nauka, Leningrad, 208.
235. Tilzer M.M., 1988, Secchi disk – chlorophyll relationships in a lake with highly variable phytoplankton biomass, Hydrobiologia, 162 (2), 163-171.
236. Tórz A., Kubiak J., Nędzarek A., 2000, Naturalna podatność na degradację jezior Koprowo, Liwia Łuża i Resko Przymorskie, [w:] K. Lossow, H. Gawrońska (red.), Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior, UWM, Olsztyn, 161-171.
237. Turczyński M., 1995, Termika jezior Łęczyńsko-Włodawskich, maszynopis pracy w Bibliotece Głównej UMCS w Lublinie, Lublin, 83.
238. Ule W., 1898, Beitrag zur physikalischen Erforschung der baltischen Seen, Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, 11 (2), 21-72.
239. Ule W., 1901, Der Würmsee (Starnbergersee) in Oberbayern. Eine limnologische studie, Duncker & Humboldt, Leipzig, 211 s.
240. Urbański J., Kryla-Straszewska L., 2010, Monitoring i modelowanie jezior w systemach geoinformacyjnych, [w:] GIS – woda w środowisku, Zb. Zwoliński (red.), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 121–146.

241. Vologdin M.P., 1981, *Gidroopticheskie osobennosti malykh ozer Zabaikalia (na primere Ivano-Arakhleiskikh ozer)*, Nauka, Novosibirsk, 136 s.
242. Wetzel R.G., 2001, *Limnology, Lake and River Ecosystems*, Academic Press, New York, 1006.
243. Whipple G.C., 1899, *The microscopy of drinking water*, Wiley & Sons, New York, 300 s.
244. Wilgat T., 1963, Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego. [w:] Wilgat T. (red.) *Polesie Lubelskie*. Wyd. Lubelskie, 9–30.
245. Wilgat T., 1994, Spory wokół jezior Łęczyńsko-Włodawskich. [w:] T. Wilgat (red.) *Ogólnopolski Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Przewodnik wycieczkowy*, Lublin, Wyd. TWWP O/Lublin, 122–129.
246. Wilgat T., 2002, From the history of research and conservation of the Łęczyńsko-Włodawa Lakes, *Limnol. Rev.*, 2, 425–432.
247. Williams W.D., 1986, Conductivity and Salinity of Australian Salt Lakes, *Aust. J. Mar. Fresh. Res.* 37, 177–182.
248. WIOŚ, 2009, Raport o stanie środowiska województwa kujawsko-pomorskiego w roku 2008, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Bydgoszczy, Bydgoszcz.
249. WIOŚ, 2010, Raport o stanie środowiska województwa kujawsko-pomorskiego w roku 2009, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Bydgoszczy, Bydgoszcz.
250. Wiszniewski J., 1953, Uwagi w sprawie typologii jezior polskich, *Polskie Archiwum Hydrobiologii*, Warszawa, PWN, 1 (14), 11–23.
251. Wojtanowicz J., 1994, O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich, *Annales UMCS, Sect. B.*, 49, 1–18.
252. Woś A., 1995, *Zarys klimatu Polski*. Bogucki Wyd.Naukowe, Poznań, 301 s.
253. Woś A., 1999, *Klimat Polski*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 302.
254. Woś A., 2010, *Klimat Polski w drugiej Polowie XX wieku*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, 490 s.
255. Woźniak B., 1974, Badania wpływu składników wody morskiej na pole światła w morzu, *Stud. Mat. Oceanol.*, 6 (I), 69–132.
256. Zacharias O., 1896, *Quantitative Untersuchungen über das Limnoplankton*, *Forschungsberichte aus der Biol. Station zu Plön*, 4, 1–64.
257. Zdanowski B., 1996, Czystosc jezior a mozliwosc rybackiego uzytkowania. [w:] *Rybacktwo jeziorowe. Stan, uwarunkowania, perspektywy*, I Krajowa Konferencja Uzytkownikow Jezior, Uroczysko Waszeta, A. Wołos (red.), Olsztyn, 7–14.
258. Zdorowiennova G. E., Nikels D. A., 2006, Osobiennosti termicheskoy struktury mialkogo ozero w period ledostawa, *Wodna sreda Karelii: issledowanye, ispolzowanye, ochrana*, *Materiały II republikańskiej szkoły – konferencji młodych uczonych 20–21.02.2006*, Petrozawodsk, 57–60.

