

**Rekultywacja antropogenicznego zbiornika wodnego
Pławniowice metod usuwania hypolimnionu – studium
limnologiczne**

**INSTITUTE OF ENVIRONMENTAL ENGINEERING
OF THE POLISH ACADEMY OF SCIENCES**

**WORKS & STUDIES
PRACE I STUDIA**

No. 84

**Editor-in-Chief
Czesława Rosik-Dulewska**

INSTYTUT PODSTAW INŻYNIERII ŚRODOWISKA
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

Maciej Kostecki

**Rekultywacja antropogenicznego zbiornika wodnego Pławniowice metod
usuwania hypolimnionu – studium limnologiczne**

ZABRZE 2014

Pracę opiniowali do druku:

Janusz Tomaszek, Jan Suschka

Redakcja WORKS & STUDIES – PRACE I STUDIA

i Archives of Environmental Protection

Instytut Podstaw Inżynierii Środowiska

Polskiej Akademii Nauk

ul. M. Skłodowskiej-Curie 34, 41-819 Zabrze, Poland

Tel.: +48-32-271 64 81 Fax: +48-32-271 74 70

e-mail: ipis@ipis.zabrze.pl

Redakcja i korekta: Radosław Moskwa

© Copyright by Institute of Environmental Engineering of the Polish Academy of Sciences, Zabrze, Poland 2014

PL ISSN 0208-4112

ISBN 978-83-60877-09-8



Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej w Katowicach

Wydanie dotowane przez Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej w Katowicach

Skład, druk i oprawa: Oficyna Drukarska – Jacek Chmielewski, 01-142 Warszawa

ul. Sokolska 12 A, tel./ fax: 22 631 83 52, info@oficyna-drukarska.pl

www.oficyna-drukarska.pl

Spis treści

Spis treści

Spis rysunków

Spis tabel

1. Wstęp

2. Cel i zakres pracy

3. Problemy ochrony zbiorników wodnych

4. Podstawowe zagadnienia rekultywacji jezior

4.1. Selektywne usuwanie wód hypolimnionu

4.2. Sztuczne napowietrzanie

4.3. Przepłukiwanie jezior

4.4. Metody chemiczne

4.5. Osady dennie a zagadnienia rekultywacji jezior

4.6. Zapobieganie procesowi wzbogacania wewnętrznego poprzez zmianę właściwości osadów dennych metodami chemicznymi

4.7. Biologiczne metody rekultywacji ekosystemów wodnych

5. Obiekt badań

5.1. Zbiornik Pławniowice

5.1.1. Morfometria zbiornika

5.1.2. Charakterystyka zlewni

5.1.3. Potok Toszecki – charakterystyka ogólna

6. Urządzenie do rekultywacji zbiornika antropogenicznego Pławniowice.

6.1. Uzasadnienie podjęcia rekultywacji

6.2. Określenie wydajności hydraulicznej lewara upustowego

7. Metodyka badań

7.1. Stanowiska i częstotliwość pobierania próbek

7.1.2. Badania stosunków termiczno-tlenowych

7.1.3. Metody analityczne

7.2. Bilans zanieczyszczeń

7.2.1. Bilans hydrologiczny

7.2.2. Zasady sporządzenia bilansu zanieczyszczeń

7.3. Metodyka badania pokrywy lodowej

8. Wyniki

8.1. Stosunki termiczne

8.1.1. Temperatury powietrza oraz powierzchniowej i przydennej warstwy wody

8.1.2. Stratyfikacja termiczna

8.2. Stosunki tlenowe

8.3. Przezroczystość wody

8.4. Odczyn wody

8.5. Przewodnictwo właściwe

8.6. Wzrost organiczny rozpuszczony

8.7. Związki biogenne w wodzie Potoku Toszeckiego

8.7.1. Związki azotu w wodzie Potoku Toszeckiego

8.7.1.1. Zmienność związków azotowych w wodzie Potoku Toszeckiego

8.7.1.2. Współczynnik zmienności „cv” związków azotu w wodzie Potoku Toszeckiego

8.7.1.3. Udział związków azotowych w wodzie Potoku Toszeckiego

8.7.2. Związki fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego

8.7.2.1. Stężenia związków fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego

- 8.7.2.2. Zmienność stężeń związków fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego
- 8.7.2.3. Udziały związków fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego
- 8.8. Związki biogenne w wodzie zbiornika pławniowickiego
- 8.8.1. Związki azotowe
- 8.8.1.1. Kinetyka reakcji denitryfikacji w hypolimnionie zbiornika
- 8.8.1.2. Kinetyka reakcji amonifikacji w hypolimnionie zbiornika
- 8.8.1.3. Zmienność stężeń związków azotowych w skali roku
- 8.8.2. Związki fosforu
- 8.8.2.1. Stężenia związków fosforu
- 8.8.2.2. Kinetyka wzbogacania wewnętrznego
- 8.8.2.3. Zmienność stężeń ortofosforanów w skali rocznej
- 9. Bilans fosforu i azotu w aspekcie oligotrofizacji zbiornika
- 9.1. Bilans związków fosforu
- 9.2. Bilans związków azotu
- 9.3. Wstępna ocena roli fali wezbraniowej w kształtowaniu bilansu azotu i fosforu
- 9.3.1. Natężenie przepływu wody w czasie wezbrań powodziowych
- 9.3.2. Fala wezbraniowa jako źródło ładunków fosforu i azotu
- 9.3.3. Zmienność natężeń przepływu wody zasilającej zbiornik
- 10. Zjawiska lodowe na zbiorniku
- 11. Omówienie wyników
- 12. Podsumowanie
- 13. Wnioski
- 14. Literatura

Spis rysunków

- Rys. 1. Zbiornik Pławniowice – „rura Olszewskiego” przed zatopieniem oraz wylot upustowy
- Rys. 2. Zbiornik Pławniowice – stanowiska pobierania próbek
- Rys. 3. Stanowisko pomiarowe – dopływ do zbiornika
- Rys. 4. Stanowisko pomiarowe – odpływ ze zbiornika
- Rys. 5–16. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody, zbiornik Pławniowice w latach: 1976, 1993, 1996, 1997, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011
- Rys. 17. średnie miesięczne temperatury powietrza w rejonie zbiornika Pławniowice
- Rys. 18. Zakres zmian temperatur powietrza w rejonie zbiornika Pławniowice
- Rys. 19. Zakres zmian temperatur powierzchniowej warstwy wody zbiornika Pławniowice
- Rys. 20. Współczynniki zmienności temperatur powietrza w rejonie zbiornika pławniowickiego
- Rys. 21. Współczynniki zmienności temperatur powierzchniowej warstwy wody zbiornika pławniowickiego
- Rys. 22. Zależności temperatur powietrza a temperatur powierzchniowej warstwy wody
- Rys. 23–34. Temperatura wody zbiornika Pławniowice w latach: 1976, 1993, 1996, 1997, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011
- Rys. 35–46. Stężenie tlenu w wodzie zbiornika Pławniowice w latach: 1976, 1993, 1997, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011
- Rys. 47–58. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w latach: 1976, 1996, 1997, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011
- Rys. 59. Zmiany pH powierzchniowej i przydennej warstwy wody zbiornika Pławniowice
- Rys. 60. Przewodnictwo właściwe wody – zbiornik Pławniowice 2004–2011 r.
- Rys. 61. Stężenie węgla organicznego – zbiornik Pławniowice 2008–2011 r.
- Rys. 62. Stężenie azotu amonowego w wodzie Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011
- Rys. 63. Stężenie azotu azotynowego w wodzie Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011
- Rys. 64. Stężenie azotu azotanowego w wodzie Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011
- Rys. 65. Stężenie azotu organicznego w wodzie Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011
- Rys. 66. Stężenie azotu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011
- Rys. 67. Zakres zmian stężenia azotu amonowego w skali rocznej
- Rys. 68. Zakres zmian stężenia azotu azotynowego w skali rocznej
- Rys. 69. Zakres zmian stężenia azotu azotanowego w skali rocznej
- Rys. 70. Zakres zmian stężenia azotu organicznego w skali rocznej
- Rys. 71. Zakres zmian stężenia azotu ogólnego w skali rocznej
- Rys. 72. Stężenie związków azotowych w wodzie Potoku Toszeckiego – wartości średnie – 2004–2011
- Rys. 73. Współzależności stężenia azotu azotanowego i azotu ogólnego – Potok Toszecki
- Rys. 74. Współczynniki zmienności stężenia „cv” podstawowych form azotu w wodzie Potoku Toszeckiego, dla lat 2004–2011
- Rys. 75. Współczynnik zmienności stężenia „cv” podstawowych form azotu w wodzie Potoku Toszeckiego – wartości średnie dla lat 2004–2011
- Rys. 76. Udział związków azotowych w ogólnej ilości azotu w wodzie Potoku Toszeckiego
- Rys. 77. Udział związków azotowych w ogólnej ilości azotu w wodzie Potoku Toszeckiego – wartości średnie
- Rys. 78. Stężenie ortofosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2011

Rys. 79. Stężenie polifosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2011

Rys. 80. Stężenie mineralnych form fosforu (suma ortofosforanów i polifosforanów) w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2011

Rys. 81. Stężenie fosforu organicznego w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2011

Rys. 82. Stężenie fosforu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2009

Rys. 83. Zależność stężenia fosforu ogólnego od fosforu organicznego

Rys. 84. Zakres zmian stężenia ortofosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego w skali rocznej

Rys. 85. Zakres zmian stężenia polifosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego w skali rocznej

Rys. 86. Zakres zmian stężenia fosforu organicznego w wodzie Potoku Toszeckiego w skali rocznej

Rys. 87. Zakres zmian stężenia fosforu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego w skali rocznej

Rys. 88. Współczynniki zmienności stężenia podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego, w poszczególnych miesiącach wielolecia 2004–2011

Rys. 89. Zależność pomiędzy współczynnikami zmienności stężenia poszczególnych form fosforu

Rys. 90. Udział podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2011

Rys. 91. Współzależność udziału(%) fosforu organicznego i ortofosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego

Rys. 92. Stężenie podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego, w skali rocznej

Rys. 93. Udział podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego w skali roku

Rys. 94. Średnioroczne udziały podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego

Rys. 95. Stężenie azotu amonowego w wodzie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Rys. 96. Stężenie azotu azotanowego w wodzie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Rys. 97. Stężenie azotu azotanowego w wodzie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Rys. 98. Stężenie azotu organicznego w wodzie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Rys. 99. Stężenie azotu ogólnego w wodzie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Rys. 100. Współzależność współczynnika nachylenia krzywej oraz liczby dni procesu redukcji azotu azotanowego w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Rys. 101. Kinetyka reakcji denitryfikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Rys. 102. Kinetyka reakcji amonifikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice, w latach 2004–2011

Rys. 103. Współczynnik $\alpha(y)$ nachylenia krzywej reakcji amonifikacji w hypolimnionie

Rys. 104. Liczba dni występowania reakcji amonifikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice

Rys. 105. Zależność szybkości reakcji amonifikacji od czasu jej trwania

Rys. 106. Zakres stężenia azotu amonowego w powierzchniowej warstwie wody zbiornika pławniowickiego dla okresu 2004–2011

Rys. 107. Zakres stężenia azotu amonowego w przydennej warstwie wody zbiornika pławniowickiego

Rys. 108. Zakres stężenia azotu azotanowego w powierzchniowej warstwie wody zbiornika pławniowickiego, dla okresu 2004–2011

Rys. 109. Zakres stężenia azotu azotanowego w przydennej warstwie wody zbiornika pławniowickiego

Rys. 110. Współczynnik zmienności stężenia azotu amonowego w powierzchniowej warstwie wody zbiornika Pławniowice, dla okresu 2004–2011

Rys. 111. Współczynnik zmienności stężenia azotu amonowego w przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice, dla okresu 2004–2011

Rys. 112. Współczynnik zmienności stężenia azotu azotanowego w powierzchniowej warstwie wody zbiornika Pławniowice, dla okresu 2004–2011

Rys. 113. Współczynnik zmienności stężenia azotu azotanowego w przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice, dla okresu 2004–2011

Rys. 114. Stężenie ortofosforanów w powierzchniowej i przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice

Rys. 115. Stężenie polifosforanów w powierzchniowej i przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice

Rys. 116. Stężenie fosforu organicznego w powierzchniowej i przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice, w latach 2004–2011

Rys. 117. Stężenie fosforu ogólnego w powierzchniowej i przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice, w latach 2004–2011

Rys. 118. Kinetyka wzbogacania wewnętrznego w hypolimnionie zbiornika Pławniowice

Rys. 119. Liczba dni reakcji uwalniania fosforanów z osadów dennych zbiornika Pławniowice

Rys. 120. Maksymalne stężenia ortofosforanów w hypolimnionie zbiornika, w czasie stagnacji letniej

Rys. 121. Zakres zmienności stężenia ortofosforanów w powierzchniowej warstwie wody zbiornika Pławniowice, dla okresu 2004–2011

Rys. 122. Zakres zmienności stężenia ortofosforanów w przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice

Rys. 123. Współczynnik zmienności stężenia „cv” ortofosforanów w powierzchniowej warstwie wody zbiornika Pławniowickiego dla okresu 2004–2011

Rys. 124. Współczynnik zmienności stężenia „cv” ortofosforanów w przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowickiego dla okresu 2004–2011

Rys. 125. Roczne ładunki związków fosforu doprowadzane do zbiornika Pławniowice

Rys. 126. Roczne ładunki związków fosforu odprowadzane do zbiornika Pławniowice

Rys. 127. Udział poszczególnych form fosforu w odniesieniu do fosforu ogólnego w wodzie doprowadzanej do zbiornika Pławniowice

Rys. 128. Udział poszczególnych form fosforu w odniesieniu do fosforu ogólnego w wodzie odprowadzanej ze zbiornika Pławniowice – 1

Rys. 129. Współzależność udziału ładunków ortofosforanów i fosforu organicznego w wodzie

Rys. 130. Sumaryczny bilans fosforu w zbiorniku Pławniowice, w latach 2004–2011

Rys. 131. Wielkość rocznych ładunków związków azotowych doprowadzanych

Rys. 132. Wielkość rocznych ładunków związków azotowych odprowadzanych

Rys. 133. Udział ładunków poszczególnych form azotu w odniesieniu do ładunku azotu ogólnego w wodzie doprowadzanej do zbiornika Pławniowice

Rys. 134. Udział ładunków poszczególnych form azotu w odniesieniu do ładunku azotu ogólnego w wodzie odprowadzanej ze zbiornika Pławniowice

Rys. 135. Bilans azotu w zbiorniku Pławniowice, w latach 2004–2011

Rys. 136. Natężenie przepływu wody w Potoku Toszeckim – dopływ do zbiornika i odpływ ze zbiornika Pławniowice w latach 2006 i 2010

Rys. 137. Natężenie przepływu wody w Potoku Toszeckim na dopływie do zbiornika Pławniowice

Rys. 138–140. Ładunki azotu i fosforu wnoszone do zbiornika Pławniowice w fali wezbraniowej w latach: 2006, 2009, 2010

Rys. 141. Rednioroczne wartości natężenia przepływu wody powyżej i poniżej zbiornika Pławniowice

Rys. 142. Współczynniki zmienności (cv) natężenia przepływu wody Potoku Toszeckiego w profilu powyżej zbiornika Pławniowice – lata 2004–2010

Rys. 143–144. Czas występowania i grubość pokrywy lodowej – zbiornik Pławniowice 1986–2012

Rys. 145. Maksymalna grubość pokrywy lodowej w zbiorniku Pławniowice, w latach 1986–2012

Rys. 146. Liczba dni z pokrywą lodową – zbiornik Pławniowice w latach 1986–2012

Rys. 147. Zależności między grubością pokrywy lodowej a czasem jej występowania

Rys. 148. Szybkość przyrostu pokrywy lodowej – zbiornik Pławniowice w latach 1986–2012

Rys. 149. Zależności między liczbą dni stagnacji zimowej

Rys. 150. Współzależności okresu występowania pokrywy lodowej na zbiornikach Pławniowice i Turawa

Rys. 151. Współzależności okresu występowania pokrywy lodowej na zbiornikach Pławniowice i Kozłowa Góra – dla lat 1986–1996

Rys. 152. Współzależności pomiędzy maksymalną grubością pokrywy lodowej i średnią głębokością zbiornika wodnego (na przykładzie zbiorników Pławniowice, Turawa i Kozłowa Góra) [120]

Rys. 153. Zależności między ilością doprowadzanej i odprowadzanej wody a wielkością doprowadzanych i odprowadzanych ze zbiornika ładunków fosforu i azotu – zb. Pławniowice w latach 2004–2011

Rys. 154. Sumaryczny bilans fosforu w zbiorniku Pławniowice dla lat 2004–2011

Rys. 155. Maksymalne stężenia ortofosforanów w hypolimnionie zbiornika Pławniowice

Rys. 156. Współczynniki nachylenia krzywej wzbogacania wewnątrz trzyna

Rys. 157. Współczynnik nachylenia krzywej redukcji azotu azotanowego

Rys. 158. Zmiany pH powierzchniowej warstwy wody zbiornika Pławniowice w czasie stagnacji letniej

Rys. 159. Widzialność kręka Secchiego w czasie stagnacji letniej w latach 1976–2012

Rys. 160. Szybkość obniżania dolnej krawędzi termokliny w zbiorniku Pławniowice

Rys. 161. Średnie temperatury przydennej warstwy wody – zbiornik Pławniowice 1976–2011

Rys. 162. Średnie temperatury metalimnionu – zbiornik Pławniowice 2004–2011

Rys. 163. Liczba dni warunków beztlenowych w hypolimnionie zbiornika Pławniowice

Rys. 164. Profile tlenowe – zbiornik Pławniowice – czerwiec 2007–2012

Rys. 165. Profile tlenowe – zbiornik Pławniowice – lipiec 2007–2012

Rys. 166. Gradienty skoku tlenowego w wodzie zbiornika Pławniowice w czasie stagnacji letniej

Rys. 167. Zależności między liczbą dni z anoksją a średnim gradientem oksykliny

Rys. 168. Obciążenie tlenem [g O₂/m²] jako wskaźnik poprawy warunków tlenowych

Rys. 169. Stosunek między warstwą beztlenową do warstwy natlenionej jako wskaźnik warunków tlenowych, w czerwcu i lipcu 2007–2011

Spis tabel

Tabela 1. Średnie wartości stężenia azotu i fosforu w hypolimnionie zb. Pławniowice – 1997

Tabela 2. Równania kinetyki reakcji denitryfikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice

Tabela 3. Równania kinetyki amonifikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice

Tabela 4. Udział fal wezbraniowych w bilansie wodnym zbiornika Pławniowice

Tabela 5–7. Wartości przyjęte do obliczenia ładunków N i P dla fali wezbraniowej w 2006, 2009 i 2010 r.

Tabela 8. Liczba dni elementów cyklu limnologicznego – zbiornik Pławniowice 1993–2011

Tabela 9. Bilans wodny zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Tabela 10. Zewnętrzne obciążenie powierzchniowe zbiornika Pławniowice fosforem i azotem

Tabela 11. Terminy występowania pierwszej (P) i ostatniej (O) termokliny

1. Wst p

Antropopresja jako czynnik sprawczy oraz eutrofizacja, jako proces b d cy skutkiem antropopresji to czynniki, z jakimi nale y si upora aby zatrzyma , a nast pnie cofn proces degradacji wód powierzchniowych. Przez antropopresj rozumie si całokształt oddziaływania człowieka na rodowisko, w zdecydowanej wi kszo ci negatywny [42, 51, 66, 141]. Wzrastaj ca liczba ludno ci, urbanizacja, uprzemysłowienie, rozwój turystyki, a tak e zmiany metod uprawy ziemi oraz hodowli zwier t na terenie zlewni powoduje, e wzrasta zapotrzebowanie na wod , co wymaga rozwoju metod jej uzdatniania. Jednocze nie wzrasta ilo cieków, które nawet w przypadku oczyszczenia, odprowadzane s do wód powierzchniowych [3, 8, 42, 72]. Doprowadzanie do zbiorników wodnych mineralnych zwi zków fosforu i azotu powoduje przyspieszenie naturalnego starzenia si , a w skrajnych przypadkach gwałtown degradacj [6, 37, 57].

Ekosystem limniczny jest to bardzo skomplikowany układ wzajemnych powi za pomi dzy jego elementami składowymi którymi, poza zlewni , s : woda, osady dennie, oraz zespoły organizmów zasiedlaj cych poszczególne strefy zbiornika [1, 2, 124 129]. Badania naukowe z okresu ostatnich kilkudziesi ciu lat, wykazały, e ekosystemy wodne, a zwłaszcza ekosystemy limniczne s wyj tkowo wra liwe na zanieczyszczenia oraz podatne na niekorzystne zmiany rodowiskowe. Okazało si równie , e przywrócenie zdegradowanemu ekosystemowi jego dawnych cech (hydrochemicznych i biologicznych) jest niezmiernie trudne [7, 40, 60, 66, 76]. Wynika to m.in. z faktu, e wody powierzchniowe, a zwłaszcza wody płyn ce, s wykorzystywane jako odbiorniki cieków. Najni sze miejsce w terenie zajmuje zbiornik wodny (jezioro), które przyjmuje cało ładunku zanieczyszcze powstaj cych na terenie jego zlewni. Charakter zlewni, sposób jej zagospodarowania, stopie zurbanizowania, wywiera wpływ na warunki rodowiskowe zbiornika wodnego [7, 19, 67, 133–135]. Z punktu widzenia odporno ci ekosystemu na degradacj istotne znaczenie maj tak e warunki morfometryczne misy zbiornika [17, 20, 102, 105, 132].

Mówi c o odporno ci jezior i zbiorników na zanieczyszczenia, mówi si o procesach samooczyszczania oraz o wydolno ci ekosystemu. Rozumie si przez to zdolno do odkładania mineralizowanych zanieczyszcze w osadach dennych [86, 99, 113]. Ma to miejsce w warunkach dodatniego bilansu tlenowego, kiedy nie dochodzi do wyczerpywania tlenu w przydennych warstwach wody. W wyniku tego mechanizmu dochodzi do

zmagazynowania w osadach dennych ogromnych ładunków zanieczyszczeń, w szczególności fosforu oraz materii organicznej, wielokrotnie przekraczających ładunki znajdujące się w wodzie [70, 95, 98].

Warunki klimatyczne oraz morfometryczne powodują, że w okresie lata, w zbiorniku wodnym wykształca się uwarstwienie termiczne [15]. Różnice gęstości spowodowane insolacją powodują powstanie cieplej warstwy powierzchniowej – epilimnion, warstwy przejściowej – metalimnionu, oraz chłodnej warstwy przydennej – hypolimnionu.

W jeziorach o bardzo niskiej produktywności (jeziora oligotroficzne), różnice zawartości tlenu w przekroju pionowym, wynikają tylko z różnej rozpuszczalności tego gazu w wodzie, spowodowanej różnicami temperatury. W jeziorach o wysokiej trofii stężenie tlenu w wodzie stopniowo zmniejsza się aż do całkowitego wyczerpania. Powoduje to negatywne, nasilające się z czasem, skutki ekologiczne [25, 51, 52].

Zatrzymanie wody w zbiorniku sprzyja intensyfikacji procesów przemiany materii, w szczególności, w warunkach doprowadzania do zbiornika nadmiernych ładunków związków fosforu i azotu [20, 21, 65]. W bardzo krótkim czasie dochodzi do osłabienia przez ekosystem limniczny stanu wysokiej trofii ze wszystkimi jej konsekwencjami. W sytuacji kryzysowej zbiornik traci zdolność kumulowania zanieczyszczeń w osadach dennych [44, 45, 51]. Pojawiają się ubytki, a następnie całkowity brak tlenu w przydennych warstwach wody [52, 85, 89, 95]. Z chwilą, kiedy ilość tlenu rozpuszczonego w wodzie staje się niewystarczająca, w czasie stagnacji letniej pojawiają się jego deficyty, powodujące, że z osadów dennych zaczynają uwalniać się zmagazynowane uprzednio zanieczyszczenia, co przyspiesza i tak szybko postępującą degradację [44, 88, 96, 123]. Znamienne jest, że zredukowanie, lub nawet całkowite odcięcie w tym okresie dopływu zanieczyszczeń do jeziora, nie powoduje zazwyczaj poprawy warunków środowiskowych [66, 71, 79]. Z osadów dennych uwalniane są tak duże ładunki fosforu, że eutrofizacja zbiornika ma charakter lawinowy [67, 83, 87].

Całkowity brak tlenu w przydennych warstwach wody, powoduje rozwój drobnoustrojów beztlenowych. Następuje redukcja siarczanów do siarkowodoru. To powoduje obniżenie odczynu wody, co umożliwia uwalnianie fosforanów, które dotychczas deponowane były w osadach dennych w postaci fosforanu trójwapniowego oraz fosforanu żelazowego. W warunkach beztlenowych potencjał utleniawczy na powierzchni osadów dennych obniża się do wartości $+0,1\text{ V}$ i niżej, przy której zachodzi redukcja siarczanów do siarkowodoru. Już wcześniej, bo przy potencjale $+0,2\text{ V}$ zachodzi redukcja żelaza $+3$ do $+2$. Fosforany, w obiegu których żelazo odgrywa istotną rolę, zostają uwolnione

do wody i w okresie stagnacji letniej osiąga znaczne stężenia w hypolimnionie [46, 47, 82, 84].

Dość zredukowanego glasu tworzy jednak na powierzchni osadów siarczki i zostaje wyłoczona ze strącania fosforanów w okresie cyrkulacji jesiennej. W warunkach skrajnie redukcyjnych w osadach powstaje również metan, a z unoszącymi się pcherzami transportowane są, mimo stabilnego uwarstwienia termicznego w okresie stagnacji letniej, znaczne ilości związków biogennych do warstwy produkcyjnej jeziora [43, 44, 66, 85]. Opadający na dno detrytus ulega rozkładowi w warunkach beztlenowych, następuje stopniowa degradacja zbiornika. W tej sytuacji rekultywacja zbiornika staje się niezbędna [51, 66, 67, 86].

2. Cel i zakres pracy

Celem pracy jest przedstawienie zmian jakości wody antropogenicznego zbiornika wodnego jako reakcji na zastosowanie metod rekultywacji metod usuwania hypolimnionu. W szczególności:

- wykazanie wpływu rekultywacji na stosunki termiczne zbiornika;
- wykazanie wpływu rekultywacji na kształtowanie stosunków tlenowych;
- opisanie kinetyki procesów wewnętrznych zbiornikowych – wzbogacania wewnętrznego, amonifikacji i denitryfikacji - kształtujących się w nowych warunkach hydrologicznych, wynikających ze zmiany sposobu odprowadzania wody ze zbiornika;
- ocena skuteczności zastosowanej metody rekultywacji, w świetle bilansu związków azotu i fosforu;
- wykazanie osiągnięcia oligotrofizacji zbiornika oraz jej wpływu na zmiany wybranych wskaźników jakości wody w długim przedziale czasowym jako skutek rekultywacji.

Autor stawia hipotezę, że stosując metodę kortowską można, przy zachowaniu niezmiennej jakości dopływu, doprowadzić wodę w zbiorniku do stanu zbliżonego do jakości wód zasilających.

3. Problemy ochrony zbiorników wodnych

W odniesieniu do zabiegów mających na celu poprawę stanu ekologicznego zbiorników wodnych, używa się najczęściej terminu „rekultywacja”. W użyciu są również terminy: *rewitalizacja, renowacja, restauracja, rewaloryzacja, remediacja*. Każda z nich oznacza co

innego. W literaturze anglojęzycznej nie używa się natomiast terminu *rekultywacja* (recultivation) w odniesieniu do jezior i zbiorników wodnych.

Słowo „rekultywacja” pochodzi z języka łacińskiego, od słowa *cultus* oznaczającego „uprawę, pielęgnowanie, hodowlę”, stosowanego w odniesieniu do gospodarki rolnej (uprawa roli). Dodanie przedrostka „re-”, nadaje temu określeniu znaczenie „odwrotnie” w znaczeniu „przywracania warunków do uprawy”, a dokładniej „przywracania glebom zdegradowanym cech umożliwiających ponowne intensywne, efektywne wykorzystanie rolnicze”.

Termin „rekultywacja” w odniesieniu do jezior i zbiorników wodnych jest stosowany w znaczeniu odnowy, zatrzymania lub zwolnienia procesów degradacji. Nie jest to termin w pełni oddający istotę podejmowanych działań, ponieważ celem tych zabiegów nie jest „przywrócenie zbiornikowi zdolności do hodowli ryb”, wręcz przeciwnie, celem tych zabiegów jest maksymalne ograniczenie właściwości produkcyjnych, tak w zakresie produkcji pierwotnej (rozwój glonów) jak i wtórnej (hodowla ryb).

Celem różnego rodzaju zabiegów jest cofnięcie lub zatrzymanie procesów wynikających z nadmiernej trofii a także eliminowanie ujemnych skutków procesu eutrofizacji. Osiągnięcie tych celów wymaga zmniejszenia zasobności ekosystemu w substancje biogenne. Mientki proces ten nazwał „oligotrofizacją” [86]. Ten termin najlepiej oddaje zarówno sens jak i cele do osiągnięcia.

Stan wód powierzchniowych (różdrowych) zależy od sposobu i intensywności użytkowania zlewni [66, 79, 128, 132]. Zatem zabiegi ochronne podejmowane na terenach otaczających zbiornik (jezioro) będą pozostających ze zbiornikiem w kontakcie hydrologicznym, wymagają kompleksowej strategii zmierzającej do eliminacji różel zanieczyszczeń. Ograniczanie doprowadzanych do ekosystemu limnicznego ładunków zanieczyszczeń stanowi warunek *sine qua non* dla poprawy jakości wody.

Aby osiągnąć pozytywny skutek zabiegów rekultywacyjnych, niezbędne jest jednocześnie stosowanie zabiegów ochronnych [66, 67, 70, 117]. Ochrona zbiornika wymaga wieloletnich, systematycznych i konsekwentnych działań o charakterze formalno-prawnym i organizacyjnym. Sprowadza się w zasadzie do podejmowania przedsięwzięć mających odciążyć dopływ zanieczyszczeń [65–67, 70, 78, 94]. Z uwagi na bardzo zróznicowany charakter oraz rozproszenie tych różel na obszarze zlewni, są to zadania niezmiernie trudne, wymagające zarówno długiego czasu jak i determinacji w ich realizowaniu. Bez ograniczenia obciążenia zewnętrznego związkami fosforu i azotu, zabiegi rekultywacyjne mogą być skazane na niepowodzenie, będą nie przyniosły spodziewanych rezultatów. Spełnienie tego warunku jest

niezmiernie trudne. Zlewnia zbiornika, w zależności od wielkości, stopnia zurbanizowania i zagospodarowania, generuje zanieczyszczenia w postaci spływów powierzchniowych, cieków opadowych, cieków komunalnych [51, 54]. Nawet w sytuacji, kiedy stopień ich oczyszczenia będzie spełniał stosowne normy, ładunki substancji biogennej oraz materii organicznej w dalszym ciągu mogą przekraczać zdolność procesów samooczyszczania. W takiej sytuacji efekty zabiegów rekultywacyjnych mogą być mniejsze od zamierzonych, nie mniej mogą one zahamować i choćby częściowo ograniczyć proces degradacji zbiornika.

Zabiegi ochronne dotyczą zjawisk zachodzących na obszarze zlewni, natomiast rekultywacyjne są zawsze przeprowadzane w obrębie misy zbiornika. Z uwagi na czas realizacji - zdecydowanie krótszy w przypadku zabiegów rekultywacyjnych - i osiągnięte efekty, rekultywacja jeziora ma zdecydowanie bardziej spektakularny wydźwięk aniżeli jego ochrona [48, 51, 66]. Należy w tym miejscu podkreślić, że zniszczenie jeziora jest zdecydowanie łatwiejsze i wymaga krótszego czasu niż ochrona i poprawa jakości jego stanu.

W odniesieniu do wód powierzchniowych podstawowe rodzaje źródeł zanieczyszczeń to źródła punktowe i obszarowe. Szczególnym rodzajem źródła zanieczyszczeń są opady atmosferyczne. Wprowadzają one znaczne ładunki zanieczyszczeń na teren zlewni a także bezpośrednio, na powierzchni jeziora [51]. Do zanieczyszczeń punktowych zalicza się ujścia kolektorów cieków; komunalnych, przemysłowych oraz deszczowych. Z uwagi na charakter oraz bezpośrednio oddziaływanie, źródła te stanowią największe zagrożenie dla wód płynących (przekształcanie rzeki w kanał ciekowy) a w przypadku zasilania zbiornika, dla ekosystemu limnicznego [42, 51, 71].

Uporządkowanie gospodarki wodno-ciekowej jest niezbędne dla zminimalizowania ujemnych konsekwencji tego stanu. Potraktowanie zbiornika wodnego jako odbiornik cieków w zasadzie przesądza o jego dalszym losie. Często, zwłaszcza na obszarach zlewni o charakterze rolniczym zlokalizowanych jest wiele niedużych miejscowości, w których powstają ciekiby towo-gospodarcze. Ich oddziaływanie ma charakter zanieczyszczenia obszarowego. Niekontrolowane wprowadzanie tych cieków do rowów melioracyjnych, naturalnych obniżeń terenu lub do ziemi, stanowi zagrożenie dla wód powierzchniowych. W tej sytuacji rozwinięcie stanowi sie kanalizacji opaskowej, zakończona należyte funkcjonując oczyszczalni cieków, z ich odbiornikiem poza zlewnię jeziora. Należy szczególnie podkreślić, że nie wystarczy zaopatrzyć miejscowości w sieć wodociągów, ale należy także zapewnić kontrolowany odbiór powstających cieków. Doprowadzona sieć wodociągów spoza zlewni zwiksza ilość cieków, tym samym

komplikuje rozwiązanie problemu ich bezpiecznego ujmowania i odprowadzenia, co powoduje zagrożenie dla wód powierzchniowych i podziemnych [67, 76, 84].

Przez zanieczyszczenia obszarowe rozumie się najczęściej wymywanie różnego rodzaju substancji z gleb użytkowanych rolniczo. Przez rolnicze użytkowanie zlewni należy jednak rozumieć nie tylko uprawy rolnicze, ale także hodowlę zwierząt [1, 5, 53].

Jeziora pojawiły się zanim ludzie zaczęli intensywną gospodarkę rolniczą. W sytuacji, kiedy na terenach rolniczych powstaje zbiornik wodny (antropogeniczny) dochodzi do „konfliktu interesów”. Specyfika oddziaływania szeroko rozumianej gospodarki rolnej, w odniesieniu do wód powierzchniowych z zasady zawsze niekorzystnego, dla zminimalizowania tego wpływu wymaga uwzględnienia tego rodzaju antropopresji i zastosowania rozwiązań ochronnych.

Odpywająca z terenu zlewni woda (spływy powierzchniowe i podziemne) prowadzi znaczne ładunki substancji biogennych pochodzących ze stosowanych nawozów sztucznych i naturalnych [33, 49, 143]. Szacuje się, że około 20% azotu i 5% fosforu zawartego w stosowanych nawozach mineralnych jest wypłukiwane i stracone dla produkcji rolnej [42, 70]. Wynika z tego wniosek, że proces ten należy minimalizować poprzez zamykanie obiegu wody zawierającej duże ilości nawozów [113–115]. Czyni się to poprzez stosowanie odpowiednich metod i zabiegów agrotechnicznych takich jak określanie dawek nawozowych optymalnych dla danego terenu, stosowanie nawozów w postaciach rozpuszczalnych powoli. Proponuje się także stosowanie barier bio-geochemicznych [114] w postaci pasów rolniczych zatrzymujących spływy powierzchniowe, szczególnie na terenach o znacznym stopniu nachylenia (tereny górskie). Celowe jest ograniczanie upraw rolniczych okopowych oraz rolniczych wymagających wysokich dawek nawozów w otoczeniu zbiorników wodnych [114, 117].