Wybrane źródła informacji wykorzystane przy tworzeniu bazy danych jezior Polski

Publikacje Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Białymstoku (www.wios.bialystok.pl). Ocena jakości jezior badanych w 2007 i 2008 roku. Klasyfikacja jezior województwa podlaskiego badanych w 2009, 2010, 2011, 2012 i 2013 roku. Raporty o stanie środowiska na obszarze województwa podlaskiego w latach 2007-2008, 2009-2010, 2011, 2012.

Publikacje Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Bydgoszczy (www.wios.bydgoszcz.pl). Raporty o stanie środowiska województwa kujawsko-pomorskiego od 2003 r. do 2012 roku. Dane z monitoringu jezior województwa kujawsko - pomorskiego według wykazu: www.wios.bydgoszcz.pl/webmapa/wody/spisjezioraf.html

Publikacje Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Gdańsku (www.gdansk.wios.gov.pl). Raporty o stanie środowiska województwa pomorskiego od 2000 do 2012 roku. Komunikaty: Ocena stanu czystości jezior z lat 1995-2012.

Publikacje Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Lublinie (www.wios.lublin.pl). Raporty o stanie środowiska województwa lubelskiego od 1999 do 2013 roku. Wstępne wyniki ocen jednolitych części wód powierzchniowych jeziornych badanych w latach 2010-2012. Komunikaty o stanie czystości i podatności na degradację jezior badanych w latach 2003, 2005 i 2006.

Publikacje i materiały udostępniane drogą elektroniczną przez Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Olsztynie (www.wios.olsztyn.pl). Komunikaty: Ocena jakości wód jezior badanych w 2012 roku. Raporty o stanie środowiska województwa warmińsko-mazurskiego z lat 2001-2013

Publikacje i materiały udostępniane drogą elektroniczną przez Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Poznaniu (poznan.wios.gov.pl/monitoring-srodowiska/wyniki-badan-i-oceny/monitoring-wod-powierzchniowych/jeziora/). Wyniki badań, klasyfikacja wskaźników i oceny jakości jezior w województwie wielkopolskim z lat 2008-2013. Ocena stanu jednolitych części wód w latach 2010-2012. Ocena eutrofizacji jezior w latach 2004-2007, 2007-2009, 2008-2010. Raporty o stanie środowiska w Wielkopolsce z lat 2001-2012

Publikacje Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Szczecinie (www.wios.szczecin.pl). Raporty o stanie środowiska w województwie zachodniopomorskim w latach 2001 – 2012. Ocena jakości wód powierzchniowych w województwie zachodniopomorskim w latach 2008, 2009, 2010-2012.

Publikacje Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Warszawie: Raporty o stanie środowiska w województwie mazowieckim z lat 1999 – 2012. Wyniki monitoringu jezior w latach 2007-2013, (www.wios.warszawa.pl/pl/monitoring-srodowiska/monitoring-wod/monitoring-jeziore).

Materiały udostępniane drogą elektroniczną przez Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Zielonej Górze (www.zgora.pios.gov.pl). Raporty: Stan środowiska w województwie lubuskim w latach 2005, 2006, 2007, 2004-2008, 2009-2010, 2011-2012. Oceny stanu jednolitych części wód jeziornych na obszarze woj. lubuskiego w latach 2010-2012. Oceny jakości wód powierzchniowych jeziornych woj. lubuskiego w latach 2008-2011. Wyniki badań jezior: dane analityczne z lat 2001-2008.

Wyniki badań własnych Katedry Limnologii, Wydział Oceanografii i Geografii Uniwersytetu Gdańskiego. Wyniki badań własnych Zakładu Hydrochemii i Biologicznych Zasobów Wód, Wydział Nauk o Żywności i Rybactwa Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego. Wyniki badań prowadzonych w ramach projektu N N306 699940 w latach 2011-2013.

Spis ilustracji

- Ryc. 1. 1. Schemat przetworzenia rzeczywistości na jej abstrakcyjny model w postaci bazy danych
- Ryc. 2. 1. Pasowość stref podziału fizjograficznego Polski (A); Położenie jezior na tle głównych jednostek podziału regionalnego (B)
- Ryc. 2. 2. Podział regionalny pasa pobraży i pojezierzy północnej Polski. Opracowanie własne na podstawie podziału regionalnego J. Kondrackiego (2011)
- Ryc. 2. 3. Roczne sumy opadów i zróżnicowanie opadów w miesiącach zimowych, wiosennych, letnich i jesiennych. Opracowanie własne na podstawie danych ECA&D (Klein Tank i in., 2002)
- Ryc. 2. 4. Średnie roczne temperatury powietrza w latach 1986-2005. Opracowanie własne na podstawie danych ECA&D (Klein Tank i in., 2002)
- Ryc. 2. 5. Średnie roczne amplitudy temperatur w latach 1986-2005. Opracowanie własne na podstawie danych ECA&D (Klein Tank i in., 2002)
- Ryc. 3. 1. Geograficzne zróżnicowanie stężenia fosforu całkowitego w wodach jezior Pobraży i Pojezierzy Południowobałtyckich
- Ryc. 3. 2. Geograficzne zróżnicowanie stężenia fosforu całkowitego w wodach jezior Pojezierzy Wschodniobałtyckich
- Ryc. 3. 3. Liczebność względna jezior, których wody charakteryzują się niską, średnią i wysoką zawartością fosforu całkowitego
- Ryc. 3. 4. Geograficzne zróżnicowanie stężenia azotu całkowitego w wodach jezior Pobraży i Pojezierzy Południowobałtyckich
- Ryc. 3. 5. Geograficzne zróżnicowanie stężenia azotu całkowitego w wodach jezior Pojezierzy Wschodniobałtyckich
- Ryc. 3. 6. Liczebność względna jezior, których wody charakteryzują się niską, średnią i wysoką zawartością azotu całkowitego
- Ryc. 3. 7. Liczebność względna jezior, których wody charakteryzują się niskim, średnim i wysokim stopniem nasycenia hypolimnionu tlenem, lub całkowitym brakiem tlenu
- Ryc. 3. 8. Geograficzne zróżnicowanie nasycenia hypolimnionu tlenem w wodach jezior Pobraży i Pojezierzy Południowobałtyckich
- Ryc. 3. 9. Geograficzne zróżnicowanie nasycenia hypolimnionu tlenem w wodach jezior Pojezierzy Wschodniobałtyckich
- Ryc. 3. 10. Geograficzne zróżnicowanie zawartości chlorofilu w wodach jezior Pobraży i Pojezierzy Południowobałtyckich
- Ryc. 3. 11. Geograficzne zróżnicowanie zawartości chlorofilu w wodach jezior Pojezierzy Wschodniobałtyckich
- Ryc. 3. 12. Liczebność względna jezior, których wody charakteryzują się niską, średnią i wysoką zawartością chlorofilu
- Ryc. 3. 13. Geograficzne zróżnicowanie jakości wód jeziornych w regionach o wysokiej jeziorności