Od dziesięcioleci podkreśla się, że hodowla zwierząt, zwłaszcza w systemie przemysłowym, stwarza wielkie zagrożenie dla wód powierzchniowych. Przede wszystkim dlatego, że wciąż jeszcze rowy ziemne, małe ciekі, potoki i rzeki, traktowane są jako „oczywiste odbiorniki cieków” w tym także cieków pochodzących z ferm hodowlanych bydła i trzody chlewnej. Szacuje się, że w Polsce, ładunki azotu i fosforu pochodzące od zwierząt hodowlanych są kilkakrotnie większe od ładunków pochodzących z ludzkich cieków komunalnych. Właściwie zagospodarowane ciekі z tego rodzaju hodowli powoduje zminimalizowanie ich szkodliwego oddziaływania. Najlepszym rozwiązaniem jest ich rolnicze wykorzystanie do nawożenia gleb. Posiadanie stosownej powierzchni gruntów umożliwia stosowanie tego sposobu produkowanych cieków gospodarskich [132–135].

Największy problem stanowi tzw. płynna gnojowica. Jest to produkt powstający w wyniku hodowli bez ciółkowej, w dużych fermach hodowlanych. Ilość tych cieków oraz ich skład wymagają specjalnych metod dla ich bezpiecznego stosowania. Nie mniej lokalizowanie tego rodzaju przedsiębiorstw w siedzibie zbiorników wodnych stwarza ryzyko ich zanieczyszczania [42].

Badania wykazały, że monokulturowe uprawy stanowią większe zagrożenie dla wód powierzchniowych aniżeli tereny przyrodniczo urozmaicone. Dużę znaczenie ma także ukształtowanie terenu. Z terenu płaskiego wody opadowe wzbogacone w wymywane ze zlewni substancje powolne spływają szybko. Tereny o urozmaiconej reliefie powierzchni i szacie roślinnej (zbiorniki zapadliskowe, różpolne bagienka, łąki, zadrzewienia) zatrzymują i ograniczają przemieszczanie się spływów powierzchniowych [66, 71].

Szczególne niebezpieczeństwo niesie ze sobą niewłaściwie rozumiana i realizowana melioracja. Niestety, najczęściej przez meliorację rozumie się odwadnianie terenu a nie optymalizowanie stosunków wodnych. Osuszenie terenu powoduje intensywne procesy mineralizacji, skutkiem czego w glebach powstają mineralne formy fosforu i azotu. W okresach wiosennych roztopów oraz intensywnych opadów, sieć rowów melioracyjnych połączona w sposób naturalny z siecią potoków i rzek, niesie duże ładunki łatwo przyswajalnych fosforanów i azotanów. Uświadomienie tego zagrożenia skutkuje zamykaniem obiegu wód melioracyjnych, stosowaniem rowów opaskowych, gromadzeniem spływów w zbiornikach a następnie rozpraszaniem ich na powierzchni uprawnej [76].

Systemy służące do określania podatności na degradację podkreślają rolę strefy przybrzeżnej (litoralowej) zbiornika wodnego (jeziora), jako biologicznie najbardziej aktywnej. Ponadto strefa ta jako pierwsza przyjmuje wody spływające ze zlewni. Z tego powodu tereny bezpośrednio przylegające do zbiornika powinny być urządzone w sposób umożliwiający zatrzymanie substancji biogennych i uniemożliwienie przeniknięcia ich do wód zbiornika [57, 81].

Na obszarach silnie zurbanizowanych występuje zagrożenie ze strony tzw. cieków opadowych, wynikające z dużej powierzchni tzw. terenów szczelnych. Przez „powierzchnie szczelne” rozumie się drogi (asfaltowe, betonowe itp.), chodniki, parkingi, place a także dachy domów. Zanieczyszczenia pochodzące z użytkowania dróg oraz z zanieczyszczenia powietrza są spłukiwane przez opady atmosferyczne, kierowane do kanalizacji deszczowej a następnie do odbiorników, którymi są oczywiście wody powierzchniowe. Jest wiadomym, że tego rodzaju cieki zawierają znaczne ilości metali ciężkich, wielopierścieniowych w węglodorów aromatycznych i alifatycznych a także różnego rodzaju zawiesin [48, 51].

Szeroki zakres, różnorodność i specyfika powoduje, że zapobieganie zagrożeniom jest niezwykle skomplikowane, trudne i napotyka na trudności. Zrozumienie tych zagadnień a szczególnie uświadomienie sobie ich wagi, jest warunkiem niezbędnym dla zatrzymania a następnie cofnięcia procesu degradacji zbiorników wodnych.

4. Podstawowe zagadnienia rekultywacji jezior

Metody rekultywacji jezior zostały szeroko opisane i usystematyzowane [14, 40, 60, 70, 76, 97]. Wiele prac poświęconych opisowi skuteczności poszczególnych sposobów renowacji jezior i zbiorników. W Polsce początki rekultywacji zbiorników wodnych a konkretnie jezior, sięgają roku 1956, kiedy to prof. dr Przemysław Olszewski uruchomił rurocią odprowadzającą wody przydenne z Jeziora Kortowskiego pod Olsztynem [100, 101]. Z kolei metoda sztucznego napowietrzania w celu de-stratyfikacji jezior datuje się od roku 1968 [72–76].

Dotychczas w Polsce siedem razy zastosowano metodę sztucznego napowietrzania jeziora bez de-stratyfikacji, osiem razy napowietrzano jezioro niszcząc uwarstwienie termiczne, trzy razy selektywnie odprowadzano wody hypolimnionu w jeziorach Kortowskim, Rudnickim Wielkim, Pławniowicach [46–50, 82–84], jeden raz usuwano osady dennego jeziora Mogileńskiego [40] oraz trzydzieści razy stosowano metodę chemicznego usuwania fosforu z osadów dennych [26–31, 40, 69, 139, 140]. Jako trudność w rekultywacji jeziora wskazuje się wadliwe konstrukcje i wykonawstwo urządzeń technicznych, prowadzenie zabiegów bez należytej kontroli technicznej i naukowej, niewłaściwe dobranie metody do cech morfometrycznych jeziora, stosowanie zabiegów na jeziorach w których nie ograniczono wcześniej w stopniu wystarczającym dopływu zanieczyszczeń zewnętrznych [67, 76].

4.1. Sелеktywne usuwanie wód hypolimnionu

Rozpoznanie procesów wewnętrznych zbiornikowych, a zwłaszcza określenie roli fosforu w procesie eutrofizacji oraz roli deficytów tlenowych w procesie uwalniania fosforanów z osadów dennych, spowodowało poszukiwanie sposobów zapobiegania niekorzystnym skutkom tych procesów.

W pierwszej połowie lat 40-tych, ubiegłego wieku, szwajcarski limnolog E.A. Thomas wskazał na możliwość poprawy stanu jezior poprzez wypompowywanie wód hypolimnionu. Zwracał przy tym uwagę na fakt, iż w wodach tych ilości pierwiastków biogennych są wysze niż w warstwie powierzchniowej [132].

Po raz pierwszy na wiecie prób ratowania jeziora Kortowskiego poprzez usuwanie hypolimnionu podjął w 1956 roku prof. Przemysław Olszewski. Zamiast jednak stosowa

proponowane przez Thomasa wypompowywanie wody, przegrodził jazem odpływ z jeziora, uzyskał w ten sposób parcie hydrostatyczne, które wykorzystał do odprowadzania wód hypolimnionu ułożoną na dnie jeziora drewnianą rurę („rura Olszewskiego”). Ten przeprowadzony na skalę techniczny eksperyment należy traktować jako pierwsze wdrożenie technologii rekultywacji jezior. Eksperyment ten, z wykorzystaniem nowoczesnych materiałów, kontynuowany jest do dnia dzisiejszego. [100–101].

Ten metodę rekultywuje się obecnie około 60 jezior Europy i Ameryki Północnej [60]. W Polsce zastosowano ją na Jeziorze Rudnickim w Grudziądzu [82–91, 137, 138], oraz na zbiorniku antropogenicznym Pławniowice (woj. łódzkie) [46–47].

Rekultywowano tą metodą na ogół niewielkie zbiorniki. Poza kilkoma wyjątkami jak Paladru we Francji (390 ha), Waramang w USA (290 ha), Pławniowice (225 ha), reszta rzadko przekraczała 100 ha [40, 60].

Do odprowadzania wód wykorzystuje się ukształtowanie terenu umożliwiające odpływ grawitacyjny. Sposób ten nazwano metodą Olszewskiego (nazywaną również metodą kortowską), a więc na zasadach syfonu, czasami (np. w górskim jeziorze Piburger w Austrii) poprzez urządzenie lewarowe. Należy podkreślić, że cech charakterystyczny i niezmienniczym, wyróżniającą ją spośród innych metod, są praktycznie zerowe koszty eksploatacyjne przy jednoczesnym, wieloletnim, bezawaryjnym działaniu. Istotą opisywanej metody nie jest zakłócenie stratyfikacji i wymieszanie mas wodnych, lecz systematyczne, długotrwałe usuwanie nagromadzonych substancji biogennych i organicznych. Badania wykazały, że mimo odprowadzania poza zbiornik chłodnych wód hypolimnionu, nie dochodzi do likwidacji uwarstwienia termicznego. Nie następuje też szybka poprawa natlenienia wód przydennych. Natomiast ilość odprowadzanych lewarem upustowym zanieczyszczeń jest znacznie większa niż gdyby woda odpływała ze zbiornika przelewem powierzchniowym. Podkreśla to znaczenie bilansu wodnego dla skuteczności tej metody.

Podaje się, że pozytywne skutki usuwania hypolimnionu obserwować można dopiero po kilku- kilkunastu latach ciągłego stosowania [22, 46, 67, 82, 84, 97]. Najszybciej daje się zauważyć wzrost przezroczystości wody oraz skrócenie okresów deficytu tlenowego [19, 46, 47]. Do słabych stron tej metody rekultywacji zalicza się uzależnienie skuteczności od dyspozycyjności ilości wody [20–23]. Metoda ta może być stosowana w jeziorach płytkich lecz stratyfikujących [78], natomiast nie może być stosowana w jeziorach polimiktycznych, bez uwarstwienia termicznego, ponieważ wymieszanie, a przez to natlenianie mas wodnych uniemożliwia wystąpienie stratyfikacji oraz deficytów tlenu co jest warunkiem uruchomienia procesu wzbogacania wewnętrzznego. Zastosowano ją w jeziorach o głębokości maksymalnej

ok 57 m (jez. Hecht w Austrii) oraz w jeziorze o głębokości zaledwie 7 m (płytkie lecz uwarstwione termicznie jez. Manen w Szwajcarii, jez. Rudnickie Wielkie) [38, 40, 60, 65]. Lewar upustowy musi bezwzględnie sięgać najgłębszego miejsca jeziora (głębokość) [76, 131]. W sytuacji kiedy najgłębsze miejsce zbiornika znajduje się w dużej odległości od miejsca wyprowadzania wody, wzrastają koszty inwestycji [70]. Biorąc pod uwagę fakt, że w odprowadzanej lewarem upustowym wodzie znajdują się duże ładunki substancji biogennej, w szczególności fosforanów i azotu amonowego, metoda ta nie powinna być stosowana w sytuacji, kiedy poniżej rekultywowanego zbiornika znajduje się kolejny zbiornik [70, 76].

4.2. Sztuczne napowietrzanie

Podział mas wodnych na warstwy zróżnicowane pod względem termicznym, w sytuacji „przełykania” jeziora powoduje pojawienie się stratyfikacji tlenowej. Niekorzystna sytuacja pod względem zawartości tlenu w wodzie polega na jego nierównomiernym rozmieszczeniu, z nadmierną ilością w wodach warstw powierzchniowych (epilimnionie) i całkowitym wyczerpaniu w warstwach położonych głębiej – metalimnionie – i najgłębiej – hypolimnionie.

Celem wszystkich metod rekultywacji jezior jest poprawienie warunków tlenowych, zwłaszcza zwiększenie ilości rozpuszczonego tlenu w najgłębszych warstwach wody. Metody polegające na tzw. sztucznym napowietrzaniu wód, mają w swoim założeniu szybkie polepszenie bilansu tlenowego. Napowietrzanie jezior może być przeprowadzane z likwidacją uwarstwienia termicznego, oraz bez niszczenia stratyfikacji [73, 74].

Celem napowietrzania likwidującego stratyfikację termiczną jest uzyskanie stanu homotermii w całym słupie wody. W warunkach homotermii wyrównuje się gęstość wody, co umożliwia cyrkulację mas wodnych i równomierne nasycenie wody tlenem.

Likwidację uwarstwienia termicznego i tlenowego uzyskiwano przez:

- wprowadzanie do zbiornika wód z pobliskiej rzeki przy użyciu pomp oraz specjalnych dysz umożliwiających mieszanie wody. Ten metod stosowano w celu destratyfikacji położonych w pobliżu Tamizy zbiorników zaopatrzonych w wodę Londyn [60];
- wypompowywanie zimnych mas wodnych hypolimnionu i mieszanie ich z ciepłą wodą w warstwach powierzchniowych. Ten sposób zastosowano na jeziorach w USA i Wielkiej Brytanii [66, 99];
- wtłaczanie pod ciśnieniem powietrza do najgłębszych miejsc jeziora. [73–76].

Stosowanie sprężarek do wtłaczania powietrza jest sposobem prostym i nie wymagającym dużych nakładów energetycznych. Ocenia się, że ten metod rekultywowanych jest największa liczba jezior [39, 60]. Podkreśla się, istotny w tej metodzie czynnik fizyczny,

jakim jest dążenie do wyrównywania gęstości wody w wyniku wyrównania temperatury. Pęcherzyki powietrza są w tym przypadku sposobem transportu mas wodnych z warstw przydennych ku powierzchni. Jest to rola podobna do tej, jaką pełni, w warunkach beztlenowych, pęcherzyki metanu porywające ku górnym warstwom wody wzbogacone w substancje biogenne. Zdaniem niektórych badaczy napowietrzanie hypolimnionu w celu destratyfikacji, w okresie letnim, może podnosić stopień trofii jeziora, wprowadzając do warstwy trofogenicznej związki azotu i fosforu z hypolimnionu [13, 24, 25, 32]. Jak zaznaczają Lossow i Gawrońska [72, 73], wyznacznikiem skuteczności napowietrzania jest stwierdzenie zaniku warstwy termokliny, przy czym z ekonomicznego punktu widzenia, ważniejsze jest niedopuszczenie do powstania termokliny wiosną, niż likwidacja termokliny w okresie letnim. Wydajność urządzeń sprężających (sprężarki elektryczne, spalinowe) powietrze powinna być dostosowana do warunków morfometrycznych jeziora. Przewody doprowadzające sprężone powietrze posiadają różnego rodzaju zakończenia, w postaci rusztów. Umieszcza się je nad dnem, w odległości zapobiegającej naruszaniu osadów dennych. Oprócz wtłaczania powietrza przez ruszty, stosuje się pompy ektorowe. Skuteczność obu metod jest bardzo podobna. Bardzo ważnym, z punktu widzenia rekultywacji jeziora jest rozpoczynanie napowietrzania jeziora wczesną wiosną. Zapobieganie wczesnemu powstawaniu termokliny przedłuża cyrkulację wiosenną i zwiększa efektywność natleniania wody w wyniku mieszania [43].

Bardzo ważną z punktu widzenia skuteczności metody jest stosowanie jej przy niskich deficytach tlenowych. W sytuacji bowiem, kiedy doszło do pozbawienia tlenu znacznej objętości jeziora, uśrednienie stężenia tlenu w wyniku wymieszania wody może, paradoksalnie, doprowadzić do pogorszenia warunków tlenowych. Metoda napowietrzania jeziora sprężonym powietrzem jest skuteczna w zapobieganiu powstawania tzw. przyduszy zimowej, ponieważ zapobiega powstawaniu pokrywy lodowej. W warunkach prawidłowego prowadzenia rekultywacji metodą destratyfikacji obserwuje się poprawę warunków tlenowych w przydennych warstwach wody, zahamowanie uwalniania fosforanów z osadów dennych, zmniejszenie intensywności zakwitów fitoplanktonu a co za tym idzie wzrost przezroczystości wody. Pogorszenie warunków tlenowych w pierwszych dniach cyrkulacji jesiennej obserwowano w zbiorniku pławniowickim [50–52].

Innym sposobem rekultywacji jeziora jest natlenianie hypolimnionu bez likwidacji uwarstwienia termicznego. Metoda ta wymaga stosowania specjalistycznych urządzeń mechanicznych. Po raz pierwszy metodą tą zastosowano na jeziorze Braty w Szwajcarii, następnie zastosowano ją na dwóch jeziorach amerykańskich (Ottoville Quarry i Attica

Reservoir) [60]. Do wiadczenia wykazały, że stosowane urządzenia są drogie w eksploatacji. W miejsce dotychczas stosowanych urządzeń wprowadzono tzw. aeratory głębinowe (Bernhardt – zbiornik Wahnbach). Stosowano je na wielu jeziorach Europy [60].

Podniesiona z dna i napowietrzona woda wraca do hypolimnionu. Ocenia się, że ilość dyfundującego do wody tlenu w wyniku stosowania tych aeratorów nie przekracza 10%. W stosowanych następnie aeratorach rurowych uzyskiwano lepsze rezultaty. Metoda napowietrzania hypolimnionu bez naruszania uwarstwienia termicznego oddziałuje wyłącznie na strefę przydenną, co skutkuje ograniczeniem uwalniania związków fosforu z osadów dennych. Wydaje się jednak, że metoda ta, jakkolwiek poprawia warunki tlenowe, nie jest w stanie obniżyć trofii jeziora, ponieważ nie powoduje ona usunięcia z ekosystemu substancji pokarmowych [70].

Do zasilania urządzeń napowietrzających niezbędna jest energia elektryczna i to w znacznych ilościach. Cennych informacji dostarczyły eksperymenty Lossowa na jeziorze Starodworskim koło Olsztyna, mające na celu wykazanie możliwości wykorzystywania energii wiatru [74]. Mimo szeregu ograniczeń wynikających z uwarunkowań klimatycznych oraz ukształtowania terenu wykazano, że metoda ta może obniżyć koszty napowietrzania jeziora.

4.3. Przepłukiwanie jezior

Jak już wspomniano wyżej, ekosystemy limniczne (jeziora naturalne, zbiorniki antropogeniczne) są ekosystemami nieustannie mało odpornymi na czynniki degradujące. Zdecydowanie bardziej odporne są wody płynące, z uwagi na korzystniejszy bilans tlenowy.

Kolejną metodą opierającą się na czynniku fizycznym jakim jest ruch mas wodnych, jest metoda przepłukiwania jezior. Metoda ta polega na spowodowaniu zmiany typu jeziora z nieprzepływowego na przepływowe, poprzez skierowanie do niego wód zdecydowanie lepszej jakości. Można próbować osiągnąć różne cele: rozcieńczenie wody wypełniającej zbiornik wodą lepszej jakości, albo jej maksymalną wymianę. Istotnym elementem tej metody jest przede wszystkim skrócenie czasu zatrzymania wody w zbiorniku. W wyniku rozcieńczenia można uzyskać zmniejszenie stężeń substancji biogennych, głównie fosforu. Dzięki zwiększeniu ilości wody przepływającej przez zbiornik można usunąć powstające w zbiorniku ładunki biomasy.

Metodę tę zastosowano w kilkunastu jeziorach świata [60]. Stwierdzono, że warunkiem skuteczności tej metody jest dysponowanie odpowiednio dużą ilością wody dobrej jakości. Można to być woda ze stacji uzdatniania (jezioro Greek USA 100 ha, głęb. maks. 8,8

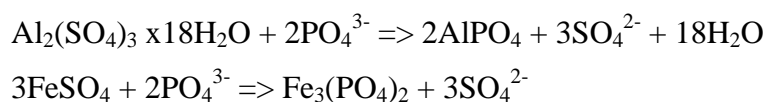
m, gł. r. 3,8 m) lub z pobliskiego ciek. Przykładem może być jezioro Moses w USA (2750 ha, gł. b. maks. 11,5 m) które od 1977 r. jest przepłukiwane wodą z rzeki Columbia. Przykładem skutecznego zastosowania metody przepłukiwania jest jezioro Buffalo Pound w Kanadzie (2990 ha, gł. b. maks. 5,6 m). Jest ono przepłukiwane skutecznie wodami oligotroficznego jeziora Diefenbaker, doprowadzanymi poprzez specjalnie przekopany kanał. W wielu przypadkach nie stwierdzono jednak zmniejszenia trofii pomimo długotrwałego przepłukiwania. W jeziorze Rotsee (47 ha, gł. b. maks. 16,3 m) także nie uzyskano poprawy jakości wody. W Polsce próbowano zastosować tę metodę na Jeziorze Długim w Olsztynie. Metoda przepłukiwania rzadko przynosi dobre efekty. Badania wykazują, że przepłukiwanie zbiorników będzie skuteczne tylko w przypadku jezior płytkich, polimiktycznych, niestratyfikujących, przy bardzo dużej ilości i wysokiej jakości doprowadzonej wody. W tym elementem jest także odpowiednia morfometria zbiornika, jego kształt oraz właściwie zlokalizowany dopływ i odpływ ze zbiornika.

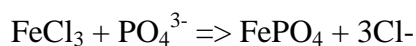
Biorąc pod uwagę zły stan wód płynących województwa łódzkiego należy spodziewać się, że w tym przypadku przepłukiwanie zbiornika wodą silnie zanieczyszczoną może przynieść efekt odwrotny do zamierzonego.

4.4. Metody chemiczne

Najważniejszą z chemicznych metod rekultywacji jezior jest chemiczna inaktywacja związków fosforu. Zaleca się jej stosowanie w jeziorach o intensywnym wzbogacaniu wewnętrznym. Istotą metody jest usunięcie związków fosforu z toni wodnej poprzez strącenie solami żelaza lub glinu, a następnie zdeponowanie wytrąconego osadu w osadach dennych. W oczyszczaniu cieków do strącania fosforu wykorzystywane są zarówno sole glinu, jak i żelaza (II i III) oraz wapnia.

Zastosowanie soli glinu (Al) do likwidacji zakwitów glonów na skalę techniczną miało miejsce w 1968 roku na jeziorze Langsjon w Szwecji. Już w roku 1974 miały miejsce 24 przypadki [30, 31, 60] zastosowania inaktywacji związków biogenych w jeziorach. W celu strącenia związków fosforu z wody stosuje się sole glinu oraz sole żelaza. W przypadku glinu jest to siarczan glinu ($\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$), oraz chlorek glinu (AlCl_3). W przypadku żelaza jest to siarczan żelazowy ($\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$), siarczan żelazawy (FeSO_4) oraz chlorek żelaza (FeCl_3). Związki te tworzą z fosforem fosforany glinu lub żelaza, które są nierozpuszczalne w wodzie.





Dla soli elaza dwuwarto ciowego (siarczan elazawy) optymalne pH rodowiska reakcji wynosi mi dzy 6,5 a 8. Dla soli elaza trójwarto ciowego (siarczan elazowy i chlorek elazowy) optymalne pH wynosi od 4,5 do 5. Dla soli glinu optymalne pH wynosi od 5,5 do 6,5. W warunkach tlenowych nast puje wytr cenie fosforu z wody w postaci fosforanu trójwapniowego lub fosforanu elazowego. Wytr canie fosforu z wody ma miejsce w hypolimnionie, gdy stosunek Fe : P jest wy szy od 3,0, w przypadku glinu stosunek ten wynosi 0,87:1. W wyniku reakcji hydrolizy powstaj trudno rozpuszczalne wodorotlenki sorbuju ce fosfor. Czynniki warunkuj cymi efektywno reakcji s ; stosunek ilo ci metalu do fosforu oraz pH wody. pH wody okre la rodzaj produktów hydrolizy oraz ich rozpuszczalno . Optymalne pH mie ci si w zakresie 5,5–6,5. Przy odczynie 6–8 dominuje nierozpuszczalny polimeryczny $\text{Al}_2(\text{OH})_3$, przy pH 4–8 wyst puj ró ne formy po rednie, za przy pH poni ej 4, glin wyst puje w formie rozpuszczonej jako toksyczny Al^{+3} . Amfoteryczny charakter wodorotlenku glinu powoduje, e przy pH powy ej 8 tworzony jest rozpuszczalny jon glinianowy.

Stosowanie koagulantu elazowego wymaga zachowania stosunku wagowego Fe : P 1,8 : 1 dla Fe(III) i 2,7 : 1 dla Fe(II), przy optymalnym pH wynosz cym 4,5 : 5 i około 8. Mankamentem stosowania zwi zków elaza jest ich skłonno do redukcji w warunkach beztlenowych przy niskim potencjale redox. W tym rodowisku nast puje rozpad poł cze elazowo-fosforowych i uwalnianie fosforanów do wody. Praktycznie w przydennej, nad osadowej warstwie wody panuj warunki beztlenowe, zatem fosfor zostanie uwolniony z osadów i ponownie wprowadzony do wody.

Pocz tkowo stosowano zwi zki glinu, najcz ciej uwodniony siarczan glinu. Sole glinu s skuteczne nawet w warunkach silnych deficytów tlenu. W wyniku zmodyfikowania -wst pnej hydrolizy chlorków glinu - uzyskano aktywne formy polimeryczne. S one zdecydowanie bardziej skuteczne a ich zalet jest trwało poł cze z fosforem w szerokim zakresie pH.

Poł czenia glinu z fosforem pozostaj nierozpuszczalne przy pH od 6 do 8. Odchylenia odczynu w gór lub w dół powoduj wzrost ilo ci form rozpuszczalnych. Podkre la si , e koagulant glinowy powoduje obni enie odczynu wody, zwłaszcza w jeziorach o niskiej zasadowo ci. W tych warunkach mog pojawi si w wodzie toksyczne formy tego pierwiastka. Za bezpieczne uznaje si utrzymywanie pH przy warto ci 6,0.

Stosowanie koagulantu glinowego do strącania fosforu powoduje znaczne obniżenie stężenia mineralnych form fosforu w wodzie. Obserwowano zmniejszenie produkcji pierwotnej oraz poprawę przezroczystości wody.

Chemiczne strącanie fosforu zastosowano dotychczas na około 60 jeziorach i zbiornikach wodnych. W większości były to niewielkie zbiorniki, od kilku do kilkunastu hektarów. Wśród nich to jeziora Annabessacook (574 ha) oraz Delavan (720 ha) [60]. W Polsce przeprowadzono inaktywację fosforu przy użyciu siarczanu glinu na Jeziorze Starodworskim i jeziorze Domowym w Szczytnie, jeziorze Długim w Olsztynie, a także na jeziorze Głęboczek koło Torunia [26–29, 69]. Podjęto próby zastosowania popiołów lotnych do strącania fosforu [68].

4.5. Osady dennie a zagrożenia rekultywacji jezior

Osady dennie w zbiornikach wodnych powstają w wyniku procesów wewnętrznych zbiornikowych, w szczególności jako rezultat opadania na dno detrytus. W sytuacji właściwie ukształtowanych stosunków termiczno-tlenowych, ekosystemy limniczne kumulują powstającą w toni wodnej biomasę, zawierając materię organiczną, a także związki azotu i fosforu. Ilość zmagazynowanego w osadach dennych fosforu oraz materii organicznej jest bardzo duża. Z chwilą utraty zdolności do odkładania zanieczyszczeń w osadach uruchamia się proces tzw. wzbogacania wewnętrznego. Powoduje on gwałtowne wzbogacenie mas wodnych w mineralne związki fosforu co skutkuje natychmiast wzrostem produkcji pierwotnej [3, 4, 96, 99].

Osady dennie są „kluczem” do rozwiązania problemu trofii zbiornika. Ich rola jako źródła dużych ilości fosforu wymaga radykalnego ograniczenia. Można to osiągnąć przez doprowadzenie do właściwego natlenienia wody i wyłączenie procesu wzbogacania wewnętrznego. Uświadomiwszy sobie jak wielką rolę w procesie degradacji ekosystemu limnicznego odgrywają osady dennie można łatwo stwierdzić, dlaczego panuje zgodna opinia, że najskuteczniejszą metodą ratowania jeziora jest ich całkowite usunięcie ze zbiornika [76, 89, 95, 106].

Z mechanicznym usuwaniem osadów dennych ze zbiornika wiąże się wiele trudności natury organizacyjnej, technicznej i finansowej. Jednak uświadomiwszy sobie, że usunięcie osadów a także do tzw. dna pierwotnego pozwoli na radykalną poprawę i odnowienie jeziora, należy traktować bardzo poważnie mimo przedstawionych wyżej trudności.

Podstawowym problemem jest ilość osadów. Mieszą osadów w jeziorach naturalnych może sięgać kilkunastu metrów. Dlatego podjęcie decyzji o zastosowaniu tej

metody rekultywacji wymaga stosownych badań. Przyjmując, że dysponuje się środkami technicznymi, pozostaje do rozwiązania problem właściwego zmagazynowania i unieszkodliwienia ogromnej masy osadów, a także powstającego na składowisku odcieku, zawierającego wysokie stężenia i ładunki fosforu. W wielu pracach wskazuje się na nierównomierne rozmieszczenie osadów, na powierzchni dna zbiornika. Takie skład chemiczny osadów może być przestrzennie bardzo zróżnicowany. Badania powinny wykazać, które partie osadów należy usunąć, a które można pozostawić, uprzednio stosując np. metody immobilizowania fosforu.

Usuwanie osadów dennych można przeprowadzać dwoma sposobami. Najwskuteczniej można osiągnąć w warunkach całkowitego usunięcia wody z jeziora, a następnie usuwać osady przy użyciu odpowiednich maszyn (spychacze, koparki, samochody). Takim sposobem przeprowadzono w latach 90-tych ub. wieku, rekultywację jeziora Paprockiego (woj. śląskie, miasto Tychy). Usunięcie wody z jezior naturalnych bywa możliwe niezmiernie rzadko i wymaga poniesienia kosztów użycia pomp o dużej wydajności. Wymienia się w literaturze zaledwie kilka małych jezior w których było to technicznie możliwe (Galltrish w Finlandii, Paliw w dawnej Jugosławii) lecz bez podania ich skutków ekologicznych [60]. Zdecydowanie łatwiejsze jest stosowanie tej metody na zbiornikach powierzchniowych wód. Zapory przedzielające doliny rzeki są bowiem wyposażone w denne upusty, umożliwiające całkowite osuszenie zbiornika.

Mechaniczne usuwanie osadów po spuszczeniu wody napotyka na trudności wynikające z ich masy, uwodnienia oraz składu chemicznego. Metoda usuwania osadów dennych „spod wody” polega na zastosowaniu odpowiednich pogłębiarek mechanicznych i hydraulicznych. Zasadniczą wadą stosowania pogłębiarek mechanicznych (czerpakowych) jest silne zmniejszenie wody, powodujące z uwagi na zawartość materii organicznej, ubytki tlenu. Zdecydowanie częściej stosuje się pogłębiarki hydrauliczne. Zasysane i wypompowywane osady zawierają od 10% do 20% części stałych oraz 80% wody. Wydobyta pulpa wymaga właściwego systemu składowania i utylizacji. Podjęcie decyzji o zastosowaniu tej metody powinno być poprzedzone przygotowaniem odpowiedniego, położonego niedaleko od zbiornika (z uwagi na koszty transportu) bezpiecznego składowiska. Spełnienie tego warunku jest niezbędne dla skuteczności i opłacalności tej metody.

Jako przykład właściwego rozwiązania i skuteczności rekultywacji metodą usuwania osadów dennych „spod wody” podaje się szwedzkie jezioro Trumen [33, 70, 112, 117]. W Polsce jako przykład niepowodzenia tej metody, podaje się jezioro Mogileńskie [40, 71]. Z uwagi na znaczne ilości powstających odcieków, zawierających wysokie stężenia fosforu,

warto posłużyć się dodatkowo koagulantami jako metod uzupełniającą. Spowoduje to znaczne zmniejszenie odpływu fosforu ze składowiska osadów.

Wielu autorów zwraca uwagę na to, że często podejmuje się działania rekultywacyjne (różnymi metodami) nie dokumentując przebiegu prac przygotowawczych ani skutków zabiegów zasadniczych. Tym metodą rekultywowano jeziora o powierzchni od 2 do ponad 1000 ha, usuwając od kilkuset do ponad 7 milionów m³ osadów. Jednak zaledwie kilka jezior, spośród około 80-ciu poddanych rekultywacji metodą usuwania osadów, posiada właściwą dokumentację uzyskanych efektów [66, 67]. Ogólnie uważa się, że usuwanie osadów jest najskuteczniejszą metodą poprawy stanu jezior. Poza wycofaniem ze zbiornika zawartych w osadach zanieczyszczeń uzyskuje się niejednokrotnie znaczne zwiększenie jego objętości.

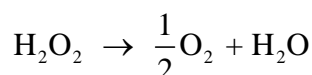
4.6. Zapobieganie procesowi wzbogacania wewnętrznej przez zmianę właściwości osadów dennych metodami chemicznymi

Wieloletnie badania wykazały, że wprowadzając do osadów dennych odpowiednie substancje chemiczne można powodować uzyskanie korzystnych, z punktu widzenia jakości wody, procesów i zjawisk. Metodą polegającą na wykorzystaniu zdolności utleniających jonów azotanowych po raz pierwszy zastosował Wilhelm Ripl [116, 118]. Eksperyment przeprowadzono na niewielkim, płytkim jeziorze Lillejson w Szwecji. Celem tej metody było zahamowanie procesu wzbogacania wewnętrznej przez utlenienie związków zredukowanych zawartych w osadach z jednoczesnym immobilizowaniem fosforu. Ripl zastosował początkowo obniżenie pH do 3, co spowodowało wydzielenie siarkowodoru. Następnie zobojętniono odczyn mlekiem wapiennym (osiągnięto pH 7,5) oraz wprowadzono do osadów azotan wapnia jako reagent utleniający. W wyniku reakcji denitryfikacji nastąpiło uwolnienie azotu czeczkowego do powietrza. Ilość wydzielanego azotu określono na 5 dm³N/m²/d. Dokumentacja eksperymentu stwierdza, że w ciągu kilku tygodni z wody zbiornika oraz z wód interstycjalnych zniknęły jony azotanowe, wzrosła przezroczystość wody a osady dennie uzyskały ponownie zdolność magazynowania fosforu.

Istotnym elementem powyższej metody było autorskie opracowanie urządzenia do dozowania reagentów do osadów dennych. Urządzenie w kształcie brzozy dozowało do osadów dennych chemikalia na głębokość około 20 cm. Należy również podkreślić, że przed rozpoczęciem zabiegów rekultywacyjnych wyznaczono w oparciu o badania, powierzchni osadów odpowiednią dla przeprowadzenia eksperymentu. Istotą metody Rippla jest inaktywacja fosforu, przy czym bardzo ważne jest to, że inaktywację przeprowadza się nie w toni wodnej a w osadach, które stanowi magazyn olbrzymich ilości tego pierwiastka.

Zablokowanie możliwości uwalniania fosforu ma decydujące znaczenie dla poprawy stanu jeziora. Metoda ta została zastosowana w kilku jeziorach Niemiec, Irlandii, Austrii i USA [113, 115, 118]. Jest ona znacznie tańsza niż usuwanie osadów ponadto nadaje się szczególnie do stosowania w płytkich, małych jeziorach. Obecnie poszukuje się innych sposobów inaktywacji fosforu.

Metody polegające na zastosowaniu nadtlenu wapnia jako utleniacza w odniesieniu do znajdujących się w osadach dennych materii organicznej, wielopierścieniowych w glowodorów oraz fenoli, zaproponował Kostecki [48]. Nadtlenek wapnia jest często używany jako czynnik utleniający zarówno w technologii wody i ścieków, w procesach odnowy gleb. W obecności enzymu i innych abiotycznych katalizatorów nadtlenek wodoru rozkłada się do tlenu i wody.