- Ryc. 4. 1. Miary tendencji centralnej i miary zmienności przewodności właściwej wody w podziale na typy abiotyczne jezior
- Ryc. 4. 2. Miary tendencji centralnej i miary zmienności przewodności właściwej wody w podziale na typy troficzne jezior
- Ryc. 4. 3. Geograficzne zróżnicowanie przewodności elektrolitycznej właściwej w wodach jezior Pobrzeży i Pojezierzy Południowobałtyckich
- Ryc. 4. 4. Geograficzne zróżnicowanie przewodności elektrolitycznej właściwej w wodach jezior Pojezierzy Wschodniobałtyckich
- Ryc. 4. 5. Miary tendencji centralnej i miary zmienności średniej przewodności właściwej wody jezior wybranych podprovincji fizyczno-geograficznych Polski
- Ryc. 4. 6. Miary tendencji centralnej i miary zmienności średniej przewodności właściwej wód jezior wybranych makroregionów fizyczno-geograficznych Polski
- Ryc. 4. 7. Miary tendencji centralnej i miary zmienności średniej przewodności właściwej wód jezior w podziale na jednostki administracyjne (województwa) Polski
- Ryc. 4. 8. Zmienność przewodności właściwej wody jezior stratyfikowanych
- Ryc. 4. 9. Zmienność przewodności właściwej wody jezior niestratyfikowanych
- Ryc. 4. 10. Zmiany sezonowe przewodności właściwej wód jezior Polski
- Ryc. 4. 11. Przykładowe pionowe rozkłady przewodności elektrolitycznej wód jezior
- Ryc. 5. 1. Roczny przebieg codziennych wartości temperatury w 1978 roku: 1-powietrza na stacji meteorologicznej w Głębokim, 2-wody powierzchniowej (0,4 m) na jez. Gopło, 3-wody gruntowej na Stacji Badawczej Uniwersytetu M. Kopernika w Siemionkach n/Gopłem.
- Ryc. 5. 2. Lokalizacja jezior objętych pomiarami temperatury wody powierzchniowej
- Ryc. 5. 3. Odchylenia średniej rocznej temperatury powierzchniowej wody (TWP) z wielolecia 1961-2005 i średniej rocznej w poszczególnych latach w wybranych jeziorach Niziu Polskiego
- Ryc. 5. 4. Roczny przebieg temperatur powierzchniowej warstwy wody jezior w wybranych latach
- Ryc. 5. 5. Podział roku termicznego na okresy i fazy dla powierzchniowej warstwy wody w jeziorach na Niziu Polskim (wg Skowron 2011)
- Ryc. 5. 6. Średni dekadowy przebieg spadków i przyrostów temperatury powierzchniowej w okresie 1971 – 2005 w wybranych jeziorach (według Skowron 2011)
- Ryc. 5. 7. Przebieg średnich miesięcznych temperatur wód powierzchniowych Morskiego Oka w latach 1967-2012 (według Choiński 2014)
- Ryc. 5. 8. Średnie roczne temperatury powierzchniowe wód Morskiego Oka w latach 1967-2012 oraz linia trendu (według Choiński 2014).
- Ryc. 5. 9. Średni dekadowy przebieg spadków i przyrostów zasobów ciepła ($J \cdot cm^{-3}$) w latach 1996-2010 w jeziorze Bachotek (Skowron 2011).

- Ryc. 5. 10. Przebieg średniej dobowej temperatury powierzchniowej wody ($^{\circ}\text{C}$) w półroczu zimowym (listopad-kwiecień) w wieloleciu 1961-2000 w wybranych jeziorach (Skowron 2008).
- Ryc. 5. 11. Zimowe profile termiczne (29-31.I.1996 r.) w najgłębszych pionach wybranych jezior.
- Ryc. 5. 12. Pionowe profile termiczne w okresie zimowym w najgłębszych jeziorach w Polsce.
- Ryc. 5. 13. Suma ujemnych temperatur powietrza i długość występowania pokrywy lodowej: A - w Toruniu i na jez. Bachotek, B - w Chojnicach i na jez. Charzykowskim, C - w Suwałkach i na jez. Serwy, D - w Gorzowie Wlkp. i na jez. Osiek, w poszczególnych sezonach zimowych wielolecia 1961-2005 (według Skowron 2008).
- Ryc. 5. 14. Średnie dekadowe przyrosty temperatury wody powierzchniowej w okresie wiosennym w okresie 1961-2005 w wybranych jeziorach.
- Ryc. 5. 15. Przebieg termoizoplet oraz rozwój warstwy termokliny w jez. Zamkowe k. Wałcza w okresie od kwietnia do października 1995 (według Kanikowski 1997).
- Ryc. 5. 16. Miąższość epilimnionu (D_E) i długość rozbiegu fali (F_L) w jeziorach o wydłużonym (A) i owalnym (B) kształcie ($p < 0,001$) (według Skowron 2008).
- Ryc. 5. 17. Przebieg warstwy termokliny w wybranych latach w jez. Śremskim (według Skowron 2007b).
- Ryc. 5. 18. Relatywny wskaźnik głębokości jeziora (C_R) i objętość epilimnionu (E %) w jeziorach na Nizinie Polskiej w okresie letniej stagnacji.
- Ryc. 5. 19. Pionowe rozkłady temperatury wody nad głęboczkami w sierpniu w wybranych latach w jeziorze Morzycko.
- Ryc. 5. 20. Pionowe rozkłady temperatury wody w okresie letniej stagnacji nad głęboczkami w wybranych latach: A – jezioro Miedwie, B – Jezioro Raduńskie Górne.
- Ryc. 5. 21. Pionowe profile temperatury wody w okresie letniej stagnacji w wybranych latach w jeziorach: A- Hańcza, B- Insko, C- Bachotek, D- Będzin.
- Ryc. 5. 22. Zależność między średnią głębokością jeziora i procentowym udziałem hypolimnionu w objętości jeziora na przykładzie wybranych jezior Niziny Polskiej w okresie letniej stagnacji.
- Ryc. 5. 23. Przebieg średniej dobowej temperatury wody w okresie lato-jesień w jeziorze Bachotek (A – 2005 rok, B – 2006 rok) oraz w jeziorze Ostrowite (C – 2005 rok).
- Ryc. 5. 24. Przebieg stratyfikacji termicznej i jej parametrów w jeziorze Gopło w okresie od połowy sierpnia do końca listopada 1976 roku (według Skowron 1982).
- Ryc. 5. 25. Letnie i zimowe pionowe profile termiczne w jeziorach tatrzańskich: 1-Morskie Oko, 2-Czarny Staw pod Rysami, 3-Wielki Staw Polski, 4-Czarny Staw Gąsienicowy (według Lange i in. 2000).
- Ryc. 5. 26. Zmienność miąższości pokrywy lodowej na jeziorach między 30.I i 1.II.2004 roku (według Skowron, Marszelewski 2005).
- Ryc. 5. 27. Regiony zlodzenia jezior w północnej części Polski, oparte na regionalizacji klimatycznej A. Wosia (1995) wraz ze stacjami meteorologicznymi (według Skowron 2011).