Intensywne wydzielanie tlenu jest czynnikiem zapoczątkującym tlenowy biologiczny rozkład zanieczyszczeń w glebach i osadach. Niekiedy zdarza się, że szybko wydzielania tlenu jest znacznie większe od szybkości zużycia tlenu przez mikroorganizmy. W rezultacie duża część powstającego tlenu nie jest wykorzystywana w procesach biologicznego rozkładu i ulatnia się do atmosfery lub rozpuszcza się w wodzach gruntowych. Należy również zwrócić uwagę na fakt, toksycznego oddziaływania nadtlenu wodoru na mikroorganizmy. Nadtlenek wodoru może być toksyczny w stężeniach jakie są wykorzystywane w procesach biologicznego oczyszczania powodując śmierć komórek bakteryjnych. Niedogodności związane ze stosowaniem płynnego nadtlenu wodoru mogłyby być wyeliminowane przez zastosowanie nieorganicznych nadtlenuków metali. Nadtlenki metali zwane stałymi źródłami tlenu rozkładają się pod wpływem wody tworząc nadtlenek wodoru. Związki te są przedmiotem dużego zainteresowania ponieważ szybkie dostarczanie tlenu do gleby jest znacznie wolniejsze niż w przypadku bezpośredniego zastosowania nadtlenu wodoru. Zastąpienie nadtlenu wodoru nadtlenkiem wapnia poprawiło efektywność procesu, gdy w przypadku nadtlenu wapnia nie zaobserwowano redukcji jonów Fe^{+3} . Dodatkowo wytrącanie nierozpuszczalnego osadu $\text{Fe}(\text{OH})_3$ przesuwa równowagę reakcji w kierunku utleniania.

Pierwsze badania w kierunku wykazania przydatności tej metody do usuwania materii organicznej oraz wielopierścieniowych w glowodorów aromatycznych przeprowadzono na Rybnickim zbiorniku zaporowym [48]. Przeprowadzony eksperyment wykazał, że istnieje możliwość usuwania materii organicznej oraz policyklicznych zanieczyszczeń organicznych z osadów dennych ekosystemów wodnych przy zastosowaniu utleniaczy chemicznych, w tym

przypadku nadtlenu wapnia. Zastosowanie nadtlenu wapnia spowodowało, że w warunkach laboratoryjnych uzyskano średnio 83% redukcji stężenia WWA, natomiast w warunkach do wiadczenia „*in situ*” średni stopień redukcji wyniósł 60% przy dawce 100 g CaO_2/m^2 , oraz 68% przy dawce 200 g CaO_2/m^2 . O skuteczności metody, podobnie jak i w przypadku innych metod chemicznych, decydują m.in. warunki środowiska reakcji takie jak temperatura oraz stopień zbuforowania wody, w tym przypadku intestycjalnej. Badania Kosteckiego i Mazierskiego wykazały, że istnieje możliwość optymalizowania procesu biochemicznej degradacji zanieczyszczeń. W szczególności należy opracować metodę określania właściwej dawki reagenta, sposób jego dozowania. Rozwinięcia wymaga problem wprowadzania reagenta do głębszych warstw osadów dennych. Należy podkreślić, że poza procesem utleniania zanieczyszczeń, w wyniku stosowania nadtlenu wapnia dochodzi do związania fosforu. Tak więc rozwijając badania w tym kierunku możliwe jest opracowanie jeszcze jednej technologii rekultywacji ekosystemów wodnych.

4.7. Biologiczne metody rekultywacji ekosystemów wodnych

Do tzw. biologicznych metod rekultywacji zalicza się różne sposoby wpływania na biotyczne elementy ekosystemu, określane jako „biomanipulacja”. Zabiegi te odnoszą się zarówno do przebudowy szaty roślinnej zbiornika jak i populacji ichtiofauny.

Problemem o szczególnym znaczeniu jest niewłaściwie realizowana tzw. gospodarka rybacko-wędkarska. Przyjęcie za priorytet hobbystyczne zainteresowania grupy społeczeństwa spowodowało, że ekosystemy limniczne były przez wiele lat intensywnie zarybiane rybami z rodziny *Cyprinidae* (karpiołate) z uwagi na ich wędkarską atrakcyjność. Skutkiem tego jest przerybienie zbiorników oraz ich degradacja. Wraz z pogorszeniem się jakości wody w miejsce gatunków szlachetnych drapieżnych (łosośiowate, szczupakowate), pojawiają się gatunki bardziej odporne na deficyty tlenu i obecność zanieczyszczeń (karp, karaś, lin).

Próby zastosowania różnych gatunków ryb do usuwania substancji biogennej ze zbiornika wykazały, że jest to kierunek niewłaściwy. Ryby zjadają pokarm zarówno roślinny i zwierzęcy nie tylko, że nie wycofują ze zbiornika azotu i fosforu, ale przyspieszają obieg tych pierwiastków wywołując zjawisko nazwane „ichtioeutrofizacją”.

Do metod składających się na „biomanipulację” zalicza się takie zabiegi jak: wykaszanie roślinności naczyniowej, zwiększanie przepływu wody poprzez obniżenie jej poziomu w zbiorniku, odławianie ryb karpiołatych i zarybianie zbiorników wodnych gatunkami drapieżnymi.

Preferowanie gatunków drapieżnych należy do zabiegów zmierzających do zwiększenia liczebności planktonu zwierzęcego z grupy filtratorów (*Daphnia*), żyjących si fitoplanktonem. Jak wykazały badania, uzyskanie pozytywnych wyników w tym zakresie jest niezmiernie trudne i brak jest przykładów osiągnięcia zamierzonych rezultatów.

W warunkach wód zanieczyszczonych, bogatych w materię organiczną oraz związków azotu i fosforu czynnikiem ograniczającym wykorzystanie tych warunków jest powierzchnia dostępna dla organizmów peryfitonowych. Wykorzystano to proponując stosowanie tzw. „biostruktur”. Biostruktury mogłyby wykonywane z różnych materiałów np. pleków gałęzi, wikliny, a także konstrukcji z tworzyw sztucznych o dużej powierzchni. Powierzchnia tych urządzeń zostaje w szybkim tempie zasiedlona przez peryfiton, którego zadaniem miało być pełnienie roli złoża biologicznego.

Jak wykazały badania, te urządzenia, pozostawiane w wodzie na długi czas powodowały pogarszanie warunków tlenowych, nasilały zakwity glonów a także stanowiły siedliska dla ptaków, zanieczyszczających wodę odchodami. Pozostawienie biostruktur w wodzie na okres zimowy stanowi zagrożenie dla warunków tlenowych z uwagi na rozkładające się, powstające na nich biomasę.

Ze względu na skomplikowane stosunki i zależności między biotycznymi elementami ekosystemu wodnego, metody biologiczne wymagają dalszych badań. Na obecnym etapie wiedzy należy je traktować jako metody wspomagające.

5. Obiekt badań

Regionem Polski najsilniej dotkniętym antropopresją, jest województwo łódzkie. W centrum województwa łódzkiego znajduje się obszar poddany szczególnie silnej antropopresji, tzw. Górno łódzki Okręg Przemysłowy [51, 56]. Geograficznie jest on określany jako Mezuregion Górno łódzkiego Okręgu Przemysłowego i opisany jako jedyna w Polsce jednostka regionalna o krajobrazie nienaturalnym, przekształconym w sposób zdecydowanie niekorzystny w wyniku działalności człowieka [41, 141].

W wielu miejscach tego regionu zmiany środowiska geograficznego mają charakter nieodwracalny [9, 141]. Szczególnie silne są tutaj deformacje powierzchni terenu pod wpływem działalności górniczej jako efekt eksploatacji kopalin mineralnych, głównie węgla kamiennego oraz piasku [9, 10]. Powodują one zarówno zmiany rzeźby terenu jak i zmiany sposobu użytkowania, zmiany stosunków wodnych w glebie a także zmiany sieci hydrograficznej cieków wód powierzchniowych. Przewiduje się, że jeszcze wiele lat po zaprzestaniu eksploatacji złóż kopalin, proces przekształcania powierzchni ziemi będzie trwał,

i b dzie mo na obserwowa proces osiadania terenu oraz powstawania oraz likwidacji (najcz ciej poprzez ich zasypywanie) zapadlisk i zbiorników wodnych [39, 41].

Zbiorniki wodne stanowi warto ciowe elementy krajobrazu, jako elementy przyrodo twórcze stanowi siedliska wielu gatunków ro lin i zwierz t. Wpływaj na lokalny klimat, a tak e stanowi rezerwuary wody, wykorzystywanej do ró nych celów. Tworzeniu antropogenicznego zbiornika wodnego towarzyszy szereg skutków natury przyrodniczej. Przede wszystkim nast puje zmiana warunków hydrologicznych. Skierowanie wód cieku do zagł bienia terenu, czy to zapadliska czy wyrobiska kopalni piasku, powoduje zwolnienie przepływu wody, co w porównaniu z ekosystemem potamicznym stanowi radykaln zmian warunków samooczyszczania wód [51]. W przypadku województwa ł skiego tak e jako wód cieków pozostawia wiele do yczenia [53, 55, 56]. Zmiany rodowiskowe wywoływane przez powstanie zbiornika wodnego, a tak e stan ekologiczny przyszłego zbiornika s , jak si wydaje, całkowicie pomijane na etapie projektowania i budowy.

Po pocz tkowo korzystnym, lecz krótkotrwałym oddziaływaniu na jako wody, szczególnie odpływaj cej ze zbiornika, nast puje szereg zmian niekorzystnych, w szczególno ci uruchomienie procesu wzbogacania wewn trznego, wzrost produkcji pierwotnej (zakwity fitoplanktonu). W rezultacie gwałtownie pogarsza si jako wód oraz stan ekologicznego zbiornika.

5.1. Zbiornik Pławniowice

W latach 1962–1969 kopalnia piasku w Taciszowie eksploatowała zło a ulokowane na zachód od miasta Pyskowice, w s siedztwie wsi Niewiesz i Pławniowice, tzw. Pole Taciszów V i VI. W wyniku eksploatacji powstało wyrobisko, do którego, po ukształtowaniu skarp i wyrównaniu dna, w roku 1974 skierowano wod Potoku Toszeckiego.

W ten sposób utworzono zbiornik nazwany od pobliskiej miejscowo ci zbiornikiem „Pławniowice” [51, 124]. Do eksploatacji zbiornik oddano w 1975 roku. Powierzchnia zwierciadła wody zbiornika wynosi 225 ha, pojemno - 29 mln m³. Wraz ze zbiornikami Dzier ono Małe (110 ha, 10 mln m³), Dzier ono Du e (650 ha, 95 mln m³) i Kanałem Gliwickim zbiornik ten tworzy tzw. Zachodni W zeł Wodny rzeki Kłodnicy (ł czna powierzchnia lustra wody około 1000 ha, 140 mln m³) [51]. Woda ze zbiornika odprowadzana jest do rzeki Kłodnicy poni ej jazu w Pławniowicach.

5.1.1. Morfometria zbiornika

długo linii brzegowej – 8000 m

| | | |
|---|---|----------------------------------|
| maksymalna długość osi zbiornika | – | 3200 m |
| maksymalna szerokość zbiornika | – | 1200 m |
| maksymalna głębokość zbiornika | – | 16 m |
| średnia głębokość zbiornika | – | 11 m |
| współczynnik rozwinięcia linii brzegowej | – | 1,5 |
| efektywny zasięg mieszania wody (teoretyczny) | – | 16 m (liczony wg wzoru Patalasa) |

Parametry techniczne zbiornika przedstawiają się następująco:

| | | |
|---|---|------------------------------|
| - pojemność całkowita | – | 29,1 mln m ³ |
| - pojemność wyrównawcza | – | 6,3 mln m ³ |
| - pojemność martwa | – | 20,4 mln m ³ |
| - pojemność powodziowa | – | 2,4 mln m ³ |
| - pojemność dyspozycyjna | – | 5,5 – 8,0 mln m ³ |
| - powierzchnia zalewu przy trzcinie 260 ha | – | przy maksymalnym |
| - przy normalnym trzcinie | – | 224,5 ha |

Rzeczne piętra trzcin:

| | | |
|----------------------------|---|----------------|
| - maksymalne piętro trzcin | – | 194,8 m n.p.m. |
| - normalne piętro trzcin | – | 193,8 m n.p.m. |
| - minimalne piętro trzcin | – | 191,0 m n.p.m. |

Charakterystyczne przepływy:

| | | |
|--------------------------|---|-------------------------|
| - przepływ średni roczny | – | 0,627 m ³ /s |
| - przepływ średni niski | – | 0,200 m ³ /s |
| - przepływ minimalny | – | 0,033 m ³ /s |
| - wielka woda 3% | – | 58,5 m ³ /s |
| - wielka woda 1% | – | 81,3 m ³ /s |

Badania na podstawie których wykonana została niniejsza praca prowadzone były przez autora w latach 1976–2011 [46–56].

5.1.2. Charakterystyka zlewni

Zbiornik Pławniowice jest położony na prawym brzegu Kanału Gliwickiego. Zasilany jest wodami Potoku Toszeckiego o powierzchni zlewni 119 km² [51].

W zachodniej części mezoregionu Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego znajduje się mikroregion Działy Gliwickie. Tzw. Działy Gliwickie są rozległą, falistą równiną zaliczoną do mikroregionów. Ten mikroregion zbudowany jest z osadów mioceńskich, plioceńskich i czwartorzędowych. Kulminacje terenu dochodzą do 250–280 m n.p.m. i są związane z występowaniem starych skał, wapieni triasowych. Teren ten przecinają doliny rzek: Bierawki, Dramy i Kłodnicy oraz ich dopływami. Występują tu dwa wododziały w postaci Działu ernickiego i Pyskowskiego. Dział Pyskowski zbudowany jest z piasków i glin silnie zwymionych w okolicy Łabędzi i Czechowic. Kulminacje na tym terenie dochodzą do 270 m n.p.m. [141].

Dolina rzeki Kłodnicy na terenie od Makoszów do Pławniowic posiada dno silnie zmienione na skutek deformacji powierzchni (zapadliska, wyrobiska) terenu. Drugi poziom zbudowany jest z piasków. W dobrym stanie zachowany jest tylko w okolicy Gliwic, gdzie występuje w postaci wąskich listew 200–400 m na obu zboczach doliny Kłodnicy.

Na obszarze objętym badaniami przeważają gleby średniej wartości użytkowej (klasy IVa, IVb) [52, 142]. Są one utworzone z glin zwałowych, mady oraz rędziny wzniesień triasowych. W części zachodniej mikroregionu występują gleby dobrej wartości użytkowej utworzone z pyłów fluwioglacjalnych i glin zwałowych (Działy Gliwickie, Garb Laryszowski).

W okolicy Dzierżna, Byciny i Pławniowic występują gleby słabe, utworzone z piasków zwałowych i fluwioglacjalnych. Wykazują one strukturę piasków słabo gliniastych lub gliniastych lekkich. Wiskoszę gleb piaszczystych posiada wadliwą strukturę. Są zbyt przewiewne i ubogie w składniki pokarmowe. Rędziny utworzone z dolomitów i wapieni triasowych oraz starych formacji geologicznych występują w okolicy Toszka. W szczytowych partiach wzniesień rędziny przeważnie brunatne są płytkie, czarna próchnicza ma słabą strukturę, na ogół z domieszką rumoszu skalnego. Łatwo ulegają przesuszeniu. Bardzo często towarzyszą im suche piaski wapienne. Są to gleby IV i V klasy bonitacyjnej [141]. Nisze partie wzniesień (stoki) pokrywają rędziny o nieco większej miękkości i lepszej strukturze warstwy próchnicznej oraz niewielką ilością okruchów skalnych. Wszystkie rędziny okolic Toszka wylugowane są z glinu wapnia, mają odczyn nawet lekko kwaśny (pH 6) i są trudne w uprawie mechanicznej.

Na omawianym obszarze przeważają zdecydowanie gleby średniej wartości użytkowej (klasy IVa, IVb). Są to gleby utworzone z glin zwałowych, mady oraz rędziny wzniesień triasowych. Na mniejszym obszarze występują gleby dobrej wartości użytkowej (najlepsze gleby występują w zachodniej części GOP-u) utworzone z pyłów fluwioglacjalnych i glin zwałowych (Działy Gliwickie, Garb Laryszowski).

5.1.3. Potok Toszecki – charakterystyka ogólna

Największym ciekim na terenie zlewni zbiornika Pławniowice jest Potok Toszecki o długości 16,4 km. Ma on swój początek w północno-wschodniej części zlewni powyżej wsi Sarnów. Potok Toszecki wypływa na wysokość 270 m n.p.m. w miejscowości Gaj. Do Potoku Toszeckiego uchodzą następujące dopływy: Potok Ligocki, Potok Płuniczka, rów z Poniszowic [51, 53].

Za miastem Toszek od strony zachodniej ciek ten przyjmuje najpierw wody z niewielkiego rowu odwadniającego pola, a następnie wpada do niego Potok Płuniczka gromadzący wody opadowe. Potok ten zaczyna swój bieg powyżej wsi Płuniczka, od której bierze nazwę. Kolejnym dopływem Potoku Toszeckiego jest Potok Ligocki. Bierze on swoją nazwę od miejscowości Ligota Toszecka. Na wysokości wsi Kotulin Potok Ligocki łączy się z rowem prowadzącym wody opadowe. Następnie mijają wieś Ligota Toszecka położona na jego lewym brzegu oraz wieś Niekarmia, gdzie przyjmuje wody z kolejnego rowu odwadniającego pola uprawne. Następnie Potok Ligocki mijają wieś Słupsko i poniżej tej wsi łączy się z Potokiem Toszeckim. Kolejnym dopływem Potoku Toszeckiego jest niewielki Potok Poniszowicki, który jest raczej rowem odwadniającym. Swoją nazwę bierze on od wsi Poniszowice. Ciek ten łączy się z Potokiem Toszeckim poniżej wsi Niewiesz. Omawiane powyżej cieki są prawobrzeżnymi dopływami Potoku Toszeckiego. Jedynym lewobrzeżnym dopływem tego potoku jest Potok Ciochowski, który bierze swoją nazwę od wsi Ciochowice. Wypływa on ze wzgórz otaczających zlewnię od strony wschodniej, przepływa obok wsi Pisarzowice i Ciochowice, gdzie łączy się z Potokiem Toszeckim. Od roku 1974, w miejscowości Niewiesz, Potok Toszecki wpada do zbiornika pławniowickiego [51].

6. Urządzenie do rekultywacji zbiornika antropogenicznego Pławniowice.

6.1. Uzasadnienie podjęcia rekultywacji

Badania limnologiczne zbiornika Pławniowice prowadzone przez autora opracowania obejmują trzy okresy. Pierwszy okres to badania przeprowadzone w roku 1976 tuż po wypełnieniu wyrobiska piaskowego wodą. Drugi, to lata 1993–1998, kiedy to wykazano katastroficzny stan zbiornika wynikający z silnego zeutrofizowania. Trzeci – od rozpoczęcia rekultywacji zbiornika w roku 2004 do roku 2012.

Wyniki badań prowadzonych na zbiorniku pławniowickim w latach 1993–1994 wykazały wysoki stopień trofii zbiornika oraz w związku z tym daleko posunięty proces degradacji

jeziora [50–52]. W tym czasie stwierdzono zupełne wyczerpanie tlenu w hypolimnionie, dochodzące do 4–5m pod powierzchnią wody. Przezroczystość wody w okresie stagnacji letniej wynosiła od 0,8m do 1,0m. pH wody w czasie stagnacji letniej, w wyniku intensywnej produkcji pierwotnej dochodziło do 10,7. Najistotniejsze jednak stało się stwierdzenie uruchomienia w zbiorniku procesu wewnętrznego wzbogacania wód zbiornika w substancje uwalniane z osadów dennych. W szczególności stwierdzono bardzo szybki i silny wzrost stężeń związków fosforu. Sformułowano więc robocze hipotezy, o celowości zmiany sposobu odpływu wody ze zbiornika w celu wyprowadzenia ze zbiornika zamiast wód epilimnionu, wód hypolimnionu. Propozycja ta tym bardziej była uzasadniona, że zbiornik Pławniowice posiada korzystne warunki ukształtowania terenu umożliwiające grawitacyjny odpływ wód ze zbiornika do rzeki Kłodnicy a następnie do Kanału Gliwickiego.

W celu zweryfikowania wiedzy na temat stanu zbiornika oraz jego roli w procesie kształtowania się jakości wód, przeprowadzono kolejne badania w latach 1996–1998. Badania nie tylko potwierdziły wyniki badań wcześniejszych. Wykazały, że w ciągu kilku następnych lat zaszły dalsze, niekorzystne zmiany stanu zbiornika uzasadniające potrzebę podjęcia decyzji o jego rekultywacji.

Za podstawę koncepcji rekultywacji zbiornika Pławniowickiego przyjęto wyprowadzenie poza ekosystem substancji biogennych, w szczególności fosforanów, fosforu organicznego oraz azotu amonowego i organicznego, w celu osiągnięcia zmniejszenia trofii zbiornika. W przypadku zbiornika pławniowickiego celem tym mogło być osiągnięcie poprzez zmianę sposobu odprowadzania wody ze zbiornika. W miejsce dotychczasowego przelewu powierzchniowego zaproponowano usuwanie wód hypolimnionu rurami upustowymi, czyli metodą Olszewskiego (kortowską). Zamiast dobrze natlenionych i ubogich w mineralne związki azotu i fosforu wód powierzchniowych, „rurą Olszewskiego” odprowadzana jest woda pozbawiona tlenu, zawierająca siarkowodor, znaczne ilości mineralnych związków azotu i fosforu i materii organicznej. Biorąc pod uwagę wyniki wcześniejszych badań opracowano urządzenie upustowe, którego wydajność można w sposób płynny regulować.



Rys. 1. Zbiornik Pławniowice – „rura Olszewskiego” przed zatopieniem oraz wylot upustowy

Poniższe zestawienie wskazuje na możliwość uzyskania efektu ekologicznego poprzez zastosowanie rury upustowej, odprowadzającej wody hypolimnionu, zamiast wód z warstwy powierzchniowej.

Tabela 1. średnie wartości stężeń azotu i fosforu w hypolimnionie zb. Pławniowice – 1997 r.

| Wskaźnik | jednostki | Odpływ | Hypolimnion średn. rok | Hypolimnion średn. stagn. | Stagnacja Wartość maks. |
|--------------------------------|----------------------|--------|---------------------------|------------------------------|----------------------------|
| N-NH ₄ ⁺ | mg N/dm ³ | 0.36 | 0.81 | 0.99 | 1.53 |
| N-NO ₂ | mg N/dm ³ | 0.08 | 0.08 | 0.05 | 0.085 |
| N-NO ₃ | mg N/dm ³ | 2.34 | 2.31 | 1.82 | 1.35 |
| Norg.rozp. | mg N/dm ³ | 2.78 | 2.35 | 2.47 | 3.25 |
| Norg.zw. | mg N/dm ³ | 0.94 | 0.73 | 0.60 | 1.21 |
| N-ogólny | mg N/dm ³ | 6.51 | 6.30 | 5.95 | 6.45 |
| P-PO ₄ | mg P/dm ³ | 0.16 | 0.30 | 0.30 | 0.543 |
| P-polif. | mg P/dm ³ | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.055 |
| P-org. | mg P/dm ³ | 0.09 | 0.143 | 0.260 | 0.320 |
| P-ogólny | mg P/dm ³ | 0.29 | 0.47 | 0.57 | 0.830 |
| N:P | | 22.5 | 13.5 | 10.5 | 7.8 |

Na podstawie wykonywanych z dużym stopniem dokładności analiz, określono dynamikę wzrostu stężeń niektórych substancji w przydennej warstwie wody. Gwałtowność, z jaką następuje w zbiorniku wzrost stężeń orto-fosforanów, fosforu organicznego oraz azotu amonowego pozwala dokładnie określić zarówno okres występowania tych zjawisk, jak i oszacować ładunki tych substancji w hypolimnionie zbiornika. Badania prowadzone przed rozpoczęciem rekultywacji wykazały, że stężenie o-fosforanów najsilniej wzrasta w okresie lipiec-październik, od 0.1 mg P-PO₄/dm³ do 0.67 mg P-PO₄/dm³. Zatem średni dobowy przyrost stężenia wynosi 0.0055 mg P/d. Równie gwałtowny był wzrost stężenia jonów manganu. Stężenie tego pierwiastka wykazywało tendencję wzrostową już od końca maja tj. z chwilą zaznaczenia się deficytu tlenowego w hypolimnionie. Powyższe wyniki wskazywały, że okresem najkorzystniejszym z punktu widzenia skuteczności proponowanego sposobu renowacji zbiornika, tj. z punktu widzenia wielkości odprowadzanych przez rurę upustową ładunków jest okres od końca maja do końca października.

6.2. Określenie wydajności hydraulicznej lewara upustowego

W celu ustalenia miejsca ulokowania rurociągu upustowego przeprowadzono sondowania w wyniku których stwierdzono, że największa głębokość zbiornika, wynosząca 15 m, znajduje się w rejonie istniejącego jazu przelewowego. Wykonano pomiary, które wykazały, że aby sięgnąć do hypolimnionu na głębokość 15 m, długość przewodu rury powinna wynosić 350 m. Istniejące obecnie urządzenie spustowe umożliwia uzyskanie 1,3 m ciśnienia wody ponad poziom dolnej krawędzi przelewu.

Przepływ wody w rurze powoduje powstanie oporu hydraulicznego wprost proporcjonalnego do szybkości przepływu oraz odwrotnie proporcjonalnego do średnicy (poła przekroju) rury. Jednocześnie należy uwzględnić współczynnik szorstkości ϵ wynikający z rodzaju materiału oraz współczynnik oporu strugi λ .

We wstępnych założeniach koncepcji realizacji przedsięwzięcia przyjęto, że rozwiązanie powinno uwzględnić istniejące uwarunkowania i w jak najmniejszym stopniu ingerować w konstrukcję istniejącego jazu upustowego. Warunki te osiągnięto stosując rozwiązanie polegające na zastosowaniu „przystawki” do urządzenia istniejącego. Przystawka ta pełni jednocześnie rolę komory dekompresyjnej dla wzrastającego parcia hydrostatycznego w chwili zamykania rur. Wypływ wody zamykany jest szandorem jazu. Zastosowanie tego rozwiązania pozwoliło uniknąć przeróbek budowlanych betonowej budowli.

Przyjęto, że poziom ciśnienia ponad górną krawędź rury wynosi $h = 70\text{ cm}$. Zatem do dyspozycji „przystawki” z której wychodzi b.d. kołnierze do przymocowania rur pozostaje 60 cm. Umożliwiło to zastosowanie rur z tworzywa sztucznego o wewnętrznej średnicy $w = 500\text{ mm}$.

Parametry robocze rurociągu są następujące:

| | |
|---------------------|----------|
| l (długość rury) | - 350 m |
| d (średnica rury) | - 500 mm |
| h (nadpiętnienie) | - 0.7 m |

Opierając się na wzorze:

$$i = 0.05097 \cdot \frac{\lambda}{d} \cdot v^2 \cdot l$$

gdzie: i – strata ciśnienia [$\text{m H}_2\text{O}$] (straty oporu hydraulicznego)

0.05097 – stała Darcy

λ – współczynnik oporu – przyjęto wg. Manningsa 0.0264211

d – średnica rury

l – długość rury

v – prędkość wypływu z otworu.

podstawiając powyższe wartości uzyskano:

$$0.7\text{m} = 0.05097 * \frac{0.0264211}{0.4} * \epsilon^2 * 350\text{m}$$

po przekształceniu:

$$v = \sqrt{\frac{0.7\text{m}}{0.05097 * \frac{0.0264211}{0.4\text{m}} * 250\text{m}}} = \sqrt{\frac{0.7}{0.84}} = \sqrt{0.83} = 0.91 \text{ m/s}$$

Powierzchnia przekroju rury o średnicy $d = 500 \text{ mm}$ wynosi:

$$f = f \cdot r^2 = 3.14 * (2,5 \text{ dcm})^2 = 3.14 * 4 \text{ dcm}^2 = 19.6 \text{ dcm}^2 = 0.196 \text{ m}^2$$

zatem wypływ rzeczywisty wynosi:

$$Q = v * f = 0.91 \text{ m/s} * 0.196 \text{ m}^2 = 0.178 \text{ m}^3/\text{s}$$

Wynosi to:

- 15,4 tys. m^3 . w ciągu doby
- 460 tys. m^3 w ciągu miesiąca
- 5,5 mln. m^3 w ciągu roku.

Na szerokości jazu upustowego zamontowano 3 rury o identycznej średnicy i długości, co pozwala teoretycznie uzyskać wydatek:

$$\begin{aligned} Q_{3 \text{ jedn.}} &= 0.178 * 3 = 0.534 \text{ m}^3/\text{s}, \\ Q_3 &= 46 \text{ tys.} \cdot \text{m}^3 \text{ w ciągu doby,} \\ Q_3 &= 1,38 \text{ mln.} \cdot \text{m}^3 \text{ w ciągu miesiąca,} \\ Q_3 &= 16.5 \text{ mln.} \cdot \text{m}^3 \text{ w ciągu roku.} \end{aligned}$$

Przytoczone wartości dotyczą optymalnych warunków pracy rurociągu. Należy jednak brać pod uwagę zmienność natężenia przepływu w Potoku Toszeckim, wynikającą ze zróżnicowania hydrologicznego poszczególnych lat. Przyjmując do obliczeń dane literaturowe z wielolecia, wynoszące: $Q_{sr_{min.}} = 0.540 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_{sr_s} = 0.710 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_{sr_m} = 1.150 \text{ m}^3/\text{s}$. założono, że ilość napływającej Potokiem Toszeckim wody wystarczy, aby uzyskać wymagane piętrzenie 0.7 m . Późniejsze pomiary natężenia przepływu wykazały różnice dla poszczególnych lat.

Zainstalowanie trzech rur umożliwi odprowadzanie dużych ilości wody, co z punktu widzenia wielkości wyprowadzanych ładunków azotu i fosforu ma znaczenie zasadnicze. Ponadto, w przypadku zaistnienia takiej potrzeby, górny przelew może funkcjonować na dotychczasowych zasadach. W tym celu wystarczy podnieść dostatecznie wysoko ruchomą zasuwę zamykającą.

Pojemno hypolimnionu zbiornika Pławniowice określono na około 8–12 mln m³. Zatem wydajno proponowanego rozwi zania spełnia stawiane wymagania odno nie stopnia wymiany wody przez rur odprowadzaj c . Mo liwa jest bowiem – w korzystnych warunkach hydrologicznych - całkowita wymiana wody hypolimnionu w ci gu jednego roku.

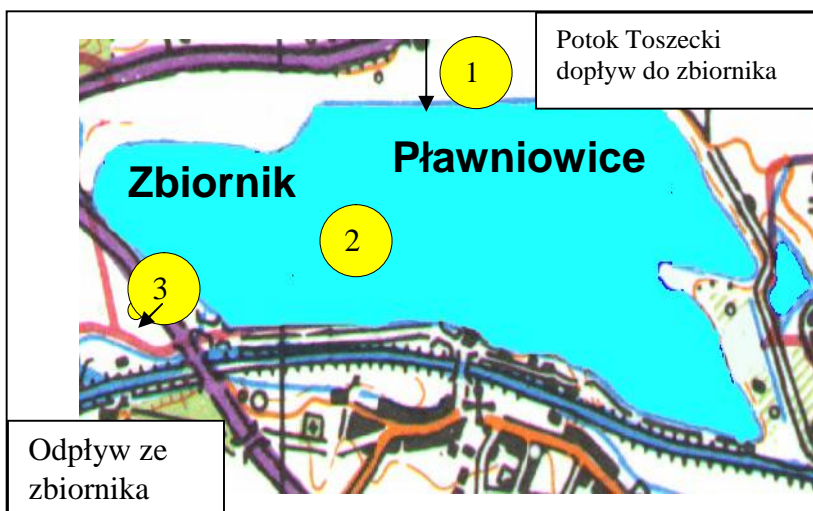
Monta ruroci gu upustowego rozpoc z to w czerwcu 2003 roku. W grudniu 2003 roku hydrotechniczne urz dzenie rekultywuj ce oddano do u ytku.

7. Metodyka bada

7.1. Stanowiska i cz stotliwo pobierania próbek

Próby do bada hydrochemicznych oraz do sporz dzenia bilansu zanieczyszcze pobierano z trzech stanowisk (rys. 2):

- Stanowisko pierwsze – Potok Toszecki, dopływ wody do zbiornika.
- Stanowisko drugie – powierzchniowa warstwa wody na stanowisku pelagicznym, (gł boczek – 15 m)
- Stanowisko trzecie – wypływ wody z rur upustowych



Rys. 2. Zbiornik Pławniowice – stanowiska pobierania próbek

Lokalizacj stanowiska drugiego wyznaczono w oparciu o pomiar gł boko ci echosond . Ka dorazowo – przy u yciu młynka hydrometrycznego - mierzono nat enie przepływu wody dopływaj cej i odpływaj cej ze zbiornika. Dane dotycz ce wielko ci przepływu stanowi podstaw obliczenia bilansu ładunków zanieczyszcze . Pomiar nat enia przepływu wody oraz pobieranie próbek wykonywano w odst pach 1–2 tygodniowych, w ci gu całego roku.

7.1.2. Badania stosunków termiczno-tlenowych

Badanie stosunków termiczno-tlenowych wykonywano także dorazowo pomiary temperatury powietrza oraz wody. Pomiary temperatury i stężenia tlenu w wodzie wykonywano na stanowisku pelagicznym, w najgłębszej części zbiornika.

Temperaturę, stężenie tlenu rozpuszczonego (w mg O₂/dm³) oraz nasycenie wody tlenem (w %), mierzono sondami tlenowymi w całym słupie wody, od powierzchni do dna, w odstępach co 1 m głębokości.

7.1.3. Metody analityczne

Badania hydrochemiczne obejmowały następujące wskaźniki jakości wody:

1. Stężenie azotu amonowego oznaczano metodą miareczkową po destylacji - PN-ISO 5664:2002.
2. Stężenie azotu azotanowego oznaczano metodą kolorymetryczną z kwasem sulfanilowym i α-naftyloaminem - PN-73/C-04576/06.
3. Stężenie azotu azotanowego oznaczano metodą spektrometryczną z 2,6-dimetylofenolem - ISO 7890-1:1986.
4. Stężenie azotu organicznego - po usunięciu azotu amonowego próbki mineralizowano i w destylacie oznaczano jony amonowe - PN-73/C-04576/11.
5. Stężenie ortofosforanów oznaczano metodą kolorymetryczną molibdenianową z chlorkiem cynowym jako reduktorem - PN-89/C-04537/02.
6. Stężenie polifosforanów oznaczano metodą hydrolizy w środowisku kwaśnym - PN-91/C-04537/06.
7. Stężenie fosforu organicznego wyliczono po odjęciu od fosforu ogólnego ortofosforanów i polifosforanów.
8. Stężenie fosforu ogólnego oznaczano wykonując mineralizację do ortofosforanów i oznaczenie ich metodą kolorymetryczną - PN-91/C-04537/07.
8. Biochemiczne zapotrzebowanie tlenu (BZT₅) oznaczano metodą bez rozcieńczania próbki - PN-84/C-04578/04.
9. Chemiczne zapotrzebowanie tlenu (ChZT) oznaczano metodą dwuchromianową - PN-74/C-04578/03.
10. Stężenie rozpuszczonego w wodzie węgla organicznego oznaczano na autoanalizatorze Shimadzu,
11. Stężenie jonów chlorkowych oznaczano metodą miareczkową (metoda Mohra) - PN-ISO 9297:1994.

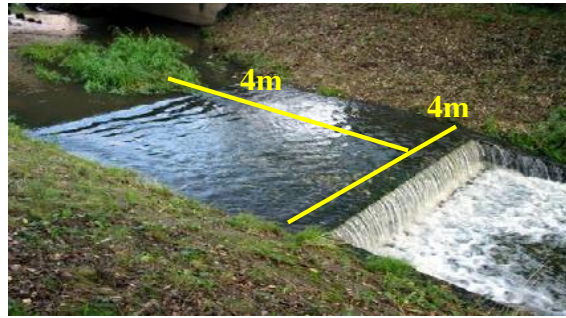
12. Stężenie jonów siarczanowych oznaczano metodą grawimetryczną - PN-ISO 9280:2002.
13. Stężenie jonów sodu i potasu oznaczano elektrodami jonoselektywnymi,
14. Twardość ogólną oznaczano metodą miareczkową z EDTA - PN-C-04554-4:1999.
15. Stężenie jonów wapniowych oznaczano metodą miareczkową z EDTA - PN-ISO 6058:1999.
16. Stężenie jonów magnezowych oznaczano metodą obliczeniową - PN-C-04554-4:1999.
17. Stężenie metali ciężkich (chrom, cynk, kadm, mangan, miedź, nikiel, ołów, miedź) mierzono spektrofotometrem absorpcji atomowej, typ 1100 B, producent Perkin Elmer (USA) - PN-92/C-04570/01.
18. Stężenie zasadowości oznaczano metodą miareczkową wobec wskaźników - PN-90/C-04540/03.
19. Odczyn mierzono pehametrem, typ CI-316, – PN-90/C-04540/01.
20. Przewodność elektryczną wody mierzono konduktometrem, typ CC-317.
21. Stężenie substancji rozpuszczonych, lotnych i nielotnych oznaczano metodą wagową - PN-78/C-04541.
22. Stężenie zawiesiny ogólnej oznaczano metodą wagową - PN-72/C-04559/02.
23. Przezroczystość wody mierzono jako widzialność krążka Secchiego (w cm).

7.2. Bilans zanieczyszczeń

Chcąc ocenić rolę zbiornika jako reaktora w kształtowaniu jakości zasobów wodnych, należy określić sumę ładunków zanieczyszczeń wprowadzanych do zbiornika oraz ładunki z niego odprowadzane [18, 21, 46, 47]. Podstawą sporządzenia bilansu zanieczyszczeń były dane określające natężenie przepływu wody oraz stężenia wybranych wskaźników jakości wody.

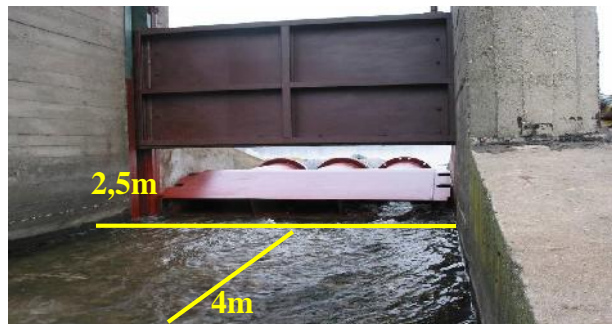
7.2.1. Bilans hydrologiczny

Określenie wielkości ładunków zanieczyszczeń wymaga znajomości stężeń poszczególnych wskaźników jakości wody oraz wielkości przepływów charakterystycznych. Prowadząc badania, od roku 2004 systematycznie mierzono natężenie przepływu wody w profilach na dopływie Potoku Toszeckiego do zbiornika oraz na odpływie wody lewarem upustowym. Do pomiarów wykorzystano betonowe budowle hydrotechniczne.



Rys. 13. Stanowisko pomiarowe – dopływ do zbiornika

Powyżej zbiornika był to próg kaskadowy o wymiarach 4m szerokości i 4m długości. (rys.3.) Poniżej było to betonowe koryto jazu odprowadzającego wodę ze zbiornika o wymiarach 2,5m szerokości i 4m długości.



Rys. 24. Stanowisko pomiarowe – odpływ ze zbiornika

Wykonano 160 pomiarów przy przepływie wody młynkiem hydrometrycznym, powtarzając pomiary pięciokrotnie i uśredniając wyniki pomiaru. Uzyskano w ten sposób dane pozwalające na sporządzenie charakterystyki hydrologicznej Potoku Toszeckiego.

7.2.2. Zasady sporządzenia bilansu zanieczyszczeń

W przypadku tzw. bilansu prostego opartego na średniorocznym stanie wskaźników oraz średniorocznej wielkości przepływu równanie przyjmuje postać:

$$L_A = C_{srA} \times Q_{srA}$$

gdzie L_A - ładunek wprowadzany w ciągu roku

C_{srA} - stan średnioroczny

Q_{srA} - przepływ średnioroczny. Sporządzenie bilansu wymaga znajomości średniorocznych stanów, oraz znajomości rzeczywistych przepływów dobowych, których wielkość określa się w drodze pomiarów.

W tym przypadku równanie, w oparciu o które można określić roczne ładunki wprowadzane oraz odprowadzane ze zbiornika przyjmuje postać następującą:

$$L_A = (d(C_{di} \times Q_{di}) / n) \times 365$$

w równaniu tym:

C_{di} - rzeczywiste dobowe stężenie wskaźnika w i-tym dniu poboru prób, w [mg/l],

Q_{di} - rzeczywisty przepływ dobowy w i-tym dniu, w [m³/s],

n - ilość prób,

365 - ilość dni w roku.

Codziennie określanie stężenia poszczególnych wskaźników jest trudne. Dlatego roczne ładunki zanieczyszczeń wprowadzanych do zbiornika przez zasilający go Potok Toszecki, obliczano wg. poniższego równania:

$$L_{Adopt.} = \Sigma [(C_{r(I)} * Q_{r(I)}) + (C_{r(II)} * Q_{r(II)}) + C_{r(XII)} * Q_{r(XII)}]$$

Ładunek zanieczyszczeń odprowadzanych ze zbiorników określono - przyjmując, z pewnym uproszczeniem, że w wyniku retencyjnej funkcji zbiornika następuje wyrównanie odpływu – w oparciu o średnie stężenia dla poszczególnych miesięcy na podstawie wyników uzyskanych dla konkretnych dni poboru prób, oraz średnio-roczną wartość odpływu, wg. równania:

$$L_{Adopt.} = \Sigma [C_{r(I, II, III XII)}] * Q_{rA.(odpł.)}$$

7.3. Metodyka badania pokrywy lodowej

Pokrywa lodowa odcinając masy wodne od dostępu powietrza rozpoczyna w zbiorniku okres stagnacji zimowej. Celem badań było opisanie dynamiki kształtowania się pokrywy lodowej w zbiorniku Pławniowice, w latach 1986–2012, a także określenie roli pokrywy lodowej w cyklu limnologicznym, w szczególności jej wpływ na czas trwania cyrkulacji jesiennej oraz wiosennej. Od grudnia 2003 roku zbiornik Pławniowice jest rekultywowany metodą usuwania hypolimnionu („rura Olszewskiego”) [46, 47]. Z tego względu przeanalizowano dane pomiarowe uzyskane z Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Gliwicach, dotyczące długości poszczególnych okresów cyklu limnologicznego, określając wpływ występowania pokrywy lodowej na długość trwania okresów cyrkulacji i stagnacji.

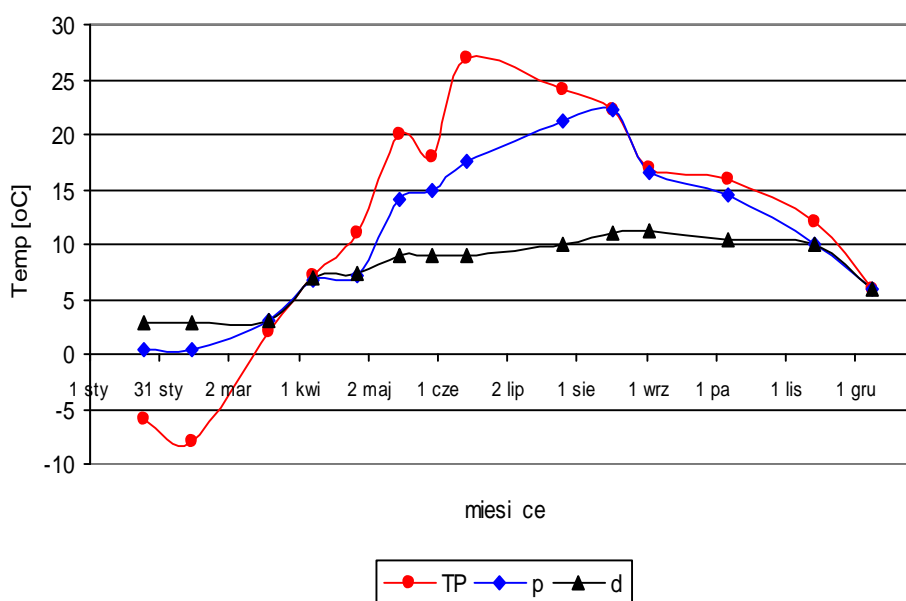
Pomiary grubości wykonywano przewiercając pokrywę lodową wiertłem o średnicy 20mm, a następnie wykonywano pomiar przy użyciu kosy lodowej. Pomiary rozpoczynano z chwilą pojawienia się pokrywy lodowej i wykonywano codziennie aż do jej zaniku. Pierwsze pomiary, z uwagi na początkowo niewielką grubość pokrywy lodowej, wykonywano przy brzegu, z pomostu. Z chwilą osiągnięcia grubości umożliwiającej wejście na lód (10 cm) pomiary wykonywano z lodu, w odległości około 100 m od brzegu.

8. Wyniki

8.1. Stosunki termiczne

8.1.1. Temperatury powietrza oraz powierzchniowej i przydennej warstwy wody

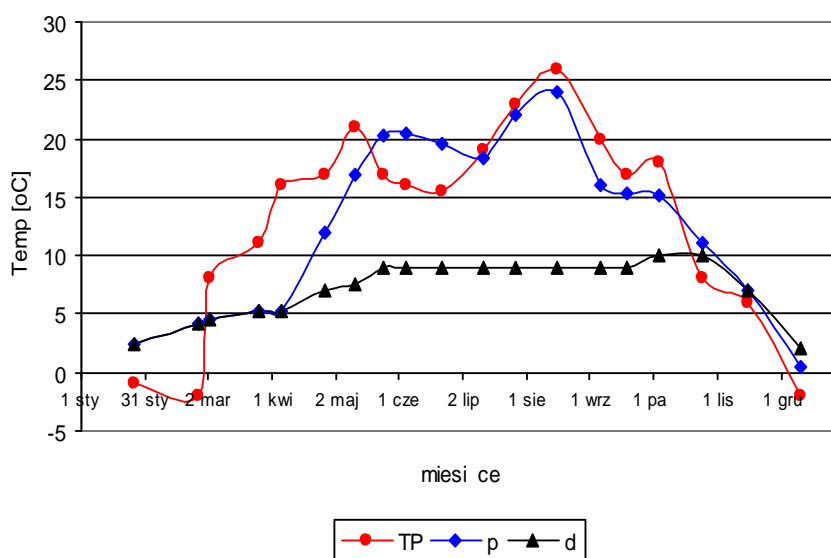
W roku 1976, od lutego do czerwca temperatura powietrza wzrastała od -3°C do $+27^{\circ}\text{C}$ (rys. 5). W przebiegu zmian temperatury powietrza odnotowano charakterystyczne obniżenie si temperatury, w połowie maja. W roku 1976 najwyższe temperatury powietrza, wynoszące odpowiednio 27°C i 24°C , stwierdzono w czerwcu i lipcu. Od czerwca do grudnia odnotowano stopniowy spadek temperatury powietrza z 27°C do 6°C . Najniższe temperatury powierzchniowej warstwy wody, wynoszące $0,2^{\circ}\text{C}$ stwierdzono w styczniu i lutym, pod pokrywą lodową. Od lutego temperatura powierzchniowej warstwy wody wzrastała stopniowo, osiągając najwyższą wartość 23°C we wrześniu. Od września obserwowano spadek temperatury wody. W trzeciej dekadzie listopada odnotowano również spadek, wynoszący $10,1^{\circ}\text{C}$, temperatury w powierzchniowej i przydennej warstwie wody.



Rys. 35. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody
Zbiornik Pławniowice – 1976 r.

Na przełomie marca i kwietnia odnotowano skokowy wzrost temperatury w przydennej warstwie wody. W marcu temperatura wynosiła $2,6^{\circ}\text{C}$ a w kwietniu wzrosła do 7°C . Od tego momentu temperatura hypolimnionu wzrastała stopniowo, osiągając najwyższą wartość wynoszącą $10,2^{\circ}\text{C}$ pod koniec sierpnia oraz na początku września. W połowie listopada stwierdzono homotermię a temperatura wody w całym słupie wynosiła $10,1^{\circ}\text{C}$. W

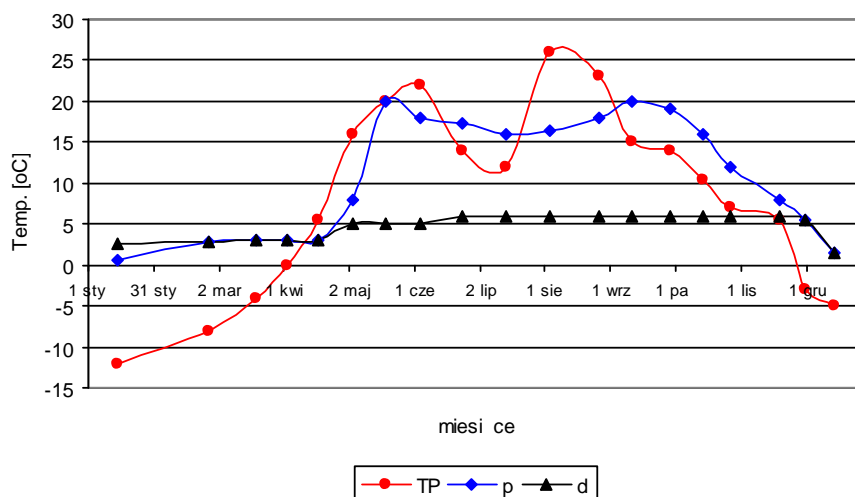
następnych tygodniach temperatura wody nadal obniżała się i na początku grudnia odnotowano 6°C w całym słupie wody. Kolejne pomiary wykonano w roku 1993. (rys. 6).



Rys. 46. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody Zbiornik Pławniowice – 1993 r.

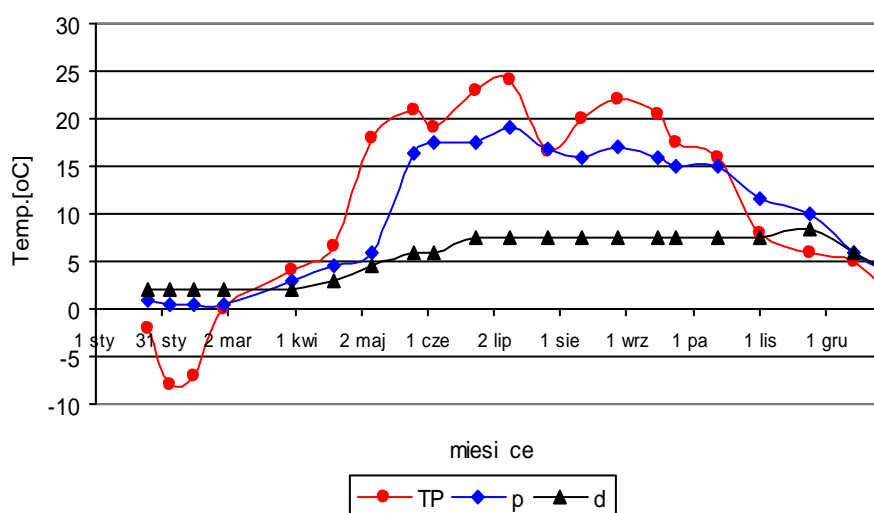
Od lutego do pierwszych dni maja temperatura powietrza szybko wzrastała, z -2°C do +22°C. Od połowy maja do końca czerwca odnotowano, podobnie jak w roku 1976, wyraźne ochłodzenie. Temperatura powietrza obniżyła się z 22°C do 15°C pod koniec czerwca. Ponowny wzrost temperatury powietrza nastąpił od lipca, a najwyższe temperatury wynoszące 26°C odnotowano w połowie sierpnia. Od tego momentu temperatura powietrza zaczęła się obniżać, jednak na początku października odnotowano kilkudniowe ocieplenie. Na krótki okres czasu temperatura wzrosła do 18°C.

Homotermia utrzymywała się do kwietnia. Początkowo, w styczniu, temperatura w całym słupie wody wynosiła 2°C, następnie wzrastała osiągając na początku kwietnia 5°C. Od pierwszych dni kwietnia do pierwszych dni czerwca obserwowano szybki wzrost temperatury powierzchniowej warstwy wody od 5°C do 21°C. W czerwcu temperatura wody obniżyła się i w pierwszej dekadzie lipca wynosiła 18°C. Ponowny wzrost nastąpił w sierpniu. W tym czasie odnotowano najwyższą wartość wynoszącą 24°C. Od sierpnia temperatura powierzchniowej warstwy wody zaczęła się stopniowo obniżać. We wrześniu odnotowano zahamowanie spadku temperatury po czym w październiku ponownie stwierdzono wyraźną tendencję spadkową. Temperatura przydennej warstwy wody od stycznia do końca maja stopniowo wzrastała od 2°C do 9°C. Wartość ta utrzymywała się aż do końca września. Pod koniec października odnotowano wyrównanie temperatury w całym słupie wody przy wartości 10°C.



Rys. 57. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody
Zbiornik Pławniowice – 1996 r.

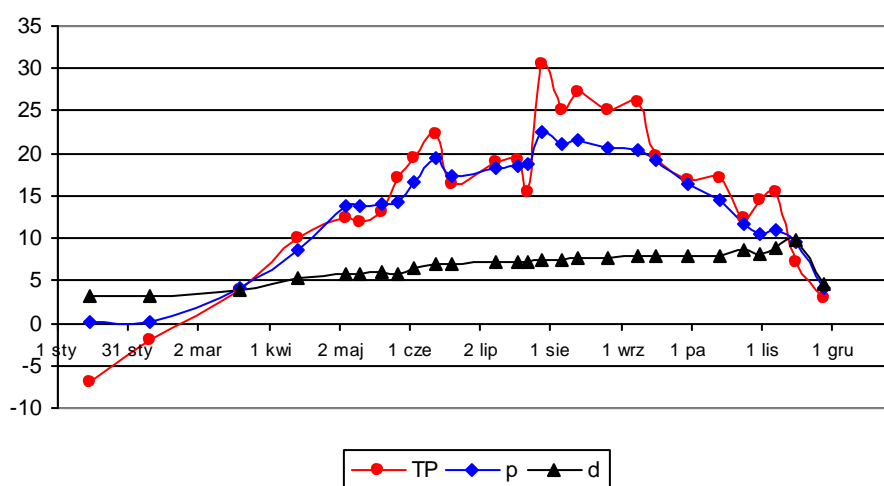
W 1966 r. od stycznia temperatura wzrastała osiągnęła na początku czerwca 22°C (rys. 7). Takie w tym roku odnotowano charakterystyczne ochłodzenie powietrza wiosną, jednak tym razem wystąpiło ono w czerwcu. Pod koniec miesiąca zanotowano 14°C a na początku lipca 12°C . Najwyższe temperatury powietrza wynoszące 26°C odnotowano w sierpniu. Od tego momentu temperatura powietrza stopniowo obniżała się. Widoczny jest wyraźny wpływ czerwcowego ochłodzenia powietrza na temperaturę powierzchniowej warstwy wody. Jest to widoczne w okresie od połowy maja do połowy września. Najwyższe temperatury epilimnionu wynoszące 20°C , odnotowano w tych właśnie miesiącach. W roku 1993 i 1996 widoczne są dwukrotne maksima temperatury powietrza. W roku 1997 wystąpiły trzy maksima, wskazujące na zmienność stanów pogodowych (rys. 8).



Rys. 68. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody
Zbiornik Pławniowice – 1997 r.

Należy podkreślić, że w roku 1997, w długim okresie czasu występowały silne opady deszczu, które spowodowały tzw. powódź stulecia. Z tego powodu temperatura powietrza była niższa w porównaniu z latami ubiegłymi, niższa była także temperatura powierzchniowej warstwy wody, która nie przekroczyła 20°C.

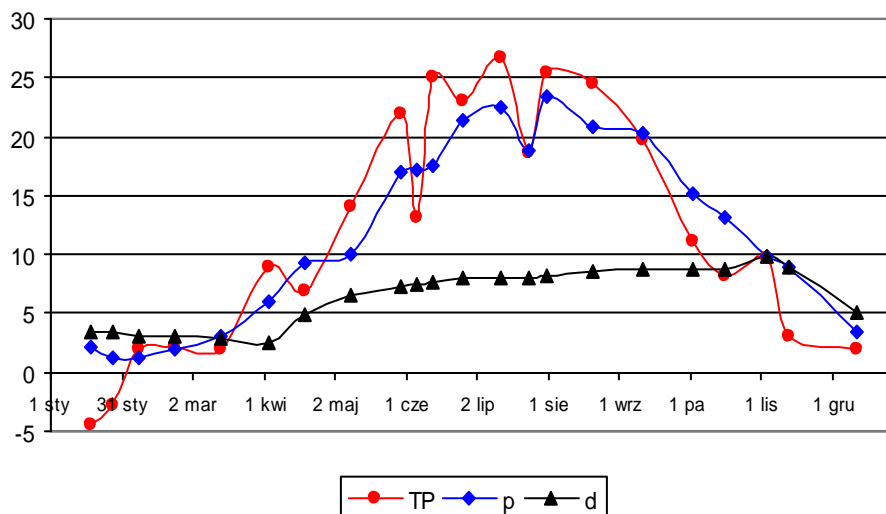
W roku 2004 obserwowano dwukrotne maksimum temperatury powietrza, pierwsze na początku czerwca, drugie w pierwszych dniach sierpnia (rys. 9). W pierwszej dekadzie czerwca zanotowano 23°C a na przełomie lipca i sierpnia 31°C. W roku 2004 również odnotowano obniżenie temperatury powietrza w czerwcu i lipcu. Skutkowało to zauważalnym obniżeniem temperatury epilimnionu.



Rys. 79. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody Zbiornik Pławniowice – 2004 r.

Wysokie temperatury powietrza w okresie wiosennym, od kwietnia do czerwca spowodowały szybki wzrost temperatury epilimnionu. Skutkiem tego różnice pomiędzy temperaturami powietrza a temperaturami powierzchniowej warstwy wody były wyjątkowo małe. Intensywna insolacja wiosna spowodowała wczesne powstanie termokliny, skutkiem czego temperatury hypolimnionu, wynoszące od 5°C do 8°C, były w roku 2004 niższe w porównaniu do lat poprzednich.

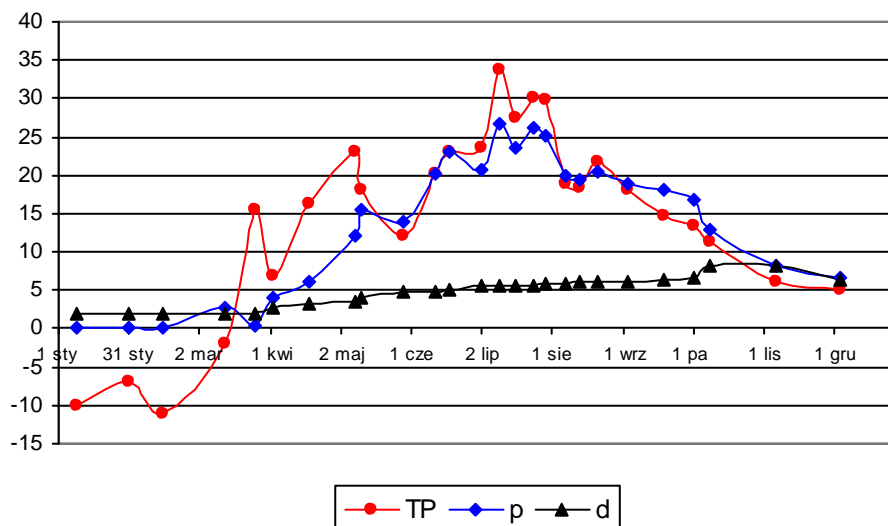
W roku 2005 najwyższa temperatura powietrza w okresie letnim wynosiła od 25°C do 27°C. Jednocześnie nie zanotowano dwukrotnego ochłodzenia powietrza, na początku czerwca oraz pod koniec lipca (rys. 10).



Rys. 810. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody
Zbiornik Pławniowice – 2005 r.

Ochłodzenie czerwcowe zwolniło wzrost temperatury epilimnionu natomiast ochłodzenie pod koniec lipca spowodowało krótkotrwały spadek temperatury powierzchniowej warstwy wody. Wzrostowi temperatury powietrza w sierpniu towarzyszył wzrost temperatury epilimnionu. Najwyższe temperatury wody w roku 2005 wystąpiły od czerwca do końca sierpnia. W 2005 roku, podobnie jak w roku 2004, szybki wzrost temperatury powierzchniowej warstwy wody spowodował, że temperatura hypolimnionu była niskie. Wynosiła od 5°C w maju do 8°C w szczycie stagnacji letniej. Charakterystyczny wzrost temperatury hypolimnionu stwierdzono z chwilą osi gni cia homotermii w całym słupie wody. Najwyższa temperatura hypolimnionu wyniosła 10°C wystąpiła na początku listopada a spowodowana była wymieszaniem mas wodnych w wyniku cyrkulacji jesiennej.

W roku 2006 wysoka temperatura powietrza, 15°C, zanotowano już pod koniec marca (rys. 11). Kilkakrotnie obserwowano ochłodzenia. Pierwsze nastąpiło na początku kwietnia, po czym widoczny był wzrost temperatury powietrza do 24°C w pierwszych dniach maja. W następujących tygodniach odnotowano drugi spadek temperatury powietrza do 12°C pod koniec czerwca, po którym nastąpił wzrost do najwyższej wartości tj. 34°C w pierwszej dekadzie lipca.

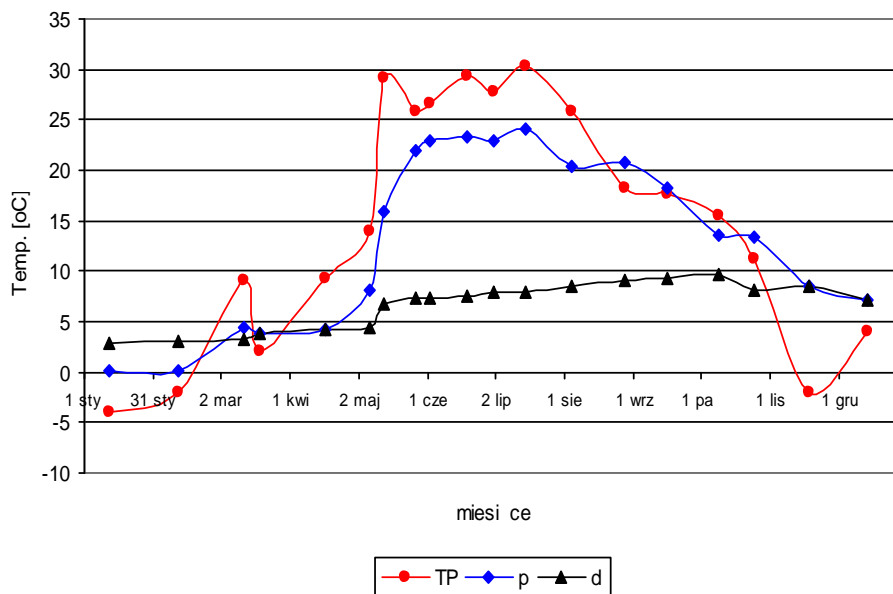


Rys. 911. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody Zbiornik Pławniowice – 2006 r.

Następnie temperatury powyżej 30°C odnotowano w ciągu całego miesiąca. W sierpniu nastąpił spadek temperatury powietrza do 20°C.

Wysokie temperatury powietrza spowodowały nagrzanie powierzchniowej warstwy wody. W okresie od czerwca do połowy sierpnia temperatura górnej warstwy epilimnionu przekraczała 20°C, a w lipcu dochodziła nawet do 27°C. Szybkie nagrzewanie powierzchniowej warstwy wody spowodowało w roku 2006 wczesne powstanie uwarstwienia termicznego. W wyniku tego temperatura hypolimnionu była niska i wynosiła w czasie stagnacji letniej od 4,5°C do 6°C. I tym razem odnotowano, że najwyższa temperatura przydennej warstwy wody wystąpiła jako skutek cyrkulacji jesiennej, w wyniku wymieszania mas wodnych i uśrednienia ich temperatury.

Rok 2007 był kolejnym rokiem o wysokich temperaturach w okresie letnim (rys. 12). Już na początku marca odnotowano do wysokich temperatur powietrza wynoszących około 10°C. Gwałtowny wzrost temperatury powietrza nastąpił na początku maja. W ciągu kilku dni zanotowano wzrost temperatury z 15°C do 30°C. Temperatury powyżej 26°C utrzymywały się od pierwszych dni maja do końca sierpnia.

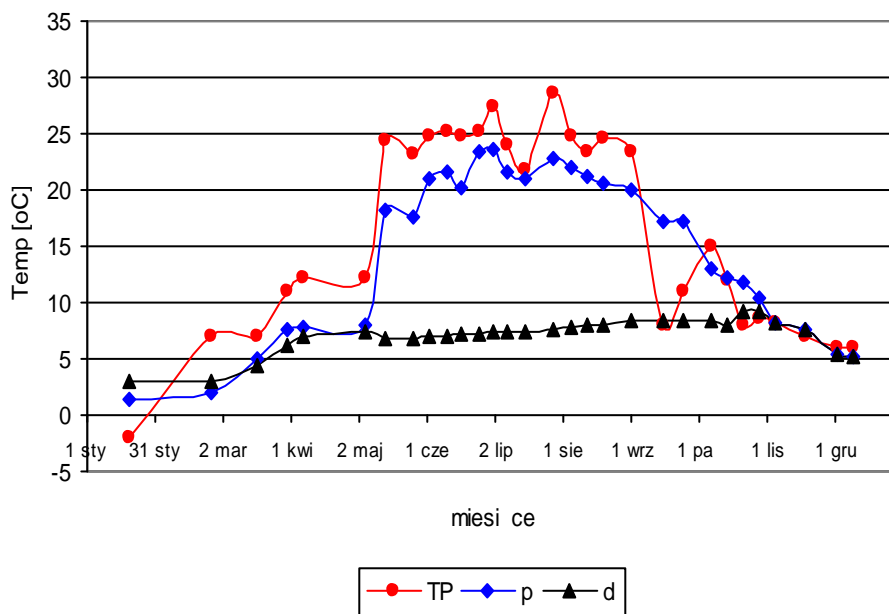


Rys. 1042. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody
Zbiornik Pławniowice – 2007 r.

Ponieważ w roku 2007 wysokie temperatury powietrza pojawiły się nieco później niż w latach ubiegłych, również temperatura powierzchniowej warstwy wody osiągnęła najwyższe wartości (od 22°C do 24°C) później. Dłuższa cyrkulacja wiosenna przy wyższych temperaturach wody spowodowała, że temperatura hypolimnionu w roku 2007 była wyższa i wynosiła w okresie stagnacji letniej od 7°C do 10°C.

Zarówno w roku 2007 jak i 2008 widoczny jest gwałtowny wzrost temperatury powietrza na początku maja. W roku 2007 w ciągu kilku dni temperatura powietrza wzrastała z 14°C do 30°C, w roku 2008 natomiast z 12°C do 25°C (rys. 13).

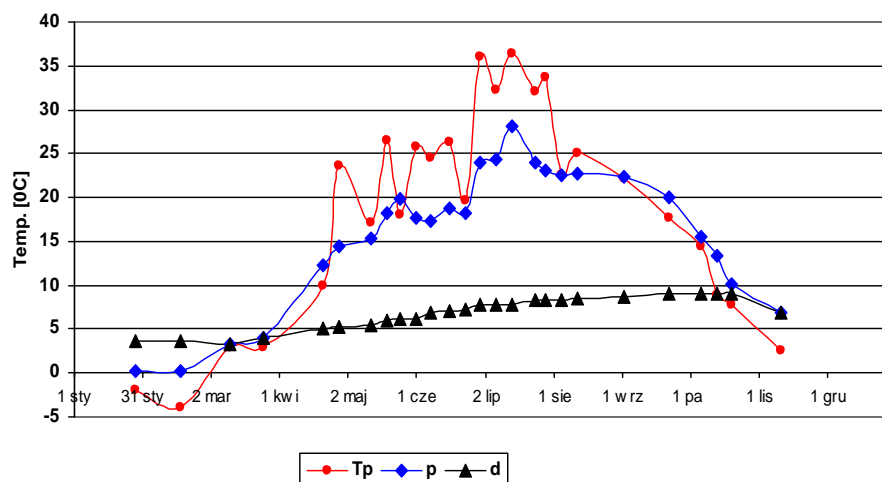
Szybki wzrost temperatury epilimnionu także i w roku 2008 ograniczył dostęp ciepła do głębszych warstw wody. Temperatura hypolimnionu w czasie stagnacji letniej wynosiła od 6°C do 8°C.



Rys. 143. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody Zbiornik Pławniowice – 2008 r.

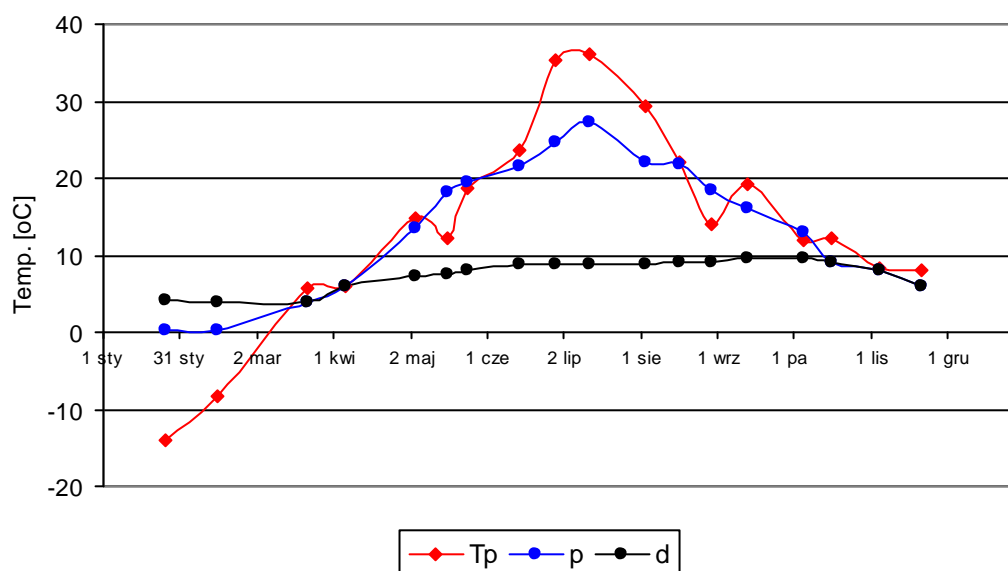
W roku 2007 temperatura powietrza obniżała się stopniowo, w okresie od pierwszych dni sierpnia do połowy listopada. Inaczej przebiegało ochłodzenie powietrza w roku 2008. Wysokie temperatury utrzymywały się do końca sierpnia po czym w ciągu pierwszej dekady września temperatura gwałtownie spadła z 25°C do 8°C. Wyrównanie temperatury w całym słupie wody stwierdzono na początku listopada.

Rok 2009 charakteryzował się skokowymi zmianami temperatur powietrza (rys. 14). Od kwietnia do maja obserwowano szybki wzrost temperatury z 10°C do 24°C. Widoczne są dwa okresy w kształtowaniu się temperatury powietrza. Pierwszy, obejmujący maj i czerwiec, o temperaturach najwyższych od 23°C do 26°C. Drugi obejmujący lipiec, o najwyższych temperaturach, wynoszących od 33°C do 36°C. Od końca lipca obserwowano stopniowe ochładzanie się powietrza. Mimo występowania wysokich temperatur powietrza, temperatura epilimnionu była dość stabilna i wzrastała powoli. Od końca lipca, wraz ze spadkiem temperatury powietrza, obniżała się temperatura powierzchniowej warstwy wody. Temperatura hypolimnionu, podobnie jak w poprzednich latach, wzrastała od kwietnia do końca października od 4°C do 9°C.