- Ryc. 6. 1. Ocena wpływu parametrów zlewni, parametrów morfometrycznych mis jeziornych i oddziaływań strefowych (głównie elementów klimatu) na prognozowanie stężeń substancji istotnych optycznie występujących w wodach śródlądowych oraz wybranych charakterystyk jakościowych wody, przeprowadzona dla zbiorowości jezior polskich oraz skandynawskich.
- Ryc. 6. 2. Zmienność przezroczystości wody jezior: Szurpiły (Pojezierze Litewskie – Pojezierze Wschodniosuwalskie), Kępno (Pojezierze Mazurskie – Równina Mazurska), Wukniki (Pojezierze Mazurskie – Pojezierze Olsztyńskie) oraz Raduńskie Górne (Pojezierze Wschodniobałtyckie – Pojezierze Kaszubskie) w roku 2011
- Ryc. 6. 3. Geograficzne zróżnicowanie widzialności krążka Secchiego w wodach jezior Pobrzeży i Pojezierzy Południowobałtyckich.
- Ryc. 6. 4. Geograficzne zróżnicowanie widzialności krążka Secchiego w wodach jezior Pojezierzy Wschodniobałtyckich.
- Ryc. 6. 5. Średnia i błąd standardowy średniej przezroczystości wody jezior wybranych makroregionów fizyczno-geograficznych Polski.
- Ryc. 6. 6. Względny rozkład częstości widzialności krążka Secchiego w jeziorach polskich w podziale na makroregiony o dużej (Grupa 1), średniej (Grupa 2) oraz małej (Grupa 3) przezroczystości wody.
- Ryc. 6. 7. Średnia i błąd standardowy średniej przezroczystości wody jezior wybranych jednostek zasadniczego podziału terytorialnego Polski.
- Ryc. 6. 8. Miary tendencji centralnej i miary zmienności przezroczystości wody w podziale na kategorie jezior wyróżnione na podstawie rzeczywistej barwy wody i suchej masy sestonu.
- Ryc. 6. 9. Zależności pomiędzy głębokością widzialności krążka Secchiego i stężeniami chlorofilu *a* obserwowane w jeziorach polskich, zestawione w podziale na regiony fizyczno-geograficzne.
- Ryc. 6. 10. Zależności pomiędzy głębokością widzialności krążka Secchiego i stężeniami chlorofilu *a* w jeziorach o różnych relacjach wiążących cząstkowe wskaźniki stanu trofii wyznaczonych na podstawie formuł Carlsona (1977).
- Ryc. 6. 11. Rozkład widmowy współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego w warstwie powierzchniowej jezior: 1 – Łebsko (VI.2007), 2 – Głębokie (V.2008), 3 – Jeleń (IX.2007). Źródło: Ficek (2013): zmienione i uzupełnione.
- Ryc. 6. 12. Zależność pomiędzy współczynnikiem dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego a widzialnością krążka Secchiego.
- Ryc. 6. 13. Zmiany oświetlenia względnego na głębokości widzialności krążka Secchiego w jeziorach pomorskich jako funkcja przezroczystości wody. Źródło: Borowiak (2011)
- Ryc. 6.14. Związek między stałą proporcjonalności, a głębokością Secchiego ustalony dla jezior polskich.
- Ryc. 7. 1. Położenie badanych jezior.
- Ryc. 7. 2. Rozmieszczenie jezior w złym stanie ekologicznym badanych w latach 2008 – 2012 oraz wskaźnik stopnia oddziaływania rolniczych części ich zlewni.
- Ryc. 7. 3. Związek między liczbą jezior w złym stanie ekologicznym i stopniem użytkowania rolniczego zlewni.