Rys. 1214. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody Zbiornik Pławniowice – 2009 r.

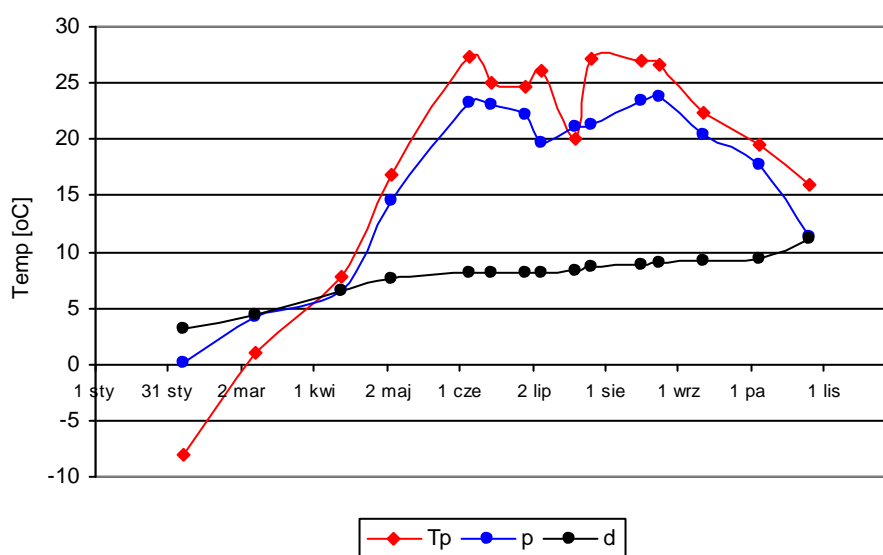
Rok 2010 charakteryzował się wysokimi temperaturami powietrza w okresie lata. Od końca marca do pierwszych dni maja obserwowano wzrost temperatury powietrza od 5°C do 15°C. W połowie maja odnotowano krótkotrwałe obniżenie temperatury powietrza do 11°C a następnie wzrost do osiągnięcia 37°C w lipcu (rys. 15). Od połowy lipca obserwowano spadek temperatury powietrza. Tendencja ta utrzymywała się do końca listopada.



Rys. 1315. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody Zbiornik Pławniowice – 2010 r.

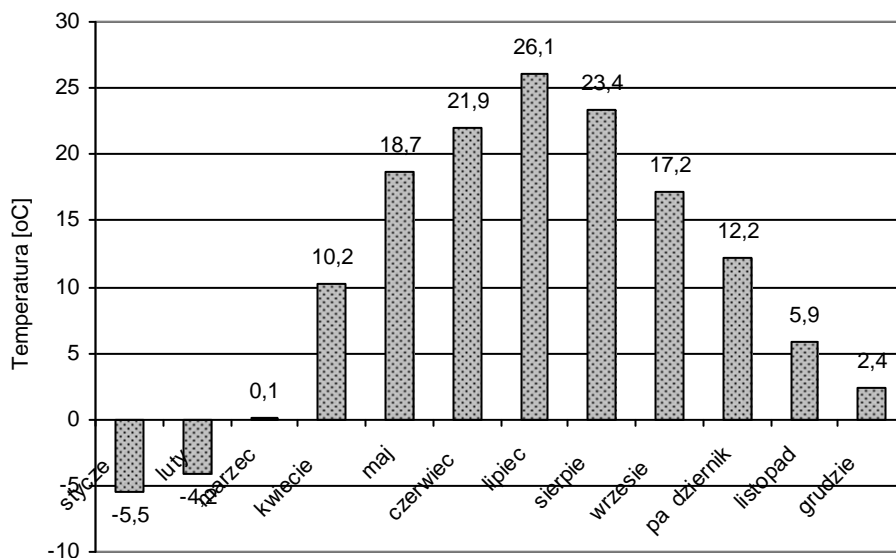
Wzrostowi temperatury powietrza odpowiadał wzrost temperatury powierzchniowej warstwy wody. Na skutek wysokich temperatur powietrza w lipcu, temperatura epilimnionu osiągnęła w lipcu wartość 28°C. Od tego momentu notowano systematyczny spadek temperatury powierzchniowej warstwy wody. Temperatura hypolimnionu kształtowała się podobnie do lat ubiegłych. Od pierwszych dni marca do końca września odnotowano wzrost z 4°C do 10°C. Na początku października nastąpiło wyrównanie temperatury w całym słupie wody przy wartości 10°C.

Okres wiosenny w roku 2011 cechował wzrost temperatury powietrza z 2°C na początku marca do 27°C na początku czerwca (rys. 16). Wysokie temperatury powietrza, wynoszące od 25°C do 27°C utrzymywały się w okresie od czerwca do pierwszych dni września. W tym czasie odnotowano krótkotrwały spadek temperatury powietrza do 20°C w ostatnich dniach sierpnia. Temperatura powierzchniowej warstwy wody pozostawała w wyraźnej zależności od temperatury powietrza. Wiosenne homotermy odnotowano od pierwszych dni marca do końca pierwszej dekady kwietnia. Od tego momentu do pierwszych dni czerwca temperatura powierzchniowej warstwy wody wzrosła z 7°C do 27°C. W okresie letnim temperatura epilimnionu wynosiła od 20°C do 24°C. Jesienne homotermy odnotowano pod koniec października przy temperaturze 11°C.



Rys. 1416. Temperatura powietrza (TP) oraz powierzchniowej (p) i przydennej (d) warstwy wody
Zbiornik Pławniowice – 2011 r.

Na podstawie pomiarów z lat 1976, 1993, 1996, 1997 oraz z okresu 2004–2011 obliczono średnie wartości temperatury powietrza dla kolejnych miesięcy (rys. 17).

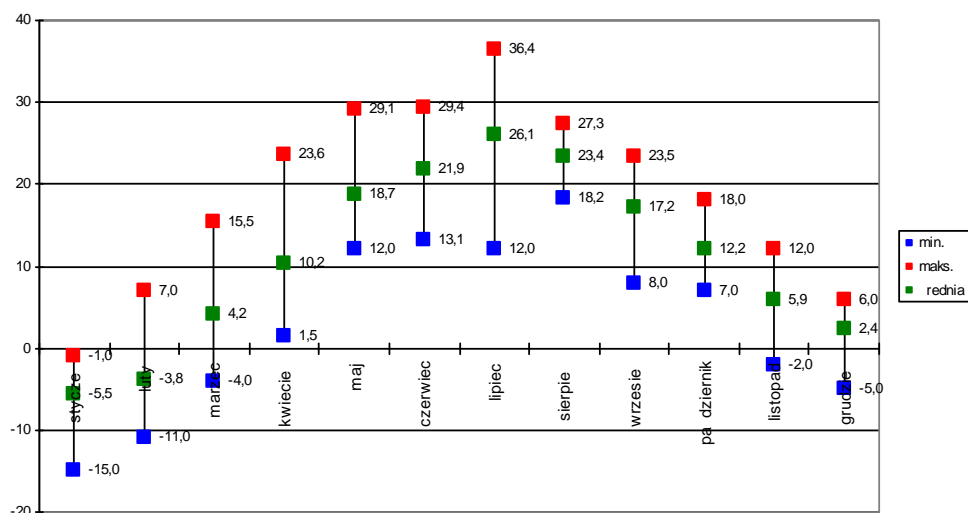


Rys. 1517. rednie miesi czne temperatury powietrza w rejonie zbiornika Pławniowice dla lat 1976–2011 (wg pomiarów własnych)

Z dokonanych obliczeń wynika, że w rejonie zbiornika Pławniowice wyraźne ocieplenie występuje na przełomie marca i kwietnia. Rednia temperatura wzrasta z $0,1^{\circ}\text{C}$ w marcu do $10,2^{\circ}\text{C}$ w kwietniu. Kolejny skokowy wzrost temperatury powietrza następuje od kwietnia do maja, lecz w tym okresie rednia wartość temperatury wzrasta o $8,5^{\circ}\text{C}$. Ogólnie biorąc, temperatura powietrza w ciągu roku wzrasta od stycznia do lipca, który jest najcieplejszym miesiącem w roku. Od lipca do grudnia temperatura powietrza obniża się. Szybkość wzrostu temperatury, który następuje od stycznia do lipca, jest większa niż spadek temperatury od lipca do grudnia.

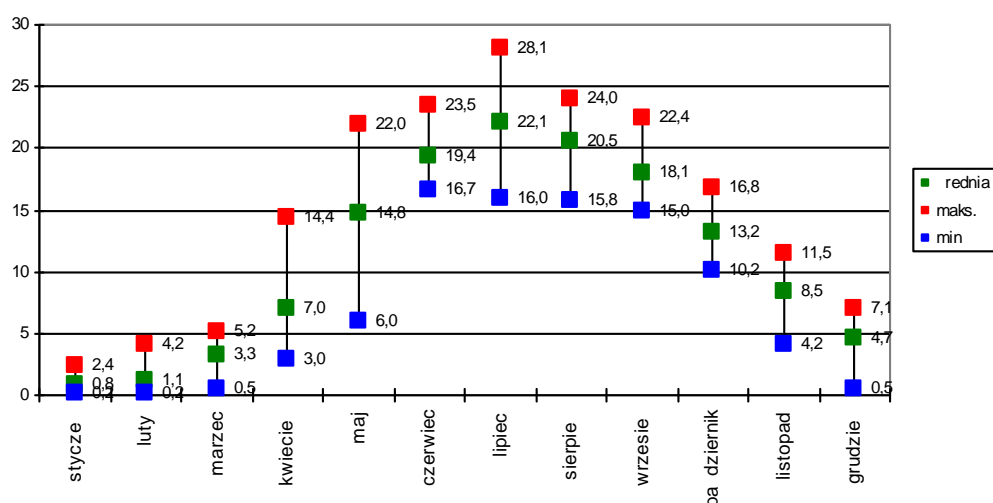
Wzrost temperatury następuje średnio o $5,91^{\circ}\text{C}/\text{miesiąc}$, obniżanie temperatury natomiast średnio o $5,03^{\circ}\text{C}/\text{miesiąc}$. Są to wartości bardzo zbliżone. Temperatura powietrza wynikająca z warunków nasłonecznienia, decyduje o temperaturze wody warstwy powierzchniowej jak i warstw położonych głębiej.

Podjęto próbę scharakteryzowania warunków termicznych powietrza, w poszczególnych miesiącach, dla okresu 1976–2011 (rys. 18). Dla uzyskanych wyników pomiarów zakres zmian temperatur powietrza w poszczególnych miesiącach wynosił od $9,1^{\circ}\text{C}$ do $24,4^{\circ}\text{C}$. Na uwagę zasługuje fakt, że miesiące najbardziej różniące się pod względem zakresu zmian temperatury sąsiadują ze sobą, bowiem największe wahania temperatur powietrza występowają w lipcu, zaś najmniejsze w sierpniu.



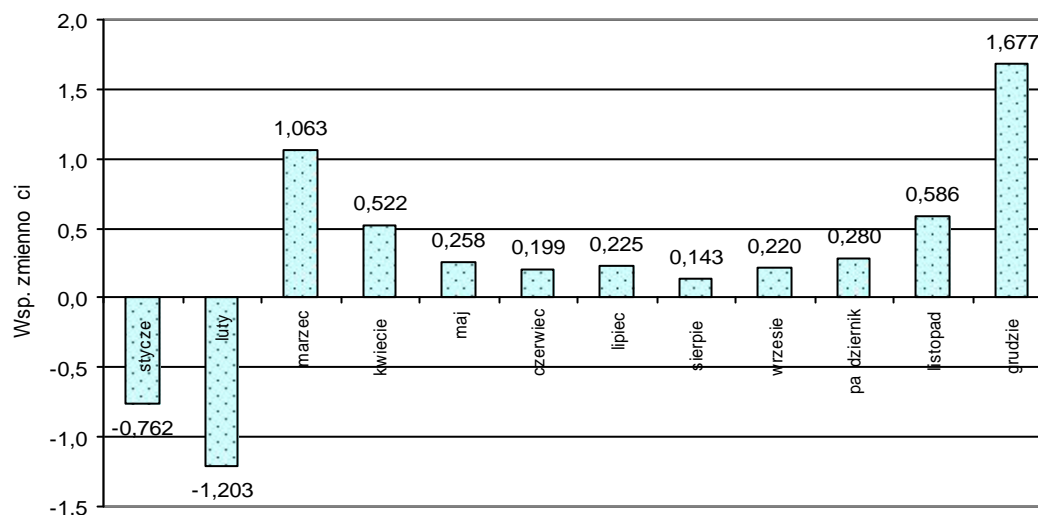
Rys. 1618. Zakres zmian temperatur powietrza w rejonie zbiornika Pławniowice w latach 1976–2011

Zakres zmian temperatur powierzchniowej warstwy wody zbiornika Pławniowice, uwzględniając wyniki pomiarów z lat 1976, 1993, 1996–1997, 2004–2011, przedstawiono na rysunku 19. Najmniejsze wahania temperatur stwierdzono dla miesięcy zimowo-wiosennych tj. grudnia, stycznia, lutego i marca. Z pozostałych miesięcy letnich, najbardziej stabilny pod względem termicznym okazał się czerwiec. Z kolei największe zakresy zmian stwierdzono dla kwietnia, maja i lipca.



Rys. 1719. Zakres zmian temperatur powierzchniowej warstwy wody zbiornika Pławniowice w latach 1976–2011

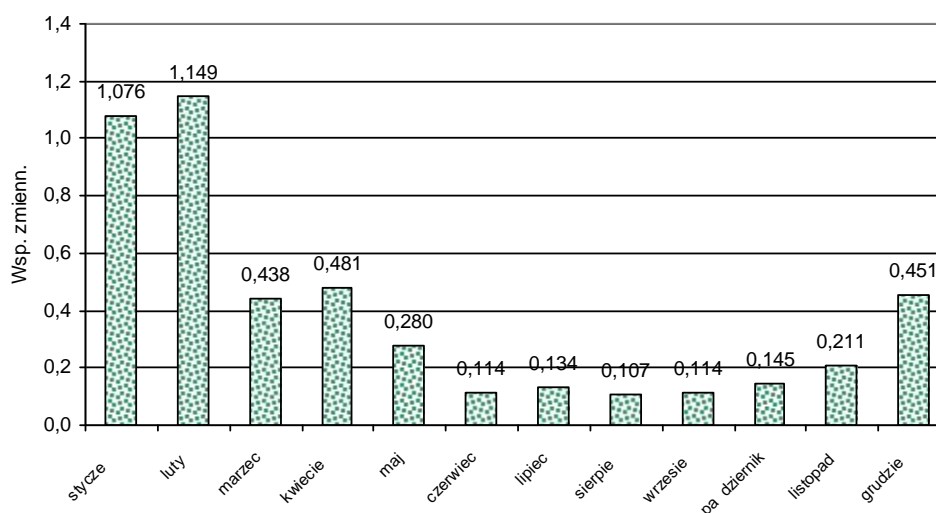
Dla dokładniejszego zobrazowania zmienności warunków termicznych, zarówno powietrza jak i powierzchniowej warstwy wody, obliczono współczynniki zmienności jako iloraz odchylenia standardowego i średniej wartości (rys. 20).



Rys. 1820. Współczynniki zmienności temperatur powietrza w rejonie zbiornika pławniowickiego w latach 1976–2011

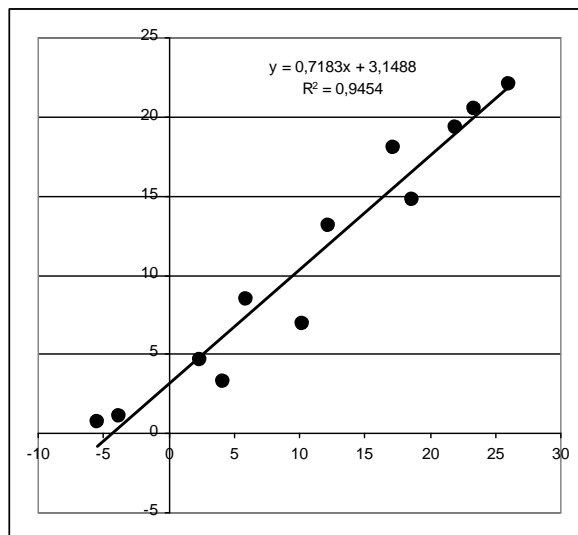
Z przedstawionego diagramu wynika, że najbardziej zmienne pod względem temperatury powietrza były miesiące zimowe; grudzień, styczeń i luty. Następnie miesiące wiosenne i jesienne; marzec, kwiecień i listopad. Najbardziej stabilne były miesiące letnie, od maja do września.

Współczynniki zmienności wyznaczone dla zmian temperatur powierzchniowej warstwy wody kształtowały się bardzo podobnie (rys. 21).



Rys. 1921. Współczynniki zmienności temperatur powierzchniowej warstwy wody zbiornika pławniowickiego w latach 1976–2011

Największe wartości obliczono dla miesięcy zimowych; grudzień, styczeń, luty. Następnie dla miesięcy wiosennych; marzec, kwiecień, maj. Najbardziej stabilne okazały się miesiące letnie, od czerwca do września. Podobnie to wynika z zależności pomiędzy temperaturą powietrza a temperaturą wody (rys. 22).



Rys. 2022. Zależności między temperaturą powietrza a temperaturą powierzchniowej warstwy wody zbiornik Pławniowice w latach 1976–2011.

8.1.2. Stratyfikacja termiczna

Uwarstwienie termiczne mas wodnych w ekosystemie limnicznym jest zjawiskiem fizycznym, bardzo silnie oddziałującym na kształtowanie się procesów i zjawisk wewnątrz zbiornikowych. Stratyfikacja termiczna jest skutkiem zmian gęstości wody. Im większe różnice temperatur tym silniejszy staje się podział i tym ostrzejsza tworzy się granica, oddzielająca od siebie poszczególne strefy zbiornika. W miarę zaostrzania się podziału potrzebna jest większa energia dla spowodowania wymieszania mas wodnych w czasie cyrkulacji jesiennej.

Rok 1976 był pierwszym rokiem badań nad kształtowaniem się stosunków termicznych i tlenowych w nowo powstałym zbiorniku Pławniowice (rys. 23).

W styczniu i lutym stwierdzono odwrotny układ temperatur. Temperatura powierzchniowej warstwy była niższa od temperatury w głębszych warstwach wody. Homotermia stwierdzona w marcu. Ten stan utrzymywał się do końca kwietnia. W maju po raz pierwszy stwierdzono występowanie skoku termicznego, między 5 a 7 metrem głębokości. Gradient całkowity wynosił 2,7°C. W czerwcu termoklina przemieściła się ku wyżej położonym warstwom wody i pod koniec miesiąca występowała między 3 a 5 metrem głębokości. Gradient maksymalny wynosił 3°C.

Największy zasięg termokliny stwierdzono w lipcu. Warstwa skoku termicznego rozciągała się od 2 do 7 metra głębokości a całkowity gradient wynosił 8,4°C.

| [m] | 25.01 | 15.02 | 20.03 | 09.04 | 28.04 | 17.05 | 31.05 | 15.06 | 27.07 | 18.08 | 03.09 | 08.10 | 15.11 | 10.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 0,5 | 0,5 | 3 | 6,8 | 7,2 | 14 | 14,8 | 17,5 | 21,2 | 22,2 | 16,5 | 14,5 | 10 | 6 |
| 1 | 0,8 | 0,8 | 3 | 7 | 7,4 | 14 | 15 | 17,8 | 21,2 | 22 | 17 | 14,5 | 10 | 6 |
| 2 | 1 | 1 | 3 | 7 | 7,4 | 14 | 15 | 17,8 | 21,2 | 21,8 | 17 | 14,5 | 10 | 6 |
| 3 | 1,6 | 1,6 | 3 | 7 | 7,4 | 14 | 15 | 17,8 | 20 | 21,2 | 17 | 14,5 | 10 | 6 |
| 4 | 2 | 2 | 3 | 7 | 7,4 | 13,8 | 14,7 | 15,2 | 18,4 | 18,6 | 17 | 14 | 10 | 6 |
| 5 | 2,2 | 2,2 | 3 | 7 | 7,4 | 13,5 | 14,5 | 13,8 | 17 | 17,2 | 14,6 | 14 | 10 | 6 |
| 6 | 2,8 | 2,6 | 3 | 7 | 7,4 | 12 | 13 | 13,8 | 15,2 | 15,2 | 14 | 14 | 10 | 6 |
| 7 | 2,8 | 2,6 | 3 | 7 | 7,4 | 10,8 | 13 | 13,8 | 13,8 | 13,8 | 13,8 | 13,9 | 10 | 6 |
| 8 | 2,8 | 2,6 | 3 | 7 | 7,4 | 10,6 | 12,6 | 13 | 13,6 | 13,8 | 13,8 | 13,9 | 10 | 6 |
| 9 | 2,8 | 2,6 | 3 | 7 | 7,4 | 10 | 12,4 | 12,2 | 12,8 | 13 | 13 | 13,6 | 10 | 6 |
| 10 | 2,8 | 2,6 | 3 | 7 | 7,4 | 9,2 | 11 | 11,4 | 12 | 12,4 | 12,2 | 13,5 | 10 | 6 |
| 11 | 2,8 | 2,6 | 3 | 7 | 7,4 | 9,2 | 10,2 | 10,6 | 12 | 12 | 11,8 | 12,2 | 10 | 6 |
| 12 | 2,8 | 2,6 | 3 | 7 | 7,4 | 9,2 | 9,6 | 9,8 | 11,8 | 11,4 | 11,2 | 12 | 10 | 6 |
| 13 | 2,8 | 2,6 | 3 | 7 | 7,4 | 9,2 | 9 | 9 | 11 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 10 | 6 |
| 14 | 2,8 | 2,8 | 3 | 7 | 7,4 | 9 | 9 | 9 | 10,6 | 11,2 | 11,2 | 10,6 | 10 | 6 |
| 15 | 2,8 | 2,8 | 3 | 7 | 7,4 | 9 | 9 | 9 | 10 | 11 | 11,2 | 10,4 | 10 | 6 |

Rys. 2123. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 1976 roku

W sierpniu odnotowano zmniejszenie się głębokości metalimnionu do 4 metrów. Obniżył się także gradient całkowity do 6,4°C.

Wartości gradientów maksymalnych w poszczególnych miesiącach wynosiła od 1,2°C/m do 2,4°C/m. Były to wartości niskie, wskazujące na niezbyt ostry podział termiczny mas wodnych. W połowie listopada stwierdzono całkowitą homotermię przy temperaturze 10°C w całym słupie wody. W pierwszej dekadzie grudnia homotermia występowała nadal, a temperatura wody wynosiła 6°C od powierzchni do dna.

Kolejne badania stosunków termicznych w zbiorniku Pławniowice przeprowadzono w roku 1993. Wyniki pomiarów przedstawiono na rysunku (rys. 24). W okresie zimy na przełomie lat 1992/1993 nie wystąpiła pokrywa lodowa. W rezultacie miała miejsce przedłużona cyrkulacja jesienna przechodząca następnie w cyrkulację wiosenną. Od stycznia do pierwszej dekady kwietnia występowała pełna homotermia. Temperatura całego słupa wody wzrastała powoli. Jeszcze na początku kwietnia odnotowano niskie temperatury, wynoszące 5,3°C. Pod koniec kwietnia temperatura powierzchniowej warstwy wody wzrosła do 12°C jednak w tym czasie nie wystąpiła termoklina. Skok termiczny pojawił się na początku drugiej dekady maja między 3 a 6 metrem głębokości a następnie utrzymywał się do pierwszych dni października. W miarę upływu stagnacji letniej zarówno górna jak i dolna

krawędź termokliny obniżała się, jednocześnie termoklina zwiększała swoją głębokość z 3 metrów w maju do 8 metrów pod koniec lipca. Od tego momentu, widoczne było stopniowe zmniejszanie się zasięgu termokliny, z 8 metrów w trzeciej dekadzie lipca, do 1 metra w październiku. Początek cyrkulacji jesiennej można było zauważyć na początku października. Pod koniec miesiąca rozpoczęcie mieszania jesiennego było już bardzo widoczne. Homotermia odnotowana w pierwszych dniach listopada. W tym czasie temperatura całego słupa wody wynosiła 7,0°C. Na początku drugiej dekady grudnia wystąpił odwrócony układ termiczny. Temperatura powierzchniowej warstwy wody wynosiła 0,5°C (pod pokrywą lodową) a w warstwie przydennej 2°C.

| [m] | 26.01 | 26.02 | 04.03 | 27.03 | 07.04 | 28.04 | 12.05 | 26.05 | 06.06 | 23.06 | 13.07 | 28.07 | 17.08 | 07.09 | 20.09 | 05.10 | 26.10 | 17.11 | 12.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 12 | 17 | 20,2 | 20,5 | 19,6 | 18,3 | 22 | 24 | 16 | 15,4 | 15,1 | 11 | 7 | 0,5 |
| 1 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 11,6 | 16,6 | 19,6 | 20,5 | 19,6 | 18,3 | 21,4 | 23,8 | 16 | 15,4 | 15,1 | 11 | 7 | 1 |
| 2 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 11,2 | 16,2 | 19,6 | 20,1 | 19,6 | 18,3 | 21,2 | 23 | 16 | 15,4 | 15,1 | 11 | 7 | 1 |
| 3 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 11,1 | 16,2 | 18,4 | 19,8 | 19,4 | 18,3 | 20,8 | 22,6 | 16 | 15,4 | 15 | 11 | 7 | 1 |
| 4 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 11 | 14 | 17,1 | 19,7 | 18,9 | 18 | 18,8 | 22 | 16 | 15,2 | 14,8 | 11 | 7 | 1 |
| 5 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 10,2 | 10,7 | 15,2 | 17,6 | 17,8 | 17,6 | 17,6 | 20,2 | 16 | 14,8 | 14,6 | 10,8 | 7 | 1,4 |
| 6 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 9,4 | 9,4 | 10,6 | 15,1 | 16,6 | 17 | 17,4 | 18,2 | 16 | 14,4 | 14,2 | 10,8 | 7 | 1,8 |
| 7 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 9 | 9 | 10 | 10,2 | 11 | 15,8 | 16,2 | 16,9 | 14,8 | 14 | 13,6 | 10,8 | 7 | 2 |
| 8 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 8,2 | 8,4 | 9,2 | 10 | 10,1 | 13,3 | 14,8 | 14 | 13,6 | 14 | 13 | 10,6 | 7 | 2 |
| 9 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 8 | 8,2 | 9 | 9,6 | 9,8 | 10,9 | 13,1 | 12,5 | 12,4 | 12,8 | 12,4 | 10,6 | 7 | 2 |
| 10 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 8 | 8 | 9 | 9,2 | 9,6 | 10,1 | 11 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 12 | 10,4 | 7 | 2 |
| 11 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 7,4 | 8 | 9 | 9 | 9 | 9,6 | 9,6 | 9,8 | 9,8 | 11 | 11,8 | 10,4 | 7 | 2 |
| 12 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 7,2 | 7,8 | 9 | 9 | 9 | 9,2 | 9,2 | 9,2 | 9 | 9,6 | 10,4 | 10,2 | 7 | 2 |
| 13 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 7,2 | 7,5 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 10,2 | 10 | 7 | 2 |
| 14 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 7 | 7,5 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 10 | 10 | 7 | 2 |
| 15 | 2,4 | 4,2 | 4,5 | 5,2 | 5,3 | 7 | 7,5 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 10 | 10 | 7 | 2 |

Rys. 2224. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 1993 roku

| [m] | 15.01 | 26.02 | 20.03 | 04.04 | 18.04 | 05.05. | 20.05 | 05.06 | 25.06. | 15.07. | 05.08. | 28.08 | 12.09. | 30.09. | 15.10. | 28.10 | 20.11. | 02.12. | 16.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|
| 0,3 | 0,5 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 8 | 20 | 18 | 17,2 | 16 | 16,5 | 18 | 20 | 19 | 16 | 12 | 8 | 5,5 | 1,5 |
| 1 | 0,5 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 8 | 19,2 | 16,6 | 16 | 16 | 16 | 17,6 | 19,8 | 19 | 16 | 12 | 8 | 5,5 | 1,5 |
| 2 | 0,8 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 8 | 15,8 | 14,6 | 16 | 16 | 16 | 17 | 19,2 | 19 | 16 | 11,8 | 8 | 5,5 | 1,5 |
| 3 | 1,2 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 8 | 15,6 | 14,6 | 15,2 | 15,5 | 15,9 | 16,6 | 19 | 19 | 16 | 11,6 | 8 | 5,5 | 1,5 |
| 4 | 1,6 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 8 | 14,2 | 14,4 | 15 | 15,2 | 15,9 | 15,8 | 19 | 19 | 16 | 11,4 | 8 | 5,5 | 1,5 |
| 5 | 2 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 8 | 14 | 14,4 | 15 | 15,2 | 14,6 | 15,4 | 17,4 | 18,2 | 15,8 | 11 | 8 | 5,5 | 1,5 |
| 6 | 2,2 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 8 | 13,2 | 14,2 | 13,6 | 13,6 | 13,8 | 14,2 | 15,2 | 15,8 | 13,8 | 10,4 | 8 | 5,5 | 1,5 |
| 7 | 2,6 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 8 | 12,4 | 14,2 | 11,4 | 11,4 | 12,4 | 12,8 | 14 | 15 | 12,2 | 10,2 | 8 | 5,5 | 1,5 |
| 8 | 2,6 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 8 | 10 | 10 | 8,6 | 8,5 | 8,8 | 9,4 | 12,6 | 12,4 | 10 | 10 | 7,6 | 5,5 | 1,5 |
| 9 | 2,6 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 6,8 | 6 | 6 | 6,4 | 7,2 | 7,2 | 6,8 | 8,6 | 9,2 | 8 | 10 | 7,2 | 5,5 | 1,5 |
| 10 | 2,6 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 6,6 | 5,8 | 6 | 6,2 | 6,6 | 6 | 6,2 | 6,4 | 7,6 | 6,5 | 8,8 | 7 | 5,5 | 1,5 |
| 11 | 2,6 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 5,8 | 5,8 | 5,8 | 6,2 | 6,4 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6,2 | 7,2 | 6,6 | 5,5 | 1,5 |
| 12 | 2,6 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 6,2 | 6,2 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 5,5 | 1,5 |
| 13 | 2,6 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 5,4 | 5,4 | 5,4 | 6,2 | 6,2 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 5,5 | 1,5 |
| 14 | 2,6 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 5,2 | 5,2 | 5,2 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 5,5 | 1,5 |
| 15 | 2,6 | 2,8 | 3 | 3 | 3 | 5 | 5 | 5 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 5,5 | 1,5 |

Rys. 2325. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 1996 roku

| [m] | 25.01 | 04.02 | 15.02 | 01.03 | 01.04 | 20.04 | 08.05 | 27.05 | 05.06 | 25.06 | 10.07 | 28.07 | 12.08 | 29.08 | 16.09 | 25.09 | 14.10 | 02.11 | 25.11 | 15.12 | 30.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 1 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 3 | 4,5 | 6 | 16,4 | 17,4 | 17,6 | 19 | 16,8 | 15,8 | 17 | 16 | 15 | 15 | 11,5 | 10 | 6 | 4 |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 4,5 | 6 | 16,4 | 17 | 17,6 | 18,8 | 16,8 | 15,8 | 17 | 16 | 15 | 15 | 11,5 | 10 | 6 | 4 |
| 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 4 | 6 | 16,2 | 17 | 17,6 | 18,6 | 16,8 | 15,8 | 17 | 16 | 15 | 15 | 11,5 | 10 | 6 | 4 |
| 3 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 4 | 6 | 15,6 | 16,9 | 17,6 | 18 | 16,8 | 15,8 | 17 | 15,8 | 15 | 15 | 11,5 | 10 | 6 | 4 |
| 4 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 4 | 6 | 14,4 | 15,2 | 15,6 | 16,4 | 16,8 | 15,8 | 17 | 15,8 | 14,8 | 15 | 11,5 | 10 | 6 | 4 |
| 5 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3,6 | 6 | 13 | 13,8 | 14 | 15,2 | 16,8 | 15,8 | 16,6 | 15,8 | 14,8 | 14,8 | 11,5 | 10 | 6 | 4 |
| 6 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3,2 | 5,8 | 11,2 | 12,6 | 12,8 | 14 | 16,8 | 15,8 | 15,8 | 15,8 | 14,8 | 14,4 | 11,5 | 10 | 6 | 4 |
| 7 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 5,8 | 10 | 11,4 | 11,4 | 12,8 | 14,8 | 14,6 | 14,6 | 14,2 | 12,2 | 12,2 | 11,5 | 10 | 6 | 4 |
| 8 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 5,6 | 9,8 | 10,2 | 10,2 | 10,4 | 11 | 10,2 | 11 | 11,2 | 11 | 9,6 | 11,5 | 10 | 6 | 4 |
| 9 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 5,6 | 9 | 9,8 | 9,6 | 9,6 | 9,8 | 9,6 | 9,4 | 9,4 | 9,2 | 9,2 | 11,5 | 10 | 6 | 4 |
| 10 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 5,4 | 8,2 | 9,4 | 9 | 8,8 | 9 | 9 | 9 | 9 | 8,8 | 8,6 | 10 | 10 | 6 | 4 |
| 11 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 5,4 | 7,4 | 8,8 | 8,2 | 8,2 | 8,4 | 8,6 | 8,6 | 8,8 | 8,4 | 8 | 8 | 10 | 6 | 4 |
| 12 | 1,4 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 5 | 6,8 | 8 | 7,6 | 7,7 | 7,8 | 7,8 | 8 | 8,2 | 8 | 8 | 8 | 10 | 6 | 4 |
| 13 | 1,8 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 4,8 | 6,6 | 7,6 | 7,6 | 7,7 | 7,7 | 7,8 | 7,8 | 7,8 | 7,8 | 8 | 8 | 8,5 | 6 | 4 |
| 14 | 2 | 1,8 | 1,8 | 2 | 2,4 | 3 | 4,8 | 6,6 | 7,5 | 7,6 | 7,6 | 7,7 | 7,7 | 7,8 | 7,8 | 7,8 | 8 | 8 | 8,5 | 6 | 4 |
| 15 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 4,5 | 6 | 6 | 7,4 | 7,4 | 7,4 | 7,4 | 7,4 | 7,4 | 7,4 | 7,4 | 7,4 | 8,5 | 6 | 4 |

Rys. 2426. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 1997 roku

Cyrkulacja wiosenna w roku 1996 rozpoczęła się w lutym (rys. 25). Pod koniec miesiąca stwierdzono homotermię. Temperatura w całym słupie wody wynosiła $2,6^{\circ}\text{C}$. Intensywne mieszanie mas wodnych przebiegało w marcu i kwietniu przy temperaturze 3°C . Niewielki wzrost temperatury powierzchniowej warstwy wody do 8°C odnotowano na początku maja. Natomiast w maju temperatura wody wzrosła gwałtownie. Pod koniec drugiej dekady w powierzchniowej warstwie wody stwierdzono temperaturę 20°C . W tym czasie wystąpiła termoklina podwójna. Termoklina przypowierzchniowa wystąpiła między 2 a 4 metrem głębokości, jednocześnie wystąpiła druga termoklina, między 7 a 9 metrem głębokości. Podobny układ temperatur utrzymywał się w czerwcu. Dwukrotnie, na początku i pod koniec miesiąca zanotowano warstwisko termicznego przy powierzchni oraz w głębszych warstwach wody, między 5 a 9 metrem głębokości. W lipcu warstwa skoku termicznego występowała między 5 a 9 metrem głębokości. W sierpniu miało miejsce metalimnionu zwiąkszała się. Termoklina występowała między 4 a 10 metrem głębokości. Do połowy października górna granica termokliny występowała na 4 i 5 metrze głębokości, natomiast granica dolna stopniowo obniżała się z 9 metra w czerwcu do 11 metra we wrześniu i 12 metra w październiku. Niepełną homotermię zanotowano pod koniec drugiej dekady listopada przy układzie temperatur $8-6^{\circ}\text{C}$. Na początku a następnie w połowie grudnia odnotowano wyrównanie i jednakowe temperatury, początkowo $5,5^{\circ}\text{C}$ a następnie $1,5^{\circ}\text{C}$, w całym słupie wody.