- Ryc. 7. 4. Rozmieszczenie jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym, badanych w latach 2008 – 2012 oraz stopień oddziaływania rolniczych części ich zlewni.
- Ryc. 7. 5. Związek między liczbą jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym i wysokim stopniem użytkowania rolniczego zlewni.

Spis tabel

- Tabela 3.1. Kategoryzacja regionów o wysokiej jeziorności, przeprowadzona w oparciu o sześć powszechnie stosowanych wskaźników jakości wód powierzchniowych.
- Tabela 4. 1. Bezwzględne i względne liczebności, sumy powierzchni zwierciadła wody (ha) oraz pojemności jezior (hm^3) zestawione w podziale na regiony fizyczno-geograficzne (podprowincje i *makroregiony*) dla zbioru jezior polskich o powierzchni większej lub równej 50 ha, w których wykonano pomiary przewodności elektrolitycznej wody.
- Tabela 4. 2. Bezwzględne i względne liczebności, sumy powierzchni zwierciadła wody (ha) oraz pojemności jezior (hm^3) zestawione w podziale na województwa dla zbioru jezior polskich o powierzchni większej lub równej 50 ha, w których wykonano pomiary przewodności elektrolitycznej wody.
- Tabela 4. 3. Podstawowe statystyki opisowe zróżnicowania przewodności właściwej wody jezior poszczególnych regionów fizyczno-geograficznych (podprowincji i *makroregionów*)
- Tabela 4. 4. Podstawowe statystyki opisowe zróżnicowania przewodności właściwej wody jezior poszczególnych województw
- Tabela 5. 1. Średnie pięcioletnie wartości temperatury wody powierzchniowej ($^{\circ}\text{C}$) w wieloleciu 1971-2010
- Tabela 5. 2. Średnie miesięczne, półroczne i roczne temperatury wody powierzchniowej ($^{\circ}\text{C}$) w jeziorach w Polsce w wieloleciu 1971-2010
- Tabela 5. 3. Ekstremalne wartości temperatury wody powierzchniowej ($^{\circ}\text{C}$) w jeziorach w Polsce w okresie 1971 – 2010
- Tabela 5. 4. Średnie wieloletnie daty wystąpienia określonych wartości temperatury powierzchniowej wody i pokrywy lodowej w jeziorach w Polsce za lata 1971-2010
- Tabela 5. 5. Średnie wieloletnie temperatury powierzchniowej wody ($^{\circ}\text{C}$) w momencie wystąpienia poszczególnych faz zlodzenia w wybranych jeziorach w okresie 1961-2005 (za Skowron 2011)
- Tabela 5. 6. Miesięczne i roczne trendy temperatury powierzchniowej wody w jeziorach w okresie 1971-2010
- Tabela 5. 7. Średnie daty przejścia temperatury wody powierzchniowej przez wartości graniczne w obrębie poszczególnych Pojezierzy i w wybranych jeziorach w okresie 1971-2010
- Tabela 5. 8. Wybrane parametry reżimu termicznego wody oraz miąższość pokrywy lodowej w wybranych jeziorach w lutym 2003 roku (według Skowron 2008).
- Tabela 5. 9. Zasoby ciepła oraz ich parametry w zimie 2004 roku.
- Tabela 5. 10. Położenie, wielkości morfometryczne oraz przeciętne parametry struktury termicznej wody w wybranych jeziorach Niżu Polskiego w różnych okresach wiosennego nagrzewania.
- Tabela 5. 11. Przebieg i rozwój termokliny oraz zasobów ciepła w okresie wiosennym w roku 2010 w jeziorze Bachotek.
- Tabela 5. 12. Podstawowe cechy termokliny w okresie letniej stagnacji (lipiec-sierpień) w wybranych jeziorach badanych w latach 1985-2010.

- Tabela 5. 13. Wybrane parametry termicznej struktury wody w okresie letniej stagnacji w najgłębszych jeziorach na Niziu Polskim w latach 1998-2010.
- Tabela 5. 14. Jeziora o największych wartościach miąższości epilimnionu oraz ich temperatury
- Tabela 5. 15. Średnie parametry struktury termicznej wody i zasoby ciepła w wybranych jeziorach Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w okresie letniej stagnacji w okresie 1993-2012.
- Tabela 5. 16. Parametry struktury termicznej wody w wybranych jeziorach w okresie letniej stagnacji (25.VII–10.VIII.1994 roku).
- Tabela 5. 17. Przeciętne wartości temperatury wody na wybranych głębokościach w okresie letniej stagnacji w najgłębszych niżowych jeziorach w Polsce.
- Tabela 5. 18. Wybrane parametry cech termicznych i optycznych wody w jeziorach tatrzańskich (8-15.VIII.1994) (według Lange i in. 2000).
- Tabela 5. 19. Kryteria typologii termicznej jezior na Niziu Polskim.
- Tabela 5. 20. Średni procentowy udział objętości warstw termicznych w okresie letniej stagnacji w typach termicznych analizowanych jezior.
- Tabela 5. 21. Charakterystyka termiczna jezior dla wydzielonych typów termicznych (określono na podstawie co najmniej 4 pomiarów w okresie letniej stagnacji termicznej).
- Tabela 5. 22. Średnie cechy przebiegu zjawisk lodowych na wybranych jeziorach w latach 1924–1933.
- Tabela 5. 23. Wybrane cechy przebiegu zjawisk lodowych w jeziorach w Polsce w latach 1971-2010.
- Tabela 5. 24. Porównanie cech charakteryzujących średni przebieg zlodzenia między jeziorem Miedwie i Studzieniczne w okresie 1975-1989
- Tabela 5. 25. Trend wybranych cech pokrywy lodowej w analizowanych jeziorach w okresie 1956-2005 (wyłuszczonego drukiem przedstawiono istotność statystyczną (α) < 0,05) (według Skowron 2011).
- Tabela 6.1. Liczebność, sumy powierzchni zwierciadła wody (ha) oraz pojemności jezior (hm^3) zestawione w podziale na regiony fizyczno-geograficzne (podprowincje i *makroregiony*) dla zbioru jezior polskich o powierzchni większej lub równej 50 ha, w których wykonano pomiary widzialności krążka Secchiego.
- Tabela 6.2. Liczebność, sumy powierzchni zwierciadła wody (ha) oraz pojemności jezior (hm^3) zestawione w podziale na województwa dla zbioru jezior polskich o powierzchni większej lub równej 50 ha, w których wykonano pomiary widzialności krążka Secchiego.
- Tabela 6. 3. Podstawowe statystyki opisowe zróżnicowania przezroczystości wody jezior poszczególnych makroregionów fizyczno-geograficznych.
- Tabela 6. 4. Regionalne modele regresji określające zależność widzialności krążka Secchiego od stężeń chlorofilu *a*.
- Tabela 6. 5. Współczynniki korelacji liniowej Pearsona pomiędzy przezroczystością wody (widzialnością krążka Secchiego) a wybranymi parametrami i wskaźnikami morfometrycznymi opisującymi wielkość oraz kształt mis jeziornych
- Tabela 6. 6. Jeziora polskie o najmniejszych i największych wartościach współczynników dyfuzyjnego osłabiania promieniowania czynnego fotosyntetycznie oraz odpowiadające im wartości głębokości krążka Secchiego i stężenia chlorofilu *a*.
- Tabela 6. 7. Wybrane regionalne modele empiryczne określające zależność współczynnika dyfuzyjnego osłabiania oświetlenia odgórnego względem głębokości widzialności krążka Secchiego i stężeń chlorofilu *a* oraz właściwe im współczynniki determinacji wraz z liczbą wykonanych pomiarów.

- Tabela 6. 8. Wybrane regionalne modele empiryczne określające zależność głębokości strefy eufotycznej od głębokości widzialności krążka Secchiego i właściwe im współczynniki determinacji wraz z liczbą wykonanych pomiarów.
- Tabela 7. 1. Ocena stopnia oddziaływania rolniczej części zlewni dla jezior w złym stanie ekologicznym.
- Tabela 7. 2. Ocena stopnia oddziaływania rolniczej części zlewni dla jezior w bardzo dobrym stanie ekologicznym.