Temperatura wody w roku 1996 była niższa niż w latach ubiegłych i następnych. Tylko dwa razy, pod koniec maja i w połowie września zanotowano 20°C w powierzchniowej warstwie wody. Temperatura epilimnionu o głębokości 3–4 m, wynosiła od 20°C do 15°C . Poniżej termokliny występował zimny hypolimnion o temperaturze od 6 do 7°C .

W roku 1997 wystąpiły intensywne opady atmosferyczne powodujące w lipcu wezbrania powodziowe w całym kraju. Duże zachmurzenie spowodowało, że temperatury powietrza oraz temperatury epilimnionu były niższe z odnotowanych w trakcie prowadzonych badań, niższe od zanotowanych w roku 1996 (rys. 26). Odwrócony układ termiczny obserwowano od stycznia do pierwszych dni marca. Na początku kwietnia stwierdzono prawie całkowite wyrównanie temperatur. W wyniku widocznych skutków cyrkulacji wiosennej temperatura wody wzrastała od powierzchni w kierunku dna. Od powierzchni do 13 metra głębokości wynosiła 3°C , nad samym dnem natomiast 2°C . W drugiej dekadzie kwietnia i w pierwszej dekadzie maja, w dalszym ciągu obserwowano wyrównanie temperatury w całym słupie wody.

Gwałtowny wzrost temperatury wody odnotowano pod koniec maja. W ciągu trzech tygodni nastąpił wzrost temperatury powierzchniowej warstwy wody z 6°C do 16,4°C. Zdecydowanie wzrosła temperatura od powierzchni do 11m głębokości. W tym czasie między 3 a 7 metrem występowała termoklina. Termoklina między 3 a 7 metrem głębokości utrzymywała się do połowy lipca. Jej górna krawędź obniżyła się do 6 m, a dolna do 9 metrów głębokości. Taki stan utrzymywał się do połowy października. Następnie odnotowano, charakterystyczne dla początków cyrkulacji jesiennej, obniżenie się położenia termokliny z jednoczesnym zmniejszaniem się międzywarstwowości metalimnionu. Temperatura epilimnionu wzrastała od maja do pierwszej dekady lipca, kiedy to odnotowano najwyższą temperaturę powierzchniowej warstwy wody, wynoszącą 19°C. Od tego momentu obserwowano stopniowy spadek temperatury. Na początku listopada stwierdzono początki mieszania jesiennego, a pełną homotermię przy temperaturze 6°C odnotowano w połowie grudnia.

Kolejne badania termiki zbiornika pławniowickiego przeprowadzono w roku 2004. Był to pierwszy rok działania „rury Olszewskiego” na tym zbiorniku (rys. 27). Homotermia utrzymywała się do połowy kwietnia. Po raz pierwszy termoklinę, między 6 a 9 metrem głębokości, stwierdzono na początku maja. Na przełomie maja i czerwca obserwowano stopniowe zwiększanie się zasięgu termokliny. Pod koniec maja, termoklina rozciągała się między 5 a 8 metrem głębokości, a na początku czerwca między 3 a 9 metrem głębokości. Następnie, w okresie od pierwszych dni czerwca do połowy lipca, obserwowano stopniowe zawężanie się warstwy skoku termicznego, przy czym dolna krawędź termokliny opierała się na 9 metrze głębokości. Na początku trzeciej dekady lipca występowała podwójna termoklina. Termoklina powierzchniowa występowała od powierzchni do 3 metrów głębokości, następnie druga termoklina między 6 a 10 metrem głębokości. Podwójna termoklina utrzymywała się do pierwszych dni sierpnia. Był to okres najwyższych temperatur wody w roku 2004. W wyniku nagrzewania się powierzchniowych warstw wody, pod koniec drugiej dekady sierpnia zanikła termoklina powierzchniowa, utrzymywała się natomiast termoklina między 5 a 10 metrem głębokości. Od drugiej połowy sierpnia obserwowano stopniowe zmniejszanie się międzywarstwowości termokliny z jednoczesnym, bezpośrednim skutkiem schładzania mas wodnych, przemieszczaniem się jej w kierunku głębszych warstw wody. Pełną homotermię stwierdzono na początku listopada.

| [m] | 15.01 | 10.02 | 21.03 | 15.04 | 06.05 | 12.05 | 21.05 | 28.05 | 04.06 | 14.06 | 21.06 | 30.06 | 09.07 | 14.07 | 20.07 | 28.07 | 04.08 | 17.08 | 30.08 | 07.09 | 21.09 | 05.10 | 15.10 | 22.10 | 29.10 | 8.11 | 30.11 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| 0,3 | 0,2 | 0,2 | 4 | 5,6 | 13,9 | 13,7 | 14,1 | 14,7 | 16,7 | 19,5 | 17,3 | 18,2 | 18,4 | 18,8 | 22,5 | 21,2 | 21,5 | 20,6 | 20,5 | 19,3 | 16,5 | 14,5 | 11,6 | 10,4 | 11 | 9,5 | 4,2 |
| 1 | 0,6 | 0,6 | 4 | 5,6 | 13,8 | 13,4 | 14,1 | 14,2 | 16,6 | 19,1 | 17,3 | 18,2 | 18,4 | 18,8 | 22 | 20,6 | 20,6 | 20,5 | 20,4 | 19,3 | 16,5 | 14,3 | 11,5 | 10,4 | 11 | 9,8 | 4,3 |
| 2 | 1 | 1 | 4 | 5,6 | 13,8 | 13,3 | 13,5 | 13,6 | 16,4 | 18,8 | 17,3 | 18,1 | 18,2 | 18,8 | 20 | 20,5 | 20,1 | 20,5 | 20 | 19,2 | 16,5 | 14,1 | 11,4 | 10,4 | 11 | 9,9 | 4,4 |
| 3 | 1,2 | 1,1 | 3,8 | 5,6 | 13,4 | 13,2 | 13,5 | 13,6 | 16,2 | 18,5 | 17,3 | 18,1 | 18,2 | 18,8 | 18,9 | 20,5 | 20 | 20,2 | 19,5 | 18,5 | 16,5 | 14,1 | 11,4 | 10,4 | 11 | 9,9 | 4,4 |
| 4 | 1,6 | 1,4 | 3,8 | 5,6 | 13 | 13,1 | 13,2 | 13,6 | 15,1 | 17,8 | 17,2 | 18 | 18,2 | 18,7 | 18,4 | 19,5 | 20 | 20 | 19,3 | 18,2 | 16,5 | 14 | 11,4 | 10,4 | 10,9 | 9,9 | 4,5 |
| 5 | 2 | 1,8 | 3,8 | 5,6 | 13 | 12,9 | 13 | 13,4 | 13,9 | 15,7 | 15 | 17,9 | 18 | 18,2 | 18 | 18,3 | 19,7 | 19,7 | 19,2 | 18,1 | 16,5 | 13,9 | 11,4 | 10,4 | 10,8 | 9,9 | 4,6 |
| 6 | 2,2 | 2 | 3,8 | 5,6 | 12,9 | 12 | 12 | 12,1 | 13,4 | 13,9 | 13,9 | 16,8 | 16,8 | 16,8 | 17,2 | 16,9 | 17,4 | 18,6 | 18,9 | 17,9 | 16,5 | 13,9 | 11,4 | 10,4 | 10,8 | 9,9 | 4,6 |
| 7 | 2,8 | 2,6 | 3,8 | 5,6 | 11,3 | 8,8 | 9 | 9 | 12,3 | 11,9 | 12,6 | 13,2 | 13,2 | 13,2 | 15,8 | 15,7 | 17,4 | 16 | 16 | 14,8 | 16,5 | 13,9 | 11,4 | 10,3 | 10,8 | 9,9 | 4,7 |
| 8 | 3 | 2,8 | 3,8 | 5,6 | 10 | 7,3 | 7,5 | 7,8 | 9,4 | 9,5 | 12,2 | 9,3 | 9,4 | 9,7 | 12,8 | 13,5 | 11,7 | 12,3 | 13,6 | 13,4 | 15,8 | 13,9 | 11,4 | 10,3 | 10,7 | 9,9 | 4,7 |
| 9 | 3 | 3 | 3,8 | 5,6 | 7,7 | 7,3 | 7,3 | 7,3 | 7,8 | 8,2 | 8,9 | 8,2 | 8,2 | 8,6 | 10,6 | 10,5 | 9,3 | 10,6 | 11 | 10,8 | 12 | 13,8 | 11,4 | 10,3 | 10,7 | 9,9 | 4,7 |
| 10 | 3,2 | 3 | 3,8 | 5,6 | 7,3 | 7,3 | 7,3 | 7,3 | 7,4 | 7,6 | 8,9 | 7,9 | 8 | 8,2 | 9,2 | 8,8 | 8,7 | 9,4 | 9,6 | 9,4 | 9,7 | 11,2 | 11,4 | 10,3 | 10,7 | 9,9 | 4,7 |
| 11 | 3,2 | 3 | 3,8 | 5,6 | 6,5 | 6,5 | 6,5 | 6,5 | 7 | 7,2 | 7,8 | 7,8 | 7,9 | 8,1 | 8,4 | 8,5 | 8,4 | 8,4 | 9,3 | 8,9 | 9,1 | 9,4 | 11,4 | 10,3 | 10,7 | 9,9 | 4,7 |
| 12 | 3,2 | 3 | 3,8 | 5,6 | 6,2 | 6,3 | 6,4 | 6,4 | 6,9 | 7,1 | 7,5 | 7,6 | 7,7 | 7,9 | 8,1 | 8,2 | 8,3 | 8,4 | 9,1 | 8,6 | 8,8 | 8,8 | 10,2 | 10,3 | 10,6 | 9,9 | 4,7 |
| 13 | 3,2 | 3,2 | 3,8 | 5,6 | 6 | 6,1 | 6,1 | 6,1 | 6,5 | 7 | 7,3 | 7,5 | 7,5 | 7,5 | 7,9 | 8,2 | 8,2 | 8,2 | 8,9 | 8,1 | 8,5 | 8,5 | 9,1 | 9,6 | 10,2 | 9,9 | 4,7 |
| 14 | 3,2 | 3,2 | 3,8 | 5,6 | 5,7 | 6 | 6 | 6 | 6,4 | 6,9 | 7,2 | 7,5 | 7,5 | 7,5 | 7,5 | 7,7 | 7,7 | 8 | 8,6 | 8 | 8,1 | 8 | 8,5 | 8,3 | 9,5 | 9,9 | 4,7 |
| 15 | 3,2 | 3,2 | 3,8 | 5,6 | 5,7 | 5,7 | 6 | 6 | 6,4 | 6,5 | 7 | 7,4 | 7,4 | 7,4 | 7,4 | 7,5 | 7,6 | 8 | 7,9 | 7,9 | 7,9 | 8 | 8,5 | 8,1 | 8,8 | 9,9 | 4,7 |

Rys. 2527. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 2004 roku

| m | 17.01 | 20.02 | 15.03 | 05.04 | 20.04 | 10.05 | 07.06 | 14.06 | 27.06 | 13.07 | 25.07 | 02.08 | 22.08 | 12.09 | 24.09 | 04.10 | 17.10 | 05.11 | 14.11 | 13.12. |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| 0,3 | 2,2 | 2,2 | 2,4 | 2,6 | 9,3 | 10,1 | 17,1 | 17,6 | 21,4 | 22,5 | 18,9 | 23,4 | 20,8 | 20,2 | 18,1 | 15,2 | 13,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 1 | 2,2 | 2,2 | 2,4 | 2,6 | 9,1 | 10 | 17,3 | 17 | 21,2 | 21,3 | 18,9 | 23,2 | 20,4 | 20,2 | 18,1 | 15,2 | 13,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 2 | 2,2 | 2,2 | 2,4 | 2,8 | 8,6 | 9,7 | 17,5 | 16,4 | 21,1 | 20,9 | 18,9 | 23,1 | 20,2 | 20,2 | 18,1 | 15,2 | 13,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 3 | 2,2 | 2,2 | 2,4 | 2,8 | 8,5 | 9,2 | 17,5 | 16,3 | 20,7 | 20,7 | 18,9 | 21,9 | 19,2 | 20,1 | 18,1 | 15,2 | 13,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 4 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 2,4 | 8,2 | 9 | 17,5 | 16 | 20,4 | 20,6 | 18,9 | 20,8 | 18,5 | 20 | 18,1 | 15,1 | 13,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 5 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 7,5 | 8,9 | 15 | 15,5 | 15,7 | 19,5 | 18,8 | 19,4 | 18,2 | 19,7 | 18 | 15,1 | 13,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 6 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 7,1 | 8,8 | 13 | 15,3 | 13 | 16,9 | 18,7 | 18,2 | 17,9 | 18,5 | 17,5 | 15,1 | 13,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 7 | 2,4 | 2,2 | 3 | 3 | 6,6 | 8,6 | 10,5 | 11,2 | 10,4 | 13,7 | 16,3 | 16,5 | 16,9 | 17,2 | 17 | 15 | 13,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 8 | 2,4 | 3 | 3 | 3 | 5,9 | 8,5 | 9,3 | 9,6 | 9,4 | 10,7 | 11,2 | 13,7 | 15 | 15,2 | 15 | 14,8 | 13,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 9 | 3 | 3 | 3 | 3 | 5,3 | 8,4 | 8,6 | 8,9 | 8,8 | 9,5 | 9,7 | 10,6 | 12,6 | 12,4 | 12,2 | 12,2 | 13,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 10 | 3 | 3 | 3 | 3 | 5 | 8,1 | 8,3 | 8,6 | 8,6 | 8,9 | 9 | 9,5 | 10,4 | 10,1 | 10 | 10 | 13 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 11 | 3 | 3 | 3 | 3 | 5 | 7,6 | 8 | 8,1 | 8,5 | 8,7 | 8,8 | 9 | 9,5 | 9,6 | 9,6 | 9,8 | 10,8 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 12 | 3 | 3 | 3 | 3 | 5 | 7,1 | 7,9 | 8 | 8,4 | 8,6 | 8,7 | 8,8 | 9,2 | 9,3 | 9,3 | 9,3 | 10,1 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 13 | 3 | 3 | 3 | 3 | 5 | 7 | 7,8 | 8 | 8,2 | 8,5 | 8,5 | 8,5 | 8,8 | 9,2 | 9,3 | 8,9 | 9,6 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 14 | 3 | 3 | 3 | 3 | 5 | 6,6 | 7,7 | 7,8 | 8,1 | 8,1 | 8,1 | 8,2 | 8,5 | 8,7 | 8,8 | 8,8 | 8,8 | 10 | 4,8 | 3,4 |
| 15 | 3 | 3 | 3 | 3 | 4,9 | 6,5 | 7,5 | 7,7 | 8,1 | 8,1 | 8,1 | 8,2 | 8,4 | 8,6 | 8,7 | 8,8 | 8,8 | 10 | 4,8 | 3,4 |

Rys. 2628. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 2005 roku

W roku 2005 odnotowano gwałtowny wzrost temperatury powierzchniowej warstwy wody w kwietniu. Jeszcze na początku miesiąca występowała homotermia przy temperaturach 2,6°C przy powierzchni oraz 3°C nad dnem. Natomiast pod koniec trzeciej dekady odnotowano 9°C przy powierzchni. Termoklina pojawiła się o miesiąc później, niż w roku 2004 (rys. 28). W pierwszych dniach czerwca warstwa skoku termicznego występowała między 4 a 8 metrem głębokości. Sytuacja taka utrzymywała się do końca czerwca. Pod koniec drugiej dekady lipca odnotowano podwójną termoklinę, powierzchniową między powierzchnią a pierwszym metrem głębokości oraz dolną, między 4 a 9 metrem głębokości.

W wyniku ochłodzenia się wody, w trzeciej dekadzie lipca zanikła termoklina przypowierzchniowa, utrzymywała się natomiast termoklina między 6 a 9 metrem głębokości. Wysokie temperatury powietrza w sierpniu spowodowały wzrost temperatury wody, czego skutkiem była termoklina o dużej miłośności, rozciągająca się między 2 a 10 metrem głębokości. Od sierpnia do połowy października obserwowano stopniowe zmniejszenie się miłośności warstwy skoku termicznego z jednoczesnym przemieszczaniem się termokliny w kierunku przydennych warstw wody. W czasie stagnacji letniej dolna krawędź termokliny obniżyła się w okresie od czerwca do października z 8 do 10 metrów głębokości. Całkowicie homotermia przy temperaturze 10°C w całym słupie wody stwierdzono w pierwszych dniach listopada.

W roku 2006 odwrócony (zimowy) układ temperatur utrzymywał się w styczniu i lutym (rys. 29). Cyrkulacja wiosenna doprowadziła do wyrównania temperatury wody w całym słupie, w marcu. Pełna homotermia utrzymywała się do pierwszych dni kwietnia. Początki wzrostu temperatury wody przy powierzchni zanotowano pod koniec drugiej dekady kwietnia. Szybki wzrost temperatury powierzchniowej warstwy wody na początku maja spowodował powstanie warstwy skoku termicznego między 4 a 5 metrem głębokości. Dalsze intensywne nagrzewanie wody spowodowało pojawienie się już w pierwszej połowie maja podwójnej termokliny, powierzchniowej, między powierzchnią a pierwszym metrem głębokości oraz głębszej, między 3 a 4 metrem głębokości. Ochłodzenie powietrza a wraz z tym powierzchniowej warstwy wody, w czerwcu, spowodowało, że termoklina obniżyła się i występowała między 5 a 7 metrem głębokości. W drugiej dekadzie czerwca dwukrotnie odnotowano termoklinę podwójną, powierzchniową, do 3 metrów głębokości oraz głębszą, między 5 a 9 metrem głębokości.

| [m] | 09.01 | 31.01 | 15.02 | 14.03 | 27.03 | 04.04 | 19.04 | 09.05 | 12.05 | 30.05 | 13.06 | 19.06 | 03.07 | 11.07 | 18.07 | 25.07 | 31.07 | 08.08 | 14.08 | 22.08 | 04.09 | 20.09 | 03.10 | 16.10 | 07.11 | 05.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 4,2 | 3,8 | 4 | 8,4 | 12,2 | 15,6 | 13,9 | 20,2 | 23,1 | 20,7 | 26,6 | 23,6 | 26,2 | 25,2 | 19,9 | 19,3 | 20,5 | 18,8 | 18 | 16,8 | 13 | 8,3 | 6,6 |
| 1 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 4 | 3,8 | 4 | 7,7 | 12 | 14,4 | 14 | 19,4 | 21,9 | 20,7 | 25,4 | 22,9 | 25,7 | 24,6 | 19,9 | 19,3 | 20,4 | 18,8 | 17,8 | 16,8 | 13 | 8,3 | 6,3 |
| 2 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 4 | 3,8 | 4 | 6,8 | 11,1 | 13,4 | 14,1 | 17,1 | 21,3 | 20,7 | 24,6 | 22,5 | 25,5 | 24,6 | 19,9 | 19,3 | 20,3 | 18,6 | 17,8 | 16,8 | 13 | 8,2 | 6,3 |
| 3 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 4 | 3,8 | 4 | 6, | 10,4 | 12,6 | 14,1 | 15,6 | 17,9 | 20,7 | 23,3 | 22,2 | 23,7 | 24,5 | 19,8 | 19,2 | 20,2 | 18,6 | 17,6 | 16,8 | 12,2 | 8,2 | 6,3 |
| 4 | 0,8 | 0,8 | 1 | 4 | 3,8 | 4 | 5,2 | 10 | 10,3 | 14,1 | 14,8 | 15 | 20,6 | 20,5 | 20,5 | 20,5 | 21,1 | 19,8 | 19 | 20 | 18,2 | 16,8 | 16,6 | 12,2 | 8,2 | 6,3 |
| 5 | 1 | 1 | 1 | 3,8 | 3,8 | 4 | 4,4 | 5,2 | 6 | 13,2 | 14,1 | 13,8 | 20,6 | 15,4 | 17,2 | 18,2 | 16,6 | 19,1 | 18,9 | 19,4 | 17,5 | 16,6 | 16,5 | 12 | 8,2 | 6,3 |
| 6 | 1 | 1 | 1 | 3,4 | 3,8 | 4 | 4 | 4,8 | 5,5 | 7,6 | 12,6 | 12,2 | 15,3 | 12,4 | 12 | 14,5 | 13,5 | 13,9 | 16,2 | 15,7 | 14,4 | 15,6 | 16,2 | 11,4 | 8,2 | 6,3 |
| 7 | 1 | 1 | 1 | 3,2 | 3,8 | 4 | 4 | 4,2 | 5 | 6,4 | 10,2 | 10,1 | 12,7 | 9,7 | 9,2 | 10,1 | 10,5 | 11,2 | 10,6 | 11 | 12,6 | 14,8 | 15,6 | 10,7 | 8,2 | 6,3 |
| 8 | 1 | 1 | 1,2 | 3,2 | 3,8 | 4 | 4 | 4 | 4,6 | 5,9 | 7,6 | 7,5 | 8,2 | 8 | 8 | 7,7 | 8,7 | 8 | 7,8 | 8,9 | 9,7 | 13,9 | 13,8 | 10,1 | 8,2 | 6,3 |
| 9 | 1,2 | 1,2 | 1,4 | 3,2 | 3,8 | 4 | 4 | 4 | 4,5 | 5,7 | 6,3 | 6,6 | 7,5 | 6,7 | 7,1 | 6,9 | 7,4 | 7,3 | 7 | 7,7 | 9,3 | 11,3 | 10,5 | 9,3 | 8,2 | 6,3 |
| 10 | 1,4 | 1,2 | 1,4 | 3,2 | 3,8 | 4 | 4 | 4 | 4,3 | 5,3 | 5,6 | 6 | 6,7 | 6,4 | 6,6 | 6,6 | 6,9 | 6,8 | 6,8 | 7 | 7 | 8,2 | 8,6 | 8,2 | 8,2 | 6,3 |
| 11 | 1,8 | 1,4 | 1,6 | 3,2 | 3,8 | 4 | 4 | 4 | 4 | 5,2 | 5,5 | 5,6 | 6,2 | 6,2 | 6,3 | 6,4 | 6,6 | 6,6 | 6,6 | 6,8 | 6,9 | 7,5 | 7,6 | 8,2 | 8,2 | 6,3 |
| 12 | 2 | 1,8 | 2 | 3,2 | 3,8 | 4 | 4 | 4 | 4 | 5,1 | 5,3 | 5,5 | 6 | 5,9 | 6,2 | 6,3 | 6,4 | 6,3 | 6,5 | 6,6 | 6,6 | 7,2 | 7,3 | 8,2 | 8,2 | 6,3 |
| 13 | 2 | 2 | 2,2 | 3,2 | 3,8 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4,9 | 5,1 | 5,4 | 5,8 | 5,7 | 5,8 | 6,2 | 6,3 | 6,2 | 6,4 | 6,5 | 6,5 | 7 | 7,1 | 8,2 | 8,2 | 6,3 |
| 14 | 2,4 | 2,4 | 2,6 | 3,2 | 3,8 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4,9 | 4,9 | 5,2 | 5,7 | 5,6 | 5,7 | 6 | 5,9 | 6 | 6,1 | 6,2 | 6,3 | 6,7 | 6,7 | 8,2 | 8,2 | 6,3 |
| 15 | 2,6 | 2,6 | 2,8 | 3,2 | 3,8 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4,7 | 4,8 | 5,1 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,7 | 5,8 | 5,8 | 6 | 6 | 6 | 6,3 | 6,6 | 8,2 | 8,2 | 6,3 |

Rys. 2729. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 2006 roku

Spowodowany wysokimi temperaturami powietrza w lipcu wzrost temperatury wody od powierzchni do 5 metra głębokości, spowodował zanik termokliny powierzchniowej. Nadal występowała termoklina między 5 a 8 metrem głębokości. Kolejny raz odnotowano termoklin podwójną na początku drugiej dekady lipca, powierzchniową do pierwszego metra głębokości oraz głębokości, między 3 a 9 metrem głębokości.

Najwyższe temperatury wody, wynoszące od 20,5°C do 26,5°C, odnotowano w okresie od połowy czerwca do końca lipca. Od połowy lipca do pierwszych dni października notowano stopniowe, skokowe obniżenie się górnej krawędzi warstwy skoku termicznego, od 3 metra głębokości w lipcu do 5 metra w sierpniu oraz do 7 metra głębokości w październiku. W połowie października widoczne były wyraźne skutki mieszania jesiennego. Pełna homotermia jesienna odnotowana w 2006 roku, w pierwszych dniach listopada. Temperatura całego słupa wody wynosiła w tym czasie 8,2°C.

W roku 2007, podobnie jak roku 2006, odwrócony układ temperatury odnotowano w styczniu i lutym. Przy powierzchni temperatura wody wynosiła 0,2°C a nad dnem 3°C (rys. 30). Homotermia obserwowano w marcu, kwietniu. Jeszcze w pierwszych dniach maja, mimo nieco wyższej temperatury wody przy powierzchni, na pozostałych głębokościach temperatura była wyrównana i wynosiła 4,4°C. W pierwszej połowie maja nastąpił gwałtowny wzrost temperatury, praktycznie w całym słupie wody. Najwyraźniej jest to widoczne w warstwie od powierzchni do 9 metra głębokości. Temperatura wody przy powierzchni wzrosła w ciągu sześciu dni z 8°C do 16°C. Najwyższe temperatury wody, przekraczające 20°C występowały od końca maja do końca sierpnia.

Warstwa skoku termicznego w maju i czerwcu utrzymywała się między 4 a 9 metrem głębokości. Na początku lipca odnotowano termoklin rozciągającą się od powierzchni do 8 metra głębokości. W połowie miesiąca stwierdzono podwójną termoklinę, powierzchniową na pierwszym metrze głębokości oraz drugą, głębokości, między 7 a 9 metrem głębokości. W okresie od sierpnia do pierwszej dekady października widoczne było stopniowe zmniejszanie się szerokości warstwy skoku termicznego oraz obniżenie się jego położenia do głębokości warstw wody w zbiorniku. Obniżenie się temperatury mas wodnych obserwowano od połowy września. Homotermia wskazująca na całkowite wymieszanie mas wodnych stwierdzono pod koniec drugiej dekady listopada.

| [m] | 12.01 | 12.02 | 13.03 | 20.03 | 18.04 | 8.05 | 14.05 | 28.05 | 4.06 | 20.06 | 2.07 | 16.07 | 6.08 | 29.08 | 17.09 | 10.10 | 26.10 | 19.11 | 5.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 0,3 | 0,2 | 0,2 | 4,4 | 3,8 | 4,2 | 8,2 | 16,2 | 22 | 23 | 23,3 | 22,9 | 24 | 20,3 | 20,7 | 18,2 | 13,5 | 13,3 | 8,5 | 7,1 |
| 1 | 0,2 | 0,2 | 4,4 | 3,8 | 4,2 | 5,3 | 15 | 21,9 | 22,2 | 22,6 | 21,8 | 21,2 | 20 | 20,5 | 17,5 | 13,3 | 13,3 | 8,5 | 7,1 |
| 2 | 0,2 | 0,2 | 4,2 | 3,8 | 4,2 | 4,5 | 14,5 | 21,7 | 22 | 22,3 | 21,6 | 18,4 | 19,5 | 20,3 | 17,1 | 13,2 | 13,2 | 8,5 | 7,1 |
| 3 | 0,4 | 0,4 | 4 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 14,2 | 21,1 | 22 | 22,1 | 20,5 | 17,8 | 19 | 20,2 | 16,4 | 13,1 | 12,8 | 8,5 | 7,1 |
| 4 | 0,6 | 1,2 | 4 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 13,4 | 17,2 | 21,4 | 22 | 20,1 | 17,6 | 18,8 | 20,2 | 16,2 | 13,1 | 12,6 | 8,5 | 7,1 |
| 5 | 1 | 1,2 | 3,6 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 12,9 | 14,8 | 16,8 | 18,1 | 18,8 | 17,3 | 18,6 | 20,2 | 15,8 | 13,1 | 12,2 | 8,5 | 7,1 |
| 6 | 1 | 1,2 | 3,4 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 12,2 | 13 | 13,4 | 14 | 15,9 | 16,8 | 18,5 | 19,6 | 15,4 | 13 | 11,6 | 8,5 | 7,1 |
| 7 | 1 | 1,2 | 3,2 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 10,1 | 10,6 | 11 | 12,1 | 12,3 | 16,2 | 17,6 | 17 | 15,2 | 13 | 10,8 | 8,5 | 7,1 |
| 8 | 1,2 | 1,4 | 3,2 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 8,5 | 9,2 | 9,4 | 10,3 | 10,4 | 12,7 | 15,5 | 15,7 | 15 | 13 | 10,1 | 8,5 | 7,1 |
| 9 | 1,2 | 1,4 | 3,2 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 7,9 | 8,8 | 8,8 | 8,9 | 9,6 | 10,4 | 12,2 | 14,4 | 14,2 | 13 | 9,2 | 8,5 | 7,1 |
| 10 | 1,2 | 1,4 | 3,2 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 7,7 | 8,3 | 8,2 | 8,6 | 9,1 | 9,3 | 10,2 | 13,1 | 13 | 13 | 8,6 | 8,5 | 7,1 |
| 11 | 1,6 | 1,8 | 3,2 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 7,3 | 8,1 | 8,2 | 8,4 | 8,9 | 9 | 9,8 | 10 | 9,8 | 12,9 | 8,2 | 8,5 | 7,1 |
| 12 | 2 | 2,2 | 3,2 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 7,3 | 7,8 | 8 | 8,3 | 8,8 | 8,8 | 9,6 | 9,7 | 9,6 | 11,5 | 8,2 | 8,5 | 7,1 |
| 13 | 2 | 2,4 | 3,2 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 7,3 | 7,7 | 7,8 | 8,2 | 8,7 | 8,6 | 9,3 | 9,5 | 9,5 | 11 | 8,2 | 8,5 | 7,1 |
| 14 | 2,2 | 3 | 3,2 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 7,2 | 7,5 | 7,5 | 7,9 | 8,3 | 8,2 | 8,9 | 9,2 | 9,3 | 10,1 | 8,2 | 8,5 | 7,1 |
| 15 | 2,8 | 3 | 3,2 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 6,8 | 7,4 | 7,4 | 7,5 | 8 | 8 | 8,6 | 9,1 | 9,3 | 9,7 | 8,2 | 8,5 | 7,1 |

Rys. 2830. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 2007 roku

| [m] | 26.02 | 18.03 | 01.04 | 08.04 | 06.05 | 15.05 | 27.05 | 03.06 | 11.06 | 18.06 | 26.06 | 02.07 | 08.07 | 16.07 | 29.07 | 06.08 | 13.08 | 20.08 | 02.09 | 16.09 | 25.09 | 08.10 | 15.10 | 22.10 | 29.10 | 5.11 | 11.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| 0,3 | 4,4 | 5,1 | 7,7 | 7,8 | 16,2 | 18,2 | 17,7 | 21 | 21,7 | 20,3 | 23,5 | 23,7 | 21,6 | 21,1 | 22,8 | 22 | 21,3 | 20,6 | 20 | 17,2 | 16,2 | 13 | 12,2 | 11,8 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 1 | 4,4 | 5,1 | 7,7 | 7,8 | 15,9 | 17,6 | 15,9 | 20,3 | 21,4 | 19,8 | 22,8 | 22,8 | 21,3 | 20,8 | 22,3 | 21,7 | 21,1 | 20,4 | 19,6 | 17,1 | 16,2 | 12,7 | 12,2 | 11,8 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 2 | 4,4 | 5,1 | 7,4 | 7,7 | 15,3 | 17 | 15,6 | 19,5 | 21,3 | 19,3 | 22,3 | 22,6 | 21,2 | 20,8 | 21,7 | 21,5 | 21 | 20,4 | 19,4 | 17 | 16,1 | 12,6 | 11,6 | 11,8 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 3 | 4,4 | 5,1 | 7,1 | 7,5 | 14,8 | 16,1 | 15,3 | 18,9 | 20,2 | 19 | 21,5 | 22,2 | 21,2 | 20,6 | 21 | 21,3 | 21 | 20,2 | 19,3 | 16,5 | 16,1 | 12,6 | 11,6 | 11,8 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 4 | 4,4 | 5 | 6,9 | 7,3 | 13,2 | 14,7 | 15 | 16,2 | 19,4 | 18,8 | 20,2 | 21,4 | 21,2 | 20,5 | 20,4 | 21,1 | 20,9 | 20 | 19 | 16,2 | 16 | 12,6 | 11,4 | 11 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 5 | 4,4 | 4,8 | 6,9 | 7,2 | 11,4 | 13,5 | 14,2 | 14,5 | 19 | 18 | 18,8 | 19,5 | 19,5 | 20 | 19,8 | 20,5 | 20,6 | 19,7 | 18,9 | 15,5 | 15,9 | 12,5 | 11,4 | 11 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 6 | 4,4 | 4,4 | 6,9 | 7,1 | 9,7 | 10,4 | 11,1 | 12,9 | 17 | 15,1 | 16,4 | 16,9 | 16,8 | 19,3 | 19,3 | 20,3 | 20,2 | 19,5 | 18,7 | 13,2 | 15,9 | 12,5 | 11,2 | 11 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 7 | 4,4 | 4,4 | 6,8 | 6,9 | 8,2 | 8,8 | 9,6 | 10,8 | 10,3 | 10,8 | 11,9 | 11,9 | 11,8 | 13,9 | 16,9 | 19 | 20 | 18,3 | 18,6 | 12,6 | 15,5 | 12,5 | 11 | 10,6 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 8 | 4,4 | 4,4 | 6,8 | 6,9 | 7,9 | 8 | 8,7 | 8,1 | 8,3 | 9,2 | 9,6 | 9,8 | 9,8 | 10,5 | 13 | 13,4 | 17,7 | 15,1 | 17,3 | 12,1 | 13,2 | 12,4 | 11 | 10,6 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 9 | 4,4 | 4,4 | 6,4 | 6,8 | 7,5 | 7,8 | 8,1 | 7,9 | 7,6 | 8,4 | 8,5 | 8,6 | 8,6 | 9 | 9,9 | 11,1 | 11,5 | 10,8 | 11,6 | 11,7 | 10,1 | 12,2 | 11 | 10,5 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 10 | 4,4 | 4,4 | 6,3 | 6,8 | 7 | 7,5 | 7,5 | 7,3 | 7,2 | 7,9 | 8,2 | 8,2 | 8,2 | 8,4 | 8,7 | 9,1 | 10 | 9,4 | 9,6 | 9,5 | 9,8 | 10,9 | 9,9 | 10,5 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 11 | 4,4 | 4,4 | 6,3 | 6,7 | 6,8 | 7,1 | 7,2 | 7,3 | 7,1 | 7,6 | 7,8 | 7,9 | 7,9 | 8,1 | 8,3 | 8,6 | 8,7 | 8,8 | 9 | 9,1 | 9,1 | 9,1 | 8,8 | 10,5 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 12 | 4,4 | 4,4 | 6,3 | 6,6 | 6,7 | 7,1 | 7,1 | 7,2 | 7,1 | 7,5 | 7,7 | 7,8 | 7,8 | 7,9 | 8,2 | 8,4 | 8,5 | 8,7 | 8,8 | 8,7 | 8,8 | 8,8 | 8,2 | 9,4 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 13 | 4,4 | 4,4 | 6,3 | 6,5 | 6,7 | 7 | 7,1 | 7,2 | 7,1 | 7,4 | 7,6 | 7,7 | 7,7 | 7,9 | 8,1 | 8,2 | 8,2 | 8,5 | 8,5 | 8,5 | 9,1 | 8,6 | 8 | 9,4 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 14 | 4,4 | 4,4 | 6,3 | 6,5 | 6,6 | 7 | 7 | 7,1 | 7,1 | 7,2 | 7,5 | 7,6 | 7,7 | 7,7 | 7,8 | 8,1 | 8,2 | 8,2 | 8,5 | 8,5 | 8,7 | 8,6 | 8 | 9,2 | 10,5 | 8,2 | 5,2 |
| 15 | 4,4 | 4,4 | 6,3 | 6,5 | 6,6 | 6,8 | 6,9 | 7 | 7,1 | 7,2 | 7,3 | 7,4 | 7,5 | 7,5 | 7,7 | 7,9 | 8,1 | 8,1 | 8,4 | 8,5 | 8,6 | 8,4 | 8 | 9,2 | 9,2 | 8,2 | 5,2 |

Rys. 2931. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 2008 roku

W 2008 roku homotermii obserwowano od lutego do kwietnia (rys. 31). Pod koniec pierwszej dekady kwietnia odnotowano pierwsze oznaki wzrostu temperatury wody przy powierzchni ale różnica temperatury między warstwą powierzchniową a warstwą nad dnem wynosiła zaledwie $1,3^{\circ}\text{C}$. W ciągu następnego miesiąca temperatura wody wzrosła bardzo wyraźnie. Już w pierwszych dniach maja stwierdzono temperaturę wynoszącą $16,2^{\circ}\text{C}$. Warstwa skoku termicznego rozciągała się między trzecim a siódmym metrem głębokości. W połowie maja termoklina utrzymywała się w tym samym położeniu, lecz temperatura wody była wyższa. Pod koniec maja stwierdzono podwójną termoklinę. Termoklina powierzchniowa obejmowała pierwszy metr głębokości (gradient $1,8^{\circ}\text{C/m}$). Druga termoklina występowała między piątym a siódmym metrem głębokości. W czerwcu odnotowano obniżenie dolnej krawędzi termokliny z siódmego na ósmy metr głębokości. Następnie, w lipcu, dolna granica termokliny obniżyła się do 9 metra głębokości. Obniżenie dolnej krawędzi termokliny obserwowano także w ciągu następnych miesięcy. Od końca lipca do połowy września termoklina sięgała do 10 metra głębokości, w połowie października do 11 metra a pod koniec miesiąca odnotowano termoklinę przydenną, obejmującą warstwy 14 i 15 metra głębokości.

Stagnacja letnia utrzymywała się od pierwszych dni maja do końca września. Od pierwszych dni października obserwowano stopniowy spadek temperatury wody oraz widoczne efekty postępującego mieszania jesiennego, z prawie całkowitą homotermią w ostatnich dniach października oraz pełnym wymieszaniem i homotermią w pierwszej dekadzie listopada. W pierwszych dniach grudnia odnotowano kolejny raz jednakową temperaturę, wynoszącą $5,2^{\circ}\text{C}$ w całym słupie wody.

W styczniu i lutym 2009 roku, odnotowano zimowy, odwrócony układ temperatur (rys. 32). W styczniu a następnie w lutym, temperatura wody przy powierzchni wynosiła $0,2^{\circ}\text{C}$, a nad dnem $3,5^{\circ}\text{C}$. Na początku marca stwierdzono wyrównanie temperatury w całym słupie wody przy $3,2^{\circ}\text{C}$. Pod koniec miesiąca nastąpił wzrost temperatury do $4,0^{\circ}\text{C}$. Na początku trzeciej dekady kwietnia odnotowano szybki wzrost temperatury powierzchniowej warstwy wody do $12,2^{\circ}\text{C}$. W tym czasie między 3 a 5 metrem głębokości po raz pierwszy wystąpiła termoklina. Warstwa skoku termicznego, w okresie od kwietnia do pierwszych dni czerwca utrzymywała się między 4 a 8 metrem głębokości.

| [m] | 28.01. | 18.02. | 11.03. | 26.03. | 22.04. | 29.04. | 13.05. | 20.05. | 26.05. | 02.06. | 09.06. | 17.06. | 24.06. | 01.07. | 08.07. | 15.07. | 25.07. | 29.07. | 05.08. | 12.08. | 03.09. | 23.09. | 07.10. | 14.10. | 21.10. | 24.11. |
|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 0 | 0,2 | 0,2 | 3,2 | 4 | 12,2 | 14,4 | 15,3 | 18,2 | 19,8 | 17,7 | 17,4 | 18,8 | 18,2 | 24 | 24,8 | 28,1 | 24 | 23,1 | 22,6 | 22,8 | 22,4 | 20,1 | 15,6 | 13,4 | 10,2 | 6,8 |
| 1 | 0,5 | 0,5 | 3,2 | 4 | 12 | 13,9 | 15,2 | 16,8 | 19,6 | 17,2 | 17,2 | 18,3 | 17,9 | 22,1 | 22,6 | 25,6 | 23,7 | 22,1 | 22,6 | 22,6 | 21,6 | 19,8 | 15,6 | 13,2 | 10,2 | 6,8 |
| 2 | 1,2 | 1,2 | 3,2 | 4 | 11,8 | 13,1 | 15,1 | 16,4 | 19,3 | 16,9 | 17,1 | 18 | 17,8 | 21 | 21,4 | 23,3 | 23,2 | 21,6 | 22,4 | 22,2 | 21,4 | 19,3 | 15,6 | 13,2 | 10,2 | 6,8 |
| 3 | 1,5 | 1,4 | 3,2 | 4 | 11 | 12,5 | 15,1 | 16,3 | 18,7 | 16,7 | 17 | 17,9 | 17,8 | 19,8 | 21 | 21,9 | 22,5 | 21,3 | 22,2 | 22 | 21,3 | 18,8 | 15,6 | 13,2 | 10,2 | 6,8 |
| 4 | 1,8 | 1,6 | 3,2 | 4 | 8,8 | 12,2 | 15 | 15,6 | 18,2 | 16,7 | 16,9 | 17,7 | 17,7 | 18,8 | 19,2 | 20,8 | 21 | 21,3 | 21,7 | 21,9 | 21,2 | 18,6 | 15,6 | 13,2 | 10 | 6,8 |
| 5 | 2 | 2 | 3,2 | 4 | 6,6 | 11,8 | 13,5 | 14 | 16,4 | 16,1 | 16,7 | 17,6 | 17,7 | 18 | 18,6 | 20,2 | 20,3 | 21,3 | 21 | 21,8 | 21,1 | 18,4 | 15,6 | 13,2 | 10 | 6,8 |
| 6 | 2,4 | 2,4 | 3,2 | 4 | 5,8 | 9,2 | 9,9 | 11,9 | 14,2 | 12,4 | 16,6 | 17,5 | 17,2 | 17,2 | 17,4 | 18,4 | 18,1 | 20,2 | 19,6 | 18,9 | 21 | 18,3 | 15,5 | 13,2 | 10 | 6,8 |
| 7 | 2,8 | 2,8 | 3,2 | 4 | 5 | 6,6 | 6,9 | 8,2 | 9,6 | 9,3 | 16,2 | 17,3 | 16 | 16,1 | 16,3 | 16,5 | 16,6 | 16,6 | 16,6 | 16,7 | 20,4 | 18,1 | 15,5 | 13,2 | 10 | 6,8 |
| 8 | 3 | 3,2 | 3,2 | 4 | 5 | 5,2 | 6,1 | 6,8 | 8,1 | 8,1 | 14,1 | 14,7 | 13,1 | 14,8 | 14,8 | 14,8 | 14,5 | 14,3 | 14,3 | 14,1 | 14,7 | 17,2 | 15,5 | 13,2 | 10 | 6,8 |
| 9 | 3,4 | 3,4 | 3,2 | 4 | 5 | 5,2 | 5,8 | 6,5 | 7,2 | 7,3 | 9,6 | 10,8 | 10,2 | 12,2 | 12,2 | 12,2 | 12,1 | 12,1 | 12 | 12 | 12,6 | 14,1 | 15,3 | 13,2 | 10 | 6,8 |
| 10 | 3,6 | 3,4 | 3,2 | 4 | 5 | 5,2 | 5,5 | 6,4 | 6,8 | 7 | 8,3 | 9,3 | 8,9 | 9,4 | 9,5 | 10,1 | 10,6 | 10,7 | 10,4 | 10,6 | 10,8 | 11,4 | 13,9 | 13,1 | 10 | 6,8 |
| 11 | 3,6 | 3,4 | 3,2 | 4 | 5 | 5,2 | 5,5 | 6,4 | 6,6 | 6,9 | 7,7 | 8,2 | 8,2 | 8,6 | 8,8 | 9 | 9,5 | 9,5 | 9,5 | 9,7 | 9,9 | 10,2 | 10,7 | 10 | 10 | 6,8 |
| 12 | 3,6 | 3,6 | 3,2 | 4 | 5 | 5,2 | 5,5 | 6,2 | 6,5 | 6,6 | 7,4 | 7,8 | 7,9 | 8,1 | 8,2 | 8,5 | 9,3 | 9,3 | 9,3 | 9,4 | 9,5 | 9,7 | 10 | 9,8 | 9,4 | 6,8 |
| 13 | 3,6 | 3,6 | 3,2 | 4 | 5 | 5,2 | 5,5 | 6,1 | 6,2 | 6,4 | 7,2 | 7,7 | 7,7 | 7,9 | 8 | 8,2 | 9,1 | 9,1 | 9,1 | 9,2 | 9,3 | 9,5 | 9,7 | 9,4 | 9,2 | 6,8 |
| 14 | 3,6 | 3,6 | 3,2 | 4 | 5 | 5,2 | 5,5 | 6 | 6,1 | 6,3 | 7,1 | 7,5 | 7,5 | 7,7 | 7,8 | 8,1 | 8,6 | 8,8 | 8,8 | 8,9 | 8,9 | 9,2 | 9,2 | 9,2 | 9,2 | 6,8 |
| 15 | 3,6 | 3,6 | 3,2 | 4 | 5 | 5,2 | 5,5 | 6 | 6,1 | 6,2 | 6,9 | 7,1 | 7,3 | 7,4 | 7,7 | 7,7 | 8,3 | 8,3 | 8,4 | 8,5 | 8,7 | 9 | 9,1 | 9,1 | 9,1 | 6,8 |

Rys. 3032. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 2009 roku

Od czerwca do połowy października, dolna krawędź termokliny sięgała do 10–11 metra głębokości. W roku 2009 nie obserwowano, opisywanego w poprzednich latach, stopniowego obniżania się dolnej krawędzi termokliny w okresie jesiennym. Widoczne jest natomiast stopniowe obniżanie się górnej krawędzi termokliny, w okresie od lipca do połowy października, z 3 metra głębokości w lipcu do 11 metra, w październiku. Ponadto w lipcu stwierdzono występowanie termokliny powierzchniowej, obejmującej warstwę od powierzchni do 3 metra głębokości.

W roku 2010 termoklina pojawiła się w pierwszych dniach maja, między 4 i 6 metrem głębokości (rys. 33).

| [m] | 26.01. | 15.02 | 23.03 | 07.04 | 05.05 | 18.05 | 26.05 | 15.06 | 30.06 | 13.07 | 04.08 | 18.08 | 01.09 | 15.09 | 07.10 | 18.10 | 06.11 | 23.11 |
|-----|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 0,2 | 0,2 | 4 | 6 | 13,4 | 18,2 | 19,4 | 21,5 | 24,7 | 27,3 | 22 | 21,9 | 18,4 | 16,2 | 13 | 9,2 | 8 | 6 |
| 1 | 0,2 | 0,2 | 4 | 6 | 13,1 | 18 | 19 | 20,8 | 24,2 | 26,9 | 21,9 | 21,9 | 18,4 | 16,2 | 12,9 | 9,2 | 8 | 6 |
| 2 | 0,2 | 0,2 | 4 | 6 | 13 | 17,3 | 18,6 | 20,6 | 20,5 | 26,4 | 21,2 | 21,9 | 18,3 | 16 | 12,9 | 9,2 | 8 | 6 |
| 3 | 0,2 | 0,2 | 4 | 6 | 13 | 14,7 | 17,3 | 20,2 | 19 | 22 | 21,1 | 21,9 | 18,2 | 15,9 | 12,9 | 9,2 | 8 | 6 |
| 4 | 0,4 | 0,2 | 4 | 6 | 12,9 | 13,4 | 15,3 | 17,1 | 18,1 | 19,9 | 20,9 | 21,4 | 18 | 15,8 | 12,9 | 9,2 | 8 | 6 |
| 5 | 0,8 | 0,6 | 4 | 6 | 11,3 | 12,1 | 13,2 | 14 | 15,3 | 17,4 | 19,8 | 20,3 | 17,9 | 15,7 | 12,9 | 9,2 | 8 | 6 |
| 6 | 1 | 0,8 | 4 | 6 | 9,2 | 9,5 | 10,9 | 12,3 | 13 | 13,5 | 18,5 | 18,4 | 17,8 | 15,6 | 12,9 | 9,2 | 8 | 6 |
| 7 | 1,1 | 0,8 | 4 | 6 | 8,5 | 8,6 | 10,1 | 10,6 | 11,4 | 11,3 | 14,2 | 15,4 | 16,4 | 15,2 | 12,8 | 9,2 | 8 | 6 |
| 8 | 1,2 | 1 | 4 | 6 | 8,1 | 8,3 | 9,8 | 10,2 | 10,6 | 10,2 | 12,1 | 12,3 | 12 | 14,9 | 12,8 | 9,2 | 8 | 6 |
| 9 | 1,6 | 1,2 | 4 | 6 | 7,7 | 8 | 9,4 | 9,7 | 10 | 9,8 | 11 | 11 | 11,2 | 13 | 12,7 | 9,2 | 8 | 6 |
| 10 | 1,8 | 1,6 | 4 | 6 | 7,5 | 7,9 | 9,2 | 9,5 | 9,6 | 9,5 | 10,1 | 10,1 | 10,6 | 11 | 12,6 | 9,2 | 8 | 6 |
| 11 | 2,1 | 2 | 4 | 6 | 7,5 | 7,7 | 9 | 9,3 | 9,5 | 9,4 | 9,9 | 9,9 | 10 | 10,2 | 12,4 | 9,2 | 8 | 6 |
| 12 | 2,5 | 2,2 | 4 | 6 | 7,4 | 7,7 | 8,7 | 9,2 | 9,3 | 9,3 | 9,6 | 9,7 | 9,6 | 9,8 | 10,6 | 9,2 | 8 | 6 |
| 13 | 3,2 | 3,2 | 4 | 6 | 7,3 | 7,6 | 8,5 | 9,1 | 9,3 | 9,3 | 9,4 | 9,6 | 9,3 | 9,7 | 9,9 | 9,2 | 8 | 6 |
| 14 | 4 | 3,8 | 4 | 6 | 7,3 | 7,6 | 8,1 | 8,9 | 9,1 | 9 | 9,2 | 9,5 | 9,3 | 9,6 | 9,6 | 9,2 | 8 | 6 |
| 15 | 4,2 | 4 | 4 | 6 | 7,2 | 7,5 | 8,1 | 8,8 | 8,9 | 8,9 | 8,9 | 9,1 | 9,2 | 9,5 | 9,6 | 9,2 | 8 | 6 |

Rys. 3133. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 2010 roku

W miarę wzrostu temperatury wody warstwa skoku termicznego zwikszała swoją wysokość z 4 i 5 metrów w maju, do 6 metrów pod koniec czerwca oraz w lipcu. Z chwilą obniżenia się temperatury wody jesienią, odnotowano zmniejszanie zasięgu warstwy skoku termicznego do 5 metrów w sierpniu oraz 3 metrów we wrześniu i 2 metrów w październiku. Wraz ze zmniejszaniem wysokości termokliny obserwowano przemieszczanie się zarówno górnego jak i dolnego pułapu na większą głębokość. Pod koniec czerwca górny pułap termokliny znajdował się na pierwszym metrze, w lipcu między drugim a trzecim metrem głębokości, w sierpniu między trzecim a czwartym metrem głębokości. Na początku października warstwa skoku termicznego występowała między 11 a 12 metrem słupa wody. Pod koniec drugiej dekady października odnotowano homotermię przy temperaturze 9,2°C.

W roku 2011, podobnie jak w roku 2010 pojawienie się termokliny odnotowano w pierwszych dniach maja (rys. 34). W tym utrzymywała się między trzecim a piątym metrem słupa wody. W czerwcu termoklina miała między piątym a siódmym metrem i występowała między trzecim a ósmym metrem słupa wody.

| | 7.02 | 9.03 | 14.04 | 5.05 | 7.06 | 16.06 | 30.06 | 7.07 | 21.07 | 28.07 | 18.08 | 25.08 | 13.09 | 6.10 | 27.10 | 30.11 |
|-----|------|------|-------|------|------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|
| 0,3 | 0,2 | 4,2 | 7,3 | 14,6 | 23,2 | 23 | 22,1 | 19,7 | 21,1 | 21,3 | 23,4 | 23,8 | 20,4 | 17,7 | 11,4 | 7,6 |
| 1 | 0,3 | 4,2 | 7,3 | 14,1 | 22,5 | 22,5 | 22 | 19,1 | 20,6 | 20,3 | 22,8 | 23,7 | 20,2 | 17,5 | 11,4 | 7,6 |
| 2 | 0,4 | 4,2 | 7,3 | 13,5 | 21,8 | 21,8 | 21,9 | 18,5 | 19,3 | 19,8 | 22 | 23,6 | 20,1 | 17,3 | 11,3 | 7,6 |
| 3 | 0,5 | 4,2 | 7,3 | 13,2 | 21,6 | 21,6 | 21,4 | 18,3 | 19,2 | 19,6 | 21,2 | 22,2 | 19,9 | 17,3 | 11,3 | 7,6 |
| 4 | 0,8 | 4,2 | 7,3 | 12,1 | 20,8 | 21 | 20 | 18,1 | 19 | 19,5 | 20,5 | 21,6 | 19,8 | 17,2 | 11,3 | 7,6 |
| 5 | 1 | 4,2 | 7,3 | 10,8 | 16,2 | 18,5 | 18,8 | 18 | 18,8 | 19,4 | 19,8 | 20,6 | 19,6 | 17,2 | 11,3 | 7,6 |
| 6 | 1,2 | 4,2 | 7,3 | 10,3 | 14,1 | 12,8 | 17,7 | 17,8 | 18,2 | 19,2 | 19,4 | 19,3 | 19,6 | 17,2 | 11,2 | 7,6 |
| 7 | 1,4 | 4,2 | 7,3 | 9,8 | 11,2 | 10,5 | 13,6 | 17,1 | 18 | 18,6 | 18,8 | 18,5 | 19,6 | 17,1 | 11,2 | 7,6 |
| 8 | 2 | 4,2 | 7,3 | 9,2 | 9,8 | 9,4 | 10,5 | 10,7 | 11,8 | 14,8 | 16,9 | 17,4 | 17,1 | 17,1 | 11,2 | 7,6 |
| 9 | 2,5 | 4,2 | 7,3 | 8,5 | 9,1 | 9 | 9,7 | 9,6 | 10,1 | 11,8 | 13,5 | 15,9 | 13,6 | 16,5 | 11,2 | 7,6 |
| 10 | 3 | 4,2 | 7,3 | 8,1 | 8,8 | 8,7 | 9,2 | 9,2 | 9,4 | 10,3 | 11 | 13,6 | 11,4 | 13 | 11,2 | 7,6 |
| 11 | 3,2 | 4,2 | 7,3 | 8 | 8,6 | 8,6 | 9,1 | 8,9 | 9 | 9,5 | 10,1 | 11,8 | 10,7 | 11,2 | 11,2 | 7,6 |
| 12 | 3,2 | 4,2 | 7,3 | 7,6 | 8,4 | 8,5 | 8,9 | 8,8 | 8,9 | 9,4 | 9,6 | 11 | 10,5 | 10,5 | 11,2 | 7,6 |
| 13 | 3,2 | 4,2 | 7,3 | 7,6 | 8,4 | 8,5 | 8,7 | 8,7 | 8,7 | 9,3 | 9,6 | 10,3 | 10,2 | 10,2 | 11,2 | 7,6 |
| 14 | 3,2 | 4,2 | 7,3 | 7,6 | 8,3 | 8,3 | 8,5 | 8,6 | 8,6 | 9 | 9,5 | 9,6 | 9,8 | 9,8 | 11,2 | 7,6 |
| 15 | 3,2 | 4,2 | 7,3 | 7,6 | 8,1 | 8,1 | 8,2 | 8,2 | 8,3 | 8,7 | 8,9 | 9,1 | 9,2 | 9,3 | 11,2 | 7,6 |

Rys. 3234. Temperatura wody zbiornika pławniowickiego w 2011 roku

Na skutek obniżenia temperatury powietrza, w lipcu odnotowano wyraźny spadek temperatury obejmujący czterometrowe warstwy słupa wody. Spadek temperatury spowodował, że warstwa termokliny, w okresie od pierwszych dni lipca do połowy września, występowała między siódmym i dziewiątym metrem do końca drugiej dekady lipca, oraz między siódmym i jedenastym metrem w sierpniu. Obniżenie górnego pułapu termokliny do dziewiętego metra słupa wody odnotowano z początkiem cyrkulacji jesiennej w pierwszych dniach października. Na początku trzeciej dekady tego miesiąca stwierdzono homotermię przy temperaturze wody 11,2°C.

8.2. Stosunki tlenowe

Badania stosunków tlenowych kształtujących się w pierwszym okresie istnienia zbiornika przeprowadzono w roku 1976. Był to jedyny rok, w którym nie odnotowano braku tlenu w przydennych warstwach wody.

| [m] | 25.01 | 15.02 | 20.03 | 09.04 | 28.04 | 17.05 | 31.05 | 15.06 | 27.07 | 03.09 | 08.10 | 15.11 | 10.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 12,8 | 11,6 | 11,2 | 10,6 | 8,2 | 8,8 | 10,6 | 10,4 | 11,6 |
| 1 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 12,4 | 11,8 | 11,2 | 10,6 | 8,4 | 8,8 | 10,6 | 10,4 | 11,6 |
| 2 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 12,4 | 11,8 | 11 | 10,6 | 8,4 | 8,8 | 10,6 | 10,4 | 11,6 |
| 3 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 12,4 | 11,8 | 11 | 10,2 | 8,4 | 8,8 | 10,4 | 10,4 | 11,6 |
| 4 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 12 | 12 | 11 | 10,2 | 8,4 | 8,8 | 10 | 10,4 | 11,6 |
| 5 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 11,8 | 12 | 11 | 10,2 | 8,2 | 8,8 | 9,4 | 10,4 | 11,6 |
| 6 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 11,8 | 10,6 | 9,8 | 9 | 8 | 7,4 | 9,4 | 10,4 | 11,6 |
| 7 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 11,6 | 10,4 | 9,8 | 7,8 | 7,8 | 6,2 | 9,2 | 10,4 | 11,6 |
| 8 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 11,6 | 10,2 | 9,8 | 7,6 | 6,6 | 5 | 9 | 10,4 | 11,6 |
| 9 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 11 | 10 | 9 | 7,2 | 5,4 | 3,6 | 9 | 10,4 | 11,6 |
| 10 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,8 | 10,2 | 9,2 | 8,4 | 7 | 5,4 | 2,2 | 9 | 10,4 | 11,6 |
| 11 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 12,2 | 10 | 9 | 8 | 7 | 5,2 | 2 | 7,6 | 10,4 | 11,6 |
| 12 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 11,8 | 9,6 | 9 | 8 | 7 | 4,8 | 1,6 | 7,2 | 10,4 | 11,6 |
| 13 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 11,2 | 9,4 | 8,8 | 7,8 | 6,8 | 4,2 | 1,2 | 7 | 10,4 | 11,6 |
| 14 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 10,6 | 9,4 | 8,4 | 7,8 | 6,8 | 4,2 | 1 | 6,8 | 10,4 | 11,6 |
| 15 | 12,2 | 12,6 | 12,8 | 10,2 | 9 | 8,2 | 7,6 | 6,6 | 4 | 1 | 6 | 10,4 | 11,6 |

Rys. 33. Stężenie tlenu [$\text{mg O}_2/\text{dm}^3$] w wodzie zbiornika Pławniowice – 1976 r.

Uchwycono jednak wyraźną skłonność do wyczerpywania tlenu, w warstwie hypolimnionu, w okresie od lipca do pierwszych dni września (rys. 35). W okresie zimowym a następnie podczas cyrkulacji wiosennej, masy wody natlenione były w wysokim stopniu. Stężenie tlenu w tym okresie wynosiło od 12,2 do 10,2 $\text{mg O}_2/\text{dm}^3$. Warstw skoku tlenowego zaobserwowano na początku drugiej dekady maja. Oksykliny o gradiencie 1,4 $\text{mg O}_2/\text{m}$, występowały między 5 a 6 metrem głębokości. W połowie czerwca skok tlenowy zwikszył swój zasięg i obejmował warstwy trzech metrów, między 5 a 7 metrem głębokości. Od połowy maja a do końca drugiej dekady października obserwowano stopniowe obniżanie się dolnej granicy warstwy oksykliny, z 6 metra głębokości w maju do 11 metra w październiku. Natomiast górna krawędź oksykliny utrzymywała się na 5 metrze głębokości. Skutki cyrkulacji jesiennej dało się zaobserwować na początku października. Oksykлина obniżyła swoje położenie i występowała między 10 a 11 metrem głębokości. Od powierzchni w kierunku dna nastąpił wzrost stężenia tlenu w wodzie zbiornika. W czasie mieszania jesiennego stężenie tlenu wzrosło w całej objętości zbiornika i wynosiło, w listopadzie i grudniu 10,4 i 11,6 $\text{mg O}_2/\text{dm}^3$. Kolejne badania, przeprowadzone w latach 1993–1994 oraz 1996–1998 badania wykazały, że sytuacja tlenowa w zbiorniku pławniowickim jest krytyczna (Rys. 36).

| [m] | 26.01 | 26.02 | 27.03 | 07.04 | 28.04 | 12.05 | 26.05 | 06.06 | 23.06 | 13.07 | 28.07 | 17.08 | 07.09 | 20.09 | 05.10 | 26.10 | 17.11 | 12.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 12,2 | 12,5 | 11,4 | 11,2 | 11 | 11 | 11 | 11 | 13 | 13,2 | 13 | 13 | 13 | 11,4 | 10,8 | 7,4 | 7,8 | 10,6 |
| 1 | 12,2 | 12,5 | 11,4 | 11,2 | 11 | 11 | 11 | 11 | 13 | 13,2 | 13 | 13 | 13 | 11,2 | 10,6 | 7,4 | 7,8 | 10,6 |
| 2 | 12,2 | 12,5 | 11,4 | 11,2 | 11 | 10,7 | 11 | 11 | 13 | 13,2 | 13 | 13,5 | 13 | 11,2 | 10 | 7,4 | 7,8 | 10,6 |
| 3 | 12,2 | 12,5 | 11,4 | 11 | 11 | 9,9 | 11 | 11 | 11,4 | 13,2 | 13,5 | 13,5 | 12,8 | 11,2 | 10 | 7,4 | 7,8 | 10,6 |
| 4 | 12,2 | 12,5 | 11,4 | 10,6 | 10,6 | 9,1 | 10,2 | 10,4 | 10,8 | 12,1 | 13 | 13,5 | 12,1 | 11,2 | 10 | 7,4 | 7,8 | 10,6 |
| 5 | 12,2 | 12,5 | 11,2 | 10,2 | 10 | 7,8 | 8 | 8,2 | 8,6 | 11 | 11 | 11,1 | 11,8 | 10 | 10 | 7,4 | 7,8 | 10,6 |
| 6 | 12,2 | 12,5 | 11 | 10 | 10 | 7,8 | 6,4 | 7 | 6 | 8,2 | 8 | 8,4 | 11,1 | 9,8 | 9,8 | 7,4 | 7,8 | 10,6 |
| 7 | 12,2 | 12,5 | 10,6 | 9,8 | 9,4 | 7,2 | 6 | 5,8 | 4,8 | 4,4 | 2,2 | 7,2 | 8 | 8,6 | 9,4 | 7,4 | 7,8 | 10,6 |
| 8 | 12,2 | 12,5 | 10,4 | 9,4 | 8 | 6 | 6 | 5,2 | 3,6 | 1,8 | 0,8 | 0 | 0,8 | 7,4 | 8,2 | 7,4 | 7,8 | 10,6 |
| 9 | 12,2 | 12,5 | 10 | 9 | 7,8 | 6 | 5,8 | 4,8 | 3,6 | 0,6 | 0 | 0 | 0 | 2 | 6,2 | 7,2 | 7,8 | 10,6 |
| 10 | 12,2 | 12,2 | 10 | 8,4 | 7 | 6 | 5,4 | 4,6 | 3,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1,8 | 7,2 | 7,8 | 10,6 |
| 11 | 12,2 | 12 | 10 | 8 | 6,8 | 6 | 5 | 4,2 | 3,2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 7,8 | 10,6 |
| 12 | 12,2 | 12 | 10 | 8 | 6,4 | 6 | 5 | 4 | 3,2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1,6 | 7,8 | 10,6 |
| 13 | 12,2 | 11,8 | 10 | 8 | 6 | 6 | 4,8 | 3 | 2,8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,4 | 7,2 | 10,6 |
| 14 | 12,2 | 11,6 | 10 | 8 | 6 | 5,8 | 4 | 3 | 2,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6,6 | 10,6 |
| 15 | 12,2 | 11,4 | 9,8 | 8 | 6 | 5,8 | 3,4 | 3 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 10,6 |

Rys. 3436. Stężenie tlenu w wodzie zbiornika pławniowickiego w 1993 r.

W okresie od stycznia do końca marca stężenie tlenu w wodzie wynosiło od 10 do 12,5 mg O₂/dm³. Jednak już w pierwszej dekadzie kwietnia dało się zauważyć stopniowe zmniejszanie się ilości tlenu postępującej od dna w kierunku powierzchni.

W czasie stagnacji letniej, epilimnion stanowiła jedynie 4-metrowa warstwa wody. Po raz pierwszy skot tlenowy o gradiencie 1,3 mgO₂/m, między 4 a 5 metrem głębokości, odnotowano na początku drugiej dekady maja. Powyżej górnej krawędzi oksykliny (4 metr głębokości) stężenie tlenu w wodzie było bardzo wysokie. Dolna granica epilimnionu na 4 metrze głębokości, odpowiadająca górnej granicy oksykliny, utrzymywała się od drugiej dekady maja do trzeciej dekady września. Wskazuje to na silną stratyfikację, ograniczając kontakt między epilimnionem a bentonicznymi masami wody.

Od drugiej dekady maja do trzeciej dekady października dolna krawędź skoku tlenowego stopniowo obniżała się, z 5 metra w maju do 13 metra w październiku. Początki wyczerpywania tlenu w hypolimnionie odnotowano pod koniec kwietnia. Ubytki obejmowały warstwę wody od dna do 8 metra głębokości. W okresie od początku drugiej dekady lipca do końca drugiej dekady września poniżej 9 metra głębokości utrzymywał się całkowity deficyt tlenowy. Spadek temperatury jesieni oraz początki cyrkulacji jesiennej stopniowo poprawiały sytuację, lecz jeszcze do końca października w przydennej warstwie wody utrzymywały się warunki beztlenowe.

Badania przeprowadzone w roku 1996 wykazały pogarszające się warunki tlenowe. (rys. 37). Od stycznia do drugiej dekady kwietnia stężenie tlenu w wodzie było wysokie, wynosiło od 10,4 do 12 mg O₂/dm³. Natomiast już w pierwszych dniach maja odnotowano całkowity brak tlenu w 2-metrowej warstwie wody nad dnem, przy jednoczesnym silnym przetlenowaniu wody w epilimnionie – 15 mg O₂/dm³. Od pierwszych dni maja obserwowano stopniowe całkowite wyczerpywanie tlenu w głębszej, 9-metrowej warstwie wody od dna w kierunku powierzchni. W lipcu i sierpniu odnotowano wybitnie niekorzystne warunki tlenowe. W pięciometrowej miłości epilimnionie stężenie tlenu wynosiło od 3,8 do 14 mg O₂/dm³, natomiast poniżej zalegał całkowicie pozbawiony tlenu hypolimnion. W okresie stagnacji letniej obserwowano kilkakrotnie podwójną oksyklinę. Górna, powierzchniowa, była skutkiem intensywnej fotosyntezy, natomiast dolna – skutkiem intensywnych procesów rozkładu. Od początku maja do połowy lipca dolna krawędź oksykliny przemieszczała się w kierunku powierzchni, dochodząc do 6 metra głębokości. Przemieszczanie to miało charakter systematyczny, stopniowy. Następnie, od końca sierpnia do ostatnich dni października, dolna krawędź oksykliny obniżała się z 6 do 13 metra głębokości, przy czym obniżanie przebiegało skokowo, bardziej dynamicznie.

| [m] | 15.01 | 26.02 | 20.03 | 04.04 | 18.04 | 05.05 | 20.05 | 05.06 | 25.06 | 15.07 | 05.08 | 28.08 | 12.09 | 30.09 | 15.10 | 28.10 | 20.11. | 02.12 | 16.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| 0,3 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11 | 12 | 15,4 | 16 | 14,8 | 11 | 11,4 | 14 | 14,4 | 13,4 | 11,4 | 11 | 10 | 8 | 10,2 | 12 |
| 1 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11 | 12 | 15,4 | 15,6 | 14,8 | 10,6 | 11 | 14 | 14,4 | 13 | 11,2 | 11 | 10 | 8 | 10,2 | 12 |
| 2 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11 | 12 | 15 | 15 | 12 | 10 | 10,8 | 14 | 14 | 13 | 11 | 11 | 10 | 8 | 10,2 | 12 |
| 3 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11 | 11,4 | 15 | 14,4 | 12 | 8 | 10,4 | 10,2 | 12,8 | 12,8 | 10,6 | 10,6 | 9,6 | 8 | 10,2 | 12 |
| 4 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11 | 11 | 14,8 | 13,2 | 12 | 6 | 5 | 10 | 11 | 12,4 | 10,4 | 10 | 9,2 | 8 | 10,2 | 12 |
| 5 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11 | 10,4 | 12 | 12 | 10 | 5,4 | 3,8 | 5,2 | 10,4 | 12,2 | 10 | 9,2 | 8,8 | 8 | 10,2 | 12 |
| 6 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11 | 10,4 | 11,8 | 10 | 5 | 5 | 0 | 0 | 0,6 | 11 | 9,8 | 8,6 | 8,4 | 8 | 10,2 | 12 |
| 7 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11 | 10,4 | 11,4 | 9,6 | 4,6 | 4,4 | 0 | 0 | 0 | 9,6 | 9,4 | 7,8 | 8 | 8 | 10,2 | 12 |
| 8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11 | 10,4 | 10,8 | 9,2 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 9 | 6,8 | 7,6 | 8 | 10,2 | 12 |
| 9 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11 | 10,4 | 10 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 5 | 6 | 7 | 8 | 10,2 | 12 |
| 10 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11 | 10,4 | 9,4 | 4,2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5,4 | 6,3 | 7,2 | 10,2 | 12 |
| 11 | 11 | 11 | 11,2 | 11 | 10,4 | 5,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2,6 | 5,4 | 7 | 10,2 | 12 |
| 12 | 10,8 | 10,8 | 11,2 | 11 | 10,4 | 2,5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1,4 | 6,4 | 10,2 | 12 |
| 13 | 10,8 | 10,6 | 11,2 | 11 | 10,4 | 0,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,6 | 5,8 | 10,2 | 12 |
| 14 | 10,6 | 10,4 | 11,2 | 11 | 10,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5,2 | 10,2 | 12 |
| 15 | 10,4 | 10,4 | 11,2 | 11 | 10,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 10,2 | 12 |

Rys. 3537. Stężenie tlenu w wodzie zbiornika Pławniowice w 1996 r.

Porównując kształtowanie się uwarstwienia tlenowego w latach 1993 i 1996 widać wyraźną różnicę, polegającą na znacznie bardziej rozbudowanej oksyklinie w roku 1996. Powodem było wcześniejsze oraz zdecydowanie szybsze wyczerpywanie tlenu w przydennych warstwach wody. Kształtowanie się oksykliny było powodowane z jednej strony natlenianiem epilimnionu przez intensywny proces fotosyntezy, z drugiej natomiast, procesami rozkładu zachodzącymi w głębszych warstwach wody. Nie można oprzeć się wrażeniu, że kształtowanie się stratyfikacji tlenowej w roku 1993 było „asymetryczne” natomiast w roku 1996 „symetryczne” względem osi czasu, którą wyznaczały miesiące lipiec i sierpień.

Badania prowadzone w roku 1997 wykazały, że stosunki tlenowe w zbiorniku ulegały dalszemu pogorszeniu (rys. 38). Po raz pierwszy zanotowano pojawienie się ubytków tlenu w przydennych warstwach wody, w okresie zimowym. W styczniu i lutym odnotowano występowanie skoku tlenowego o gradientach 2,4 i 3 mgO₂/m, na głębokości 11 i 12 metrów głębokości. W wyniku cyrkulacji wiosennej stężenie tlenu w wodzie osiągnęło 12,6 mgO₂/dm³ w marcu oraz w kwietniu. Pod koniec trzeciej dekady kwietnia stężenie tlenu w górnej 4-metrowej warstwie wody wzrosło do 13,4 mgO₂/dm³ wskutek intensywnej fotosyntezy.

Wysokie stężenia tlenu w epilimnionie utrzymywały się w okresie od trzeciej dekady kwietnia do połowy października. Pod koniec trzeciej dekady maja odnotowano początki wyczerpywania tlenu w przydennych warstwach wody. Całkowity brak tlenu stwierdzono w pierwszych dniach czerwca, w 2-metrowej warstwie wody nad dnem. Od tego momentu deficyt tlenu w hypolimnionie zwiększał się bardzo szybko. Pod koniec lipca stwierdzono całkowity brak tlenu w wodzie poniżej 7 metrów głębokości a pod koniec sierpnia tlen występował już tylko w 4-metrowej warstwie epilimnionu. Poniżej zalegała 11-metrowa warstwa wody całkowicie pozbawiona tlenu. Taka sytuacja utrzymywała się do końca września.

Warstwa skoku tlenowego, powstająca w wyniku wyczerpywania tlenu, w okresie od końca maja do początku lipca występowała między 9 a 12 metrem głębokości. W miarę narastania deficytu tlenu oksykliną przemieszczała się do górnych warstw wody. Od drugiej dekady sierpnia do końca września utrzymywała się między 2 a 5 metrem głębokości. W połowie października zanotowano rozciąganie oksykliny, która osiągnęła między 5m, między 2 a 7 metrem głębokości. W czasie cyrkulacji jesiennej oksykliną obniżała swoje położenie. Mimo stopniowego wzrostu stężenia tlenu, w połowie listopada występował skok tlenowy między 8 a 13 metrem, a w połowie grudnia między 12 a 14 metrem głębokości.

| [m] | 25.01 | 04.02 | 15.02 | 01.03 | 01.04 | 20.04 | 08.05 | 27.05 | 05.06 | 25.06 | 10.07 | 28.07 | 12.08 | 29.08 | 16.09 | 25.09 | 14.10 | 02.11 | 25.11 | 15.12 | 30.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 12 | 12 | 11,4 | 12,6 | 12,4 | 13,4 | 13 | 13,4 | 14 | 14 | 13,8 | 12 | 12 | 12,8 | 14,4 | 14,4 | 14 | 10 | 11 | 11,2 | 11,6 |
| 1 | 12 | 12 | 11,4 | 12,6 | 12,4 | 13,4 | 13 | 13,4 | 13,8 | 13,6 | 13,8 | 12 | 12 | 12,8 | 14,4 | 14,4 | 13,8 | 10 | 11 | 11,2 | 11,6 |
| 2 | 12 | 12 | 11,4 | 12,6 | 12,4 | 13,4 | 13 | 13,4 | 13,6 | 13 | 13 | 11,8 | 12 | 12,8 | 14 | 14,2 | 13,8 | 10 | 11 | 11,2 | 11,6 |
| 3 | 12 | 12 | 11,4 | 12,6 | 12,4 | 13,4 | 13 | 13,4 | 13 | 12,6 | 12,2 | 10 | 11,6 | 9,8 | 10,2 | 12 | 12,2 | 9,4 | 11 | 11,2 | 11,2 |
| 4 | 12 | 12 | 11,4 | 12,6 | 12,4 | 13,4 | 13 | 13,4 | 12,6 | 12 | 11,6 | 9 | 9 | 7,2 | 7 | 7 | 11 | 9 | 11 | 11,2 | 11 |
| 5 | 12 | 12 | 11,4 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 12,2 | 12,2 | 11,8 | 11,4 | 11 | 9 | 5,6 | 0 | 0 | 0 | 9,6 | 9 | 11 | 11,2 | 11 |
| 6 | 12 | 12 | 11,4 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 12,2 | 12,2 | 11 | 10,8 | 10,4 | 8,8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7,2 | 8,4 | 11 | 10,4 | 10,4 |
| 7 | 12 | 12 | 11,4 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 12,2 | 12,2 | 10,2 | 10,4 | 10 | 5,6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6,8 | 11 | 9,4 | 10 |
| 8 | 12 | 11 | 11 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 11,8 | 12,2 | 9,4 | 9,8 | 9,2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 11 | 8,6 | 9,2 |
| 9 | 12 | 11,2 | 10,2 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 11 | 12,2 | 9 | 9 | 9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7,2 | 7,8 | 8,4 |
| 10 | 11,2 | 10,6 | 9,6 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 10,4 | 11,4 | 5 | 5,2 | 8,2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5,2 | 7 | 7,6 |
| 11 | 10,4 | 9,8 | 9 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 10 | 10 | 1,8 | 2 | 4,8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 6,8 | 7 |
| 12 | 9,6 | 9 | 6 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 10 | 5 | 1 | 1,2 | 0,8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 6,4 | 6,2 |
| 13 | 6 | 6 | 6 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 10 | 5 | 0,4 | 0,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,8 | 5 | 5,6 |
| 14 | 6 | 6 | 5,5 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 10 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 |
| 15 | 6 | 5,5 | 5 | 12,6 | 12,4 | 12,4 | 10 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 |

Rys. 3638. Stężenie tlenu w wodzie zbiornika pławniowickiego w 1997 r.

W grudniu 2003 roku uruchomiono urządzenie (rura Olszewskiego) umożliwiające odprowadzanie wód hypolimnionu. W roku 2004 pomiary stężenia tlenu rozpoczęto w maju (rys. 39). Już w pierwszych dniach maja zanotowano wzrost stężenia tlenu w powierzchniowej warstwie wody, wskazujący na początki rozwoju zielenic. Jednocześnie nie w całym słupie wody stężenie tlenu było wysokie, wynosiło $13,6 \text{ mgO}_2/\text{dm}^3$ przy powierzchni i $10,4 \text{ mgO}_2/\text{dm}^3$ w przydennej warstwie wody. Na początku drugiej dekady maja odnotowano pojawienie się skoku tlenowego między 5 i 6 metrem głębokości o gradientie $1,2 \text{ mgO}_2/\text{m}$. Powodem pojawienia się oksykliny był wzrost stężenia tlenu w epilimnionie na skutek nasilenia procesów fotosyntezy. W tym czasie obserwowano także zmniejszanie się stężenia tlenu w przydennych warstwach wody. Na początku trzeciej dekady maja oksykлина wystąpiła między 5 i 8 metrem głębokości. W tym przypadku na kształtowanie się skoku tlenowego wpływ wywarł zarówno wzrost stężenia tlenu w epilimnionie jak i obniżenie stężenia tlenu w głębszych warstwach wody.

Od trzeciej dekady maja obserwowano zmniejszanie się stężenia tlenu postępujące od dna w kierunku powierzchni. Spowodowało to przemieszczenie skoku tlenowego ku górnym warstwom słupa wody. W ostatnich dniach maja i pierwszych dniach czerwca oksykлина wystąpiła między 2 i 5 metrem głębokości. W połowie czerwca zakończył się pierwszy zakwit zielenic i stężenie tlenu zmniejszyło się z $12,6$ do $10,3 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ w powierzchniowej 4-metrowej warstwie wody. Pod koniec czerwca ponownie nasiliły się procesy produkcji pierwotnej, które spowodowały ponowny wzrost stężenia tlenu w epilimnionie, trwający od końca czerwca do końca lipca. W tym okresie warstwa skoku tlenowego początkowo wystąpiła między 5 i 9 metrem głębokości, po czym stopniowo przemieszczała się ku powierzchni i pod koniec lipca wystąpiła między 2 a 7 metrem głębokości.

Pod koniec lipca intensywność procesów produkcji pierwotnej osłabła i stężenie tlenu na przecięg dwóch dekad sierpnia zmniejszyło się z $12,8$ do $10,2 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$. Ostatni, trwający około 2 tygodni zakwit, spowodował krótkotrwały wzrost stężenia tlenu w epilimnionie.

Kształtowanie się uwarstwienia tlenowego (rys. 39) wskazuje na charakterystyczne, cykliczne przemieszczanie się warstwy skoku tlenowego. Początkowo, od maja do pierwszych dni czerwca oksykлина przemieszczała się ku powierzchni wody. Następnie, w okresie od pierwszych do ostatnich dni czerwca obniżała się, aby pod koniec lipca znowu przemieściła się ku powierzchni. Kolejne obniżenie poziomu występowania skoku tlenowego nastąpiło w sierpniu.

| [m] | 06.05 | 12.05. | 21.05. | 28.05. | 04.06. | 14.06. | 21.06. | 30.06. | 14.07. | 20.07. | 28.07. | 04.08. | 17.08. | 30.08. | 07.09. | 21.09. | 05.10. | 15.10. | 22.10. | 28.10. | 8.11. | 30.11. |
|-----|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| p | 13,6 | 13,9 | 13,8 | 13,6 | 14,1 | 12,6 | 10,3 | 11,5 | 12,1 | 12,8 | 11,2 | 10,0 | 10,8 | 12,4 | 11,9 | 8,4 | 9,8 | 9,5 | 9,0 | 9,5 | 9,0 | 11,7 |
| 1 | 13,6 | 13,9 | 13,8 | 13,6 | 14,1 | 12,6 | 10,0 | 11,5 | 12,0 | 13,8 | 11,2 | 10,0 | 10,8 | 12,4 | 12,7 | 8,3 | 9,8 | 9,5 | 8,8 | 9,5 | 8,9 | 11,5 |
| 2 | 13,6 | 13,9 | 13,8 | 13,6 | 13,7 | 12,4 | 10,0 | 11,5 | 11,9 | 15,5 | 11,2 | 9,9 | 10,7 | 12,4 | 12,0 | 8,3 | 9,8 | 9,5 | 8,6 | 9,5 | 8,8 | 11,3 |
| 3 | 12,8 | 13,6 | 13,8 | 13,0 | 12,7 | 12,3 | 10,0 | 11,3 | 11,9 | 13,5 | 11,2 | 9,9 | 10,5 | 11,8 | 8,4 | 8,3 | 9,6 | 9,5 | 8,3 | 9,4 | 8,7 | 11,2 |
| 4 | 12,5 | 13,3 | 13,2 | 11,8 | 11,6 | 12,2 | 10,0 | 11,2 | 11,8 | 11,7 | 11,2 | 9,7 | 9,9 | 10,9 | 7,3 | 8,3 | 9,5 | 9,4 | 8,2 | 9,3 | 8,7 | 11,2 |
| 5 | 12,5 | 13,2 | 13,2 | 10,2 | 10,5 | 9,4 | 9,6 | 10,9 | 11,6 | 8,7 | 6,4 | 9,1 | 9,0 | 10,6 | 5,7 | 8,2 | 9,2 | 9,2 | 8,2 | 9,0 | 8,7 | 11,2 |
| 6 | 12,5 | 12,0 | 12,0 | 10,0 | 10,0 | 7,6 | 6,1 | 7,4 | 3,3 | 4,7 | 0,6 | 1,3 | 4,8 | 3,2 | 4,2 | 8,2 | 9,1 | 9,2 | 8,2 | 9,0 | 8,7 | 11,2 |
| 7 | 12,4 | 11,6 | 11,5 | 9,5 | 9,0 | 6,8 | 5,6 | 3,9 | 1,1 | 1,0 | 0,0 | 0,0 | 0,9 | 0,0 | 0,0 | 7,9 | 8,9 | 9,2 | 8,2 | 9,0 | 8,7 | 11,2 |
| 8 | 12,4 | 10,9 | 10,2 | 9,5 | 7,6 | 5,5 | 5,6 | 2,8 | 0,6 | 0,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,4 | 8,8 | 9,2 | 8,2 | 9,0 | 8,7 | 11,2 |
| 9 | 12,1 | 10,7 | 10,2 | 9,5 | 7,3 | 5,5 | 5,0 | 1,7 | 0,5 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 8,4 | 9,2 | 8,1 | 8,8 | 8,7 | 11,2 |
| 10 | 11,9 | 10,4 | 10,2 | 9,5 | 7,2 | 5,4 | 4,1 | 1,3 | 0,4 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 9,2 | 8,0 | 8,8 | 8,7 | 11,2 |
| 11 | 11,5 | 10,2 | 10,2 | 9,2 | 7,0 | 4,8 | 3,3 | 0,9 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 9,1 | 8,0 | 8,8 | 8,7 | 11,2 |
| 12 | 11,2 | 9,9 | 9,5 | 8,8 | 6,8 | 4,8 | 2,9 | 0,8 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 7,8 | 8,5 | 8,7 | 11,2 |
| 13 | 11,0 | 9,9 | 9,5 | 8,0 | 5,5 | 4,7 | 2,8 | 0,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,7 | 8,7 | 11,2 |
| 14 | 10,6 | 9,9 | 9,0 | 7,8 | 5,0 | 4,4 | 2,6 | 0,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,0 | 8,7 | 11,2 |
| 15 | 10,4 | 8,4 | 8,4 | 7,8 | 5,0 | 4,4 | 1,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,2 | 8,7 | 11,2 |

Rys. 3739. Stężenie tlenu w wodzie zbiornika Pławniowice w 2004 r.

Na pocztku wrzenia górna krawędź oksykliny ponownie wystąpiła blisko powierzchni lustra wody. Od pierwszych dni wrzenia do początku trzeciej dekady października skok tlenowy stopniowo przemieszczał się w kierunku dna zbiornika. Ostatni raz w tym roku odnotowano skok tlenowy na początku trzeciej dekady października między 12 a 13 metrem głębokości. Gradient wynosił $7,8 \text{ mgO}_2/\text{m}$.

Proces wyczerpywania tlenu w hypolimnionie rozpoczął się w połowie maja. Nasilił się następnie w pierwszych dniach czerwca. Pod koniec czerwca po raz pierwszy odnotowano całkowity brak tlenu obejmujący początkowo 1-metrową warstwę wody nad dnem. W połowie lipca anoksja wystąpiła w 4-metrowej warstwie wody nad dnem a pod koniec lipca całkowity brak tlenu stwierdzono poniżej 6 metra głębokości. W ciągu następujących tygodni stagnacji letniej aż do końca pierwszej dekady wrzenia, odnotowano całkowity brak tlenu poniżej 6 metra głębokości. Od trzeciej dekady wrzenia do trzeciej dekady października deficyt tlenu w hypolimnionie ustąpił. Stężenie tlenu stopniowo wzrastało od powierzchni w kierunku dna. W ostatnich dniach października odnotowano występowanie tlenu w całym słupie wody a na początku listopada stwierdzono homooksygenię przy stężeniu $8,7 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ w całym słupie wody. Pod koniec miesiąca stężenie tlenu w całym słupie wody osiągnęło wartość $11,2 \text{ mgO}_2/\text{dm}^3$.

W roku 2005 skok tlenowy pojawił się na początku czerwca, czyli o cały miesiąc później niż w roku 2005 (rys. 40). Jeszcze w pierwszej dekadzie maja wystąpiła homooksygenia natomiast na początku czerwca stwierdzono wyraźną tendencję spadkową stężenia tlenu w hypolimnionie. Należy podkreślić, że wysokie stężenia tlenu w okresie cyrkulacji wiosennej, przebiegającej w niskich temperaturach, są konsekwencją intensywnego napowietrzania wody. Natomiast wysokie stężenia tlenu w epilimnionie pojawiające się w okresie stagnacji letniej, przy wyższych temperaturach, są zjawiskiem niekorzystnym, wskazującym na intensywną fotosyntezę wynikającą ze stanu wysokiej trofii zbiornika.

Okresy podwyższonych stężeń tlenu w epilimnionie wskazujące na nasilenie fotosyntezy a tym samym na zakwity glonów, w roku 2005 kształtowały się odwrotnie niż w roku 2004. Pierwszy, trwający najkrócej kwiat obserwowano pod koniec pierwszej dekady czerwca. Stężenie tlenu wynosiło $11,4 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ w 4-metrowej warstwie epilimnionu. W tym czasie obserwowano spadek stężenia tlenu w hypolimnionie. Kolejny okres podwyższonego stężenia tlenu wynikający z procesów produkcji pierwotnej miał miejsce od końca czerwca do połowy lipca. Wysokie stężenia tlenu wystąpiły w 4-metrowym epilimnionie.

| [m] | 17.01. | 20.02. | 15.03. | 05.04. | 20.04. | 10.05. | 07.06. | 14.06. | 27.06. | 13.07. | 25.07. | 02.08. | 22.08. | 12.09. | 24.09. | 04.10. | 17.10. | 05.11. | 14.11. | 13.12. |
|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 0,3 | 11,4 | 11,4 | 12,2 | 12,4 | 11,6 | 11,6 | 11,7 | 9,3 | 12,3 | 10 | 9,6 | 11,7 | 10,2 | 11,3 | 11,5 | 11,6 | 10,2 | 8,9 | 10,9 | 11,6 |
| 1 | 11,4 | 11,4 | 12,2 | 12,4 | 11,6 | 11,6 | 11,4 | 9,3 | 12,3 | 10,5 | 9,5 | 11,9 | 10,5 | 11,4 | 11,5 | 11,6 | 10,1 | 8,7 | 10,9 | 11,6 |
| 2 | 11,4 | 11,4 | 12,2 | 12,4 | 11,4 | 11,5 | 11,5 | 9,3 | 12,2 | 10,9 | 9,4 | 12 | 10,4 | 11,2 | 11,3 | 11,6 | 10,0 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 3 | 11,4 | 11,4 | 12 | 12,2 | 11,2 | 11,1 | 11,4 | 9,3 | 11,2 | 10,5 | 9,3 | 12,5 | 9,3 | 11,1 | 11,2 | 11,5 | 9,9 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 4 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 12 | 11 | 11 | 11,4 | 9,3 | 10,8 | 9,9 | 9,3 | 9,78 | 8,8 | 10,9 | 10,8 | 10,3 | 9,9 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 5 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 11 | 9,2 | 9,2 | 5,5 | 6,7 | 9,3 | 6,01 | 8,0 | 10,2 | 10,3 | 10,4 | 9,9 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 6 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 11 | 11 | 8,4 | 9,1 | 3,6 | 2,7 | 8,2 | 2,28 | 7,1 | 4,6 | 8,2 | 10,2 | 9,8 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 7 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 11 | 10,8 | 5,9 | 5,1 | 1,9 | 0,5 | 0 | 0 | 4,0 | 1,8 | 6,2 | 9,4 | 9,8 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 8 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 11 | 10,8 | 4,7 | 3,6 | 1,0 | 0 | 0 | 0 | 0,4 | 0 | 3,5 | 6,8 | 9,7 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 9 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 11 | 10,7 | 3,7 | 2,8 | 0,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9,2 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 10 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 11 | 10,4 | 3,1 | 2,4 | 0,2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,4 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 11 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 11 | 10,2 | 2,8 | 1,5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 12 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 10,5 | 10 | 2,6 | 1,1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 13 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 10,5 | 10 | 2,2 | 1,1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 14 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 10,5 | 10 | 1,6 | 0,6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |
| 15 | 11,4 | 11,4 | 11,4 | 11 | 10,5 | 9,5 | 0,9 | 0,2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,6 | 10,9 | 11,6 |

Rys. 3840. Stężenie tlenu w wodzie zbiornika Pławniowice w 2005 r.

Trzeci, najdłuższy okres podwyższonych stężeń tlenu w epilimnionie miał miejsce od początku sierpnia do pierwszych dni października. Takie i w tym okresie wysokie stężenia tlenu odnotowano w epilimnionie o głębokości 4 metrów. Cyrkulacja jesienna spowodowała wzrost tlenu w wodzie zbiornika od połowy października. Jak widać (rys. 40), stężenie tlenu w wodzie w połowie października jest wyższe niż stężenie w wodzie, w pierwszych dniach listopada. Widoczny jest wpływ wymieszania mas wodnych natlenionych (powierzchniowe warstwy wody) z wodą pozbawioną tlenu (warstwy przydenna). Od połowy listopada w zbiorniku występowała homooksygenia.

Warstwa skoku tlenowego po raz pierwszy w roku 2005 stwierdzono na początku czerwca. W tym czasie była ona rezultatem postępujących od dna ubytków tlenu w hypolimnionie. W okresie stagnacji letniej warstwa skoku tlenowego występowała w metalimnionie, między 4 a 7 i 8 metrem głębokości. Po raz ostatni skok tlenowy odnotowano w połowie października, między 10 a 11 metrem głębokości. Początki wyczerpywania tlenu w hypolimnionie zaobserwowano w pierwszej dekadzie maja. W pierwszej połowie czerwca ubytki tlenu były już bardzo widoczne, a pod koniec miesiąca 4-metrowa warstwa przydenna była już całkowicie pozbawiona tlenu. Całkowity deficyt tlenu sięgnął pod koniec lipca i na początku sierpnia do 7 metra głębokości. Od początku sierpnia do połowy października górna krawędź warstwy całkowicie pozbawionej tlenu obniżała się z 7 metra do 11 metra głębokości. Jak już wspomniano wyżej, na początku listopada stężenie tlenu było wyrównane i wynosiło od 8,9 mg O_2/dm^3 do 8,6 mg O_2/dm^3 w całym słupie wody.

W 2006 roku uwarstwienie tlenowe po raz pierwszy odnotowano pod koniec drugiej dekady kwietnia (rys. 41). Przyczyną utworzenia się skoku tlenowego między 1 a 2 metrem głębokości nie było wyczerpywanie tlenu, lecz nasilenie procesu fotosyntezy w epilimnionie, trwające od drugiej dekady kwietnia do połowy maja. Spowodowało to wzrost stężenia tlenu do 14,7 mg O_2/dm^3 w metrowej warstwie wody przy powierzchni oraz do 13,4 mg O_2/dm^3 na drugim metrze głębokości. W tym czasie, w całym słupie wody stężenie tlenu wynosiło od 14,7 do 9,6 mg O_2/dm^3 . Również na przełomie pierwszej i drugiej dekady maja różnice stężeń tlenu o charakterze skoku tlenowego spowodowane były przetlenowaniem wody wskutek intensywnej fotosyntezy. Natomiast w ostatnim dniu maja, w okresie spadku intensywności fotosyntezy, odnotowano skok tlenowy w metalimnionie, między 5 a 6 metrem głębokości spowodowany postępującym od dna w kierunku powierzchni ubytkiem tlenu.

| [m] | 09.01 | 31.01 | 15.02 | 14.03 | 27.03 | 04.04 | 19.04 | 09.05 | 12.05 | 30.05 | 13.06 | 19.06 | 03.07 | 11.07 | 18.07 | 25.07 | 31.07 | 08.08 | 14.08 | 22.08 | 04.09 | 20.09 | 03.10 | 16.10 | 07.11 | 05.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 12,4 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 12,1 | 14,7 | 14,2 | 18,5 | 9,0 | 15,8 | 13,8 | 12,5 | 14,0 | 12,5 | 12,7 | 11,2 | 7,5 | 8,2 | 9,5 | 9,5 | 9,7 | 12,0 | 10,1 | 7,9 | 9,7 |
| 1 | 12,4 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 12,1 | 14,7 | 14,0 | 18,9 | 8,9 | 16,2 | 14,8 | 12,4 | 17,0 | 13,0 | 13,4 | 11,2 | 7,4 | 8,1 | 9,5 | 9,5 | 9,8 | 10,4 | 10,0 | 7,4 | 9,6 |
| 2 | 12,4 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 12,1 | 13,4 | 14,0 | 16,7 | 8,9 | 18,2 | 14,8 | 12,4 | 17,2 | 12,6 | 14,0 | 11,2 | 7,4 | 7,8 | 9,4 | 9,0 | 9,8 | 9,8 | 10,0 | 7,0 | 9,6 |
| 3 | 12,4 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 12,0 | 12,6 | 14,0 | 15,5 | 8,9 | 17,7 | 13,7 | 12,3 | 15,3 | 11,1 | 13,0 | 11,0 | 7,2 | 7,0 | 9,0 | 8,2 | 9,3 | 8,1 | 9,3 | 7,0 | 9,6 |
| 4 | 12,4 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 11,2 | 12,0 | 12,2 | 12,2 | 8,8 | 13,0 | 10,1 | 12,3 | 11,7 | 4,0 | 4,9 | 3,0 | 7,0 | 6,8 | 7,2 | 8,0 | 7,4 | 6,4 | 9,0 | 7,0 | 9,6 |
| 5 | 12,4 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 11,2 | 11,2 | 11,0 | 9,2 | 8,4 | 10,6 | 7,9 | 12,3 | 3,0 | 0,7 | 0,9 | 2,6 | 3,3 | 5,8 | 7,2 | 7,2 | 6,6 | 6,3 | 9,0 | 7,0 | 9,6 |
| 6 | 12,4 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 11,2 | 11,0 | 10,8 | 8,9 | 6,0 | 8,5 | 6,3 | 5,8 | 2,0 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 6,0 | 3,9 | 4,6 | 9,0 | 7,0 | 9,6 |
| 7 | 12,4 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 11,2 | 11,0 | 10,1 | 8,6 | 5,4 | 5,7 | 4,1 | 4,0 | 0,8 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 3,6 | 2,8 | 1,8 | 9,0 | 7,0 | 9,6 |
| 8 | 12,4 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 11,2 | 11,0 | 9,5 | 8,4 | 5,2 | 4,3 | 3,0 | 1,7 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 1,6 | 1,2 | 0,5 | 8,6 | 7,0 | 9,6 |
| 9 | 12,4 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 11,2 | 10,8 | 9,0 | 8,2 | 5,0 | 3,9 | 2,5 | 1,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,2 | 8,2 | 7,0 | 9,6 |
| 10 | 12,2 | 12,5 | 11,1 | 11,4 | 12,5 | 11,2 | 10,8 | 8,8 | 8,1 | 4,7 | 3,2 | 2,0 | 0,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 7,8 | 7,0 | 9,6 |
| 11 | 12,0 | 12,5 | 10,6 | 11,4 | 12,5 | 11,2 | 10,6 | 8,8 | 7,8 | 4,6 | 2,9 | 1,4 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 7,5 | 7,0 | 9,6 |
| 12 | 11,8 | 12,2 | 10,0 | 11,2 | 12,5 | 11,2 | 10,5 | 8,8 | 7,6 | 4,6 | 2,7 | 1,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 7,0 | 7,0 | 9,6 |
| 13 | 11,4 | 11,8 | 9,2 | 11,0 | 12,5 | 11,2 | 10,4 | 8,8 | 7,5 | 4,6 | 2,5 | 1,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 6,2 | 7,0 | 9,6 |
| 14 | 11,4 | 11,5 | 8,8 | 11,0 | 12,5 | 11,2 | 10,2 | 8,8 | 7,2 | 3,8 | 0,5 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 4,2 | 7,0 | 9,6 |
| 15 | 11,4 | 10,8 | 8,2 | 10,6 | 12,5 | 11,2 | 9,9 | 8,8 | 6,8 | 2,8 | 0,4 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,9 | 7,0 | 9,6 |

Rys. 3941. Stężenie tlenu w wodzie zbiornika Pławniowice w 2006 r.

Kolejny okres nasilonej fotosyntezy miał miejsce od połowy czerwca do końca lipca. Wysokie stężenia tlenu odnotowano w 4-metrowej warstwie epilimnionu. Po raz trzeci zakwit glonów był przyczyną podwyższonego stężenia tlenu od początku września do października. Pomiędzy drugim i trzecim zakwitom zanotowano spadek stężenia tlenu w epilimnionie z 11,2 mg O₂/dm³ do 7,5–9,5 mg O₂/dm³. W połowie października uchwyciono ostatni faz zanikający deficytu tlenu w hypolimnionie, w warstwie wody nad dnem. Natomiast pod koniec pierwszej dekady listopada odnotowano, podobnie jak w roku 2005, spadek stężenia tlenu w całym słupie wody, spowodowany wymieszaniem mas wodnych o różnej zawartości tlenu. Na początku grudnia wystąpiła homooksygenacja przy stężeniu 9,6 mg O₂/dm³ w całym słupie wody.

W roku 2006 zarówno górna jak i dolna granica warstwy skoku tlenowego zmieniała swoje położenie. Górna krawędź oksykliny występowała od 1 do 4 metra głębokości, dolna krawędź od 5 do 9 metra głębokości. Wyraźne, szybkie ubytki tlenu w hypolimnionie pojawiły się w ostatnich dniach maja, ale całkowite wyczerpanie tlenu, obejmujące 4-metrową warstwę wody nad dnem odnotowano dopiero w pierwszych dniach lipca. Ubytek tlenu w hypolimnionie postępował stopniowo i w drugiej połowie sierpnia odnotowano całkowity brak tlenu poniżej 6 metra głębokości. We wrześniu górna krawędź odtlenionego hypolimnionu obniżyła się do 9 metra a na początku października do 8 metra głębokości. W połowie października uchwyciono oksyklinę przydenną, między 14 a 15 metrem głębokości w układzie 4,2–1,9 mg O₂/dm³. Był to skutek rozpoczynającej się cyrkulacji jesiennej. W połowie listopada i na początku grudnia odnotowano homooksygenację w całym słupie wody.

W roku 2007 homooksygenację obserwowano od stycznia do końca drugiej dekady kwietnia (rys. 42). Podział na warstwy zróżnicowane pod względem stężenia rozpuszczonego w wodzie tlenu stwierdzono pod koniec pierwszej dekady maja. Wzrost stężenia tlenu w epilimnionie wynikający z nasilenia fotosyntezy spowodował pojawienie się skoku tlenowego między 4 a 5 metrem głębokości. Aż do pierwszych dni czerwca występował skok tlenowy będący skutkiem wzrostu stężenia tlenu w hypolimnionie. W roku 2007 stwierdzono tylko jeden okres nasilonych procesów fotosyntezy, trwający od końca pierwszej dekady maja do połowy lipca. Od drugiej dekady czerwca do połowy lipca oksykлина kształtowała się zarówno w wyniku intensywnej fotosyntezy w epilimnionie jak i wyczerpywania tlenu w -hypo i metalimnionie. Od pierwszych dni sierpnia do trzeciej dekady października skok tlenowy powodowało wyłącznie wyczerpywanie tlenu w hypolimnionie.

| [m] | 12.01 | 12.02 | 13.03 | 20.03 | 18.04 | 8.05 | 14.05 | 28.05 | 4.06 | 20.06 | 2.07 | 16.07 | 6.08 | 29.08 | 17.09 | 10.10 | 26.10 | 19.11 | 5.12 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 0,3 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 12 | 13,2 | 12,5 | 15,6 | 13,8 | 13 | 11 | 14,1 | 10,3 | 10,8 | 11 | 8,2 | 10,3 | 8,1 | 10,4 |
| 1 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 12 | 13,6 | 13,1 | 15,8 | 13,6 | 13,2 | 11,3 | 16,5 | 10,3 | 11,1 | 11 | 8,1 | 10,2 | 8,1 | 10,4 |
| 2 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 12 | 13 | 13,5 | 16,1 | 13,1 | 12,9 | 11,2 | 12,8 | 9,2 | 10,9 | 10,6 | 8,1 | 10,2 | 8,1 | 10,4 |
| 3 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11,8 | 13 | 13,5 | 18,2 | 12,9 | 12,7 | 10,7 | 10,8 | 8 | 9,7 | 9,9 | 8,1 | 9,6 | 8,1 | 10,4 |
| 4 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11,3 | 12,4 | 13,1 | 20,5 | 11,8 | 12,2 | 4,8 | 10 | 7,7 | 9,6 | 9,1 | 8,1 | 9 | 8,1 | 10,4 |
| 5 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11,3 | 11 | 12,8 | 11,2 | 10,2 | 4,5 | 1,2 | 9 | 7,3 | 8,5 | 8,7 | 8 | 9 | 8,1 | 10,4 |
| 6 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11,3 | 10,8 | 12,2 | 7,9 | 8,6 | 1,7 | 0,2 | 6,6 | 6,8 | 5,4 | 8,6 | 7,9 | 9 | 8,1 | 10,4 |
| 7 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11,3 | 10,1 | 10,6 | 6 | 7,2 | 0,9 | 0,1 | 4,5 | 1 | 1 | 8,2 | 7,9 | 9 | 8,1 | 10,4 |
| 8 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11,3 | 9,5 | 9,4 | 6 | 6,4 | 0,2 | 0 | 0,1 | 0,9 | 0,2 | 7,6 | 7,9 | 8,8 | 8,1 | 10,4 |
| 9 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11,3 | 9 | 9,3 | 5,8 | 5,8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4,5 | 7,9 | 8,4 | 8,1 | 10,4 |
| 10 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11,3 | 9 | 8,5 | 5,7 | 5,8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,2 | 5,1 | 8 | 8,1 | 10,4 |
| 11 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11,3 | 9 | 8,1 | 5,7 | 5,8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,4 | 8 | 8,1 | 10,4 |
| 12 | 11,8 | 11,4 | 11,4 | 11,2 | 11,3 | 9 | 7,9 | 5,5 | 5,5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,2 | 7,4 | 8,1 | 10,4 |
| 13 | 11,8 | 11,4 | 10,2 | 11,2 | 11,3 | 9 | 7,8 | 5,4 | 2,2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 8,1 | 10,4 |
| 14 | 11,8 | 11,4 | 10 | 11,2 | 11,3 | 9 | 7 | 5,3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4,4 | 8,1 | 10,4 |
| 15 | 11,8 | 11,4 | 9,8 | 11,2 | 11,3 | 9 | 6,2 | 4,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2,1 | 8,1 | 10,4 |

Rys. 4042. Stężenie tlenu w wodzie zbiornika Pławniowice w 2007 r.

Pierwsze objawy cyrkulacji jesiennej zauważa się w drugiej połowie września. Pod koniec października odnotowano, podobnie jak w roku 2006, przydenny skok tlenowy, kształtowany w wyniku cyrkulacji jesiennej. Pod koniec drugiej dekady listopada stwierdzono wyrównanie stężenia rozpuszczonego w wodzie tlenu, przy widocznych skutkach uśredniania wartości stężenia, wynikających z wymieszania mas wodnych o wyższym i niższym stężeniu tlenu. Na początku grudnia odnotowano homooksygenię przy stężeniu $10,4 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ w całym słupie wody.

W roku 2007 oksykliną kształtowała się w okresie od pierwszych dni maja do końca sierpnia przeciwnie między 4 a 8 metrem głębokości. W połowie lipca odnotowano warstw skoku tlenowego występującą między 1 a 8 metrem głębokości. Zwiększenie masy oksykliny zostało spowodowane, z jednej strony intensywną produkcją pierwotną w epilimnionie, z drugiej strony ubytkami tlenu obejmującymi metalimnion. Wyraźne wyczerpywanie tlenu w hypolimnionie, w 2007 roku, zauważa się w połowie maja. Całkowite wyczerpanie tlenu odnotowano w pierwszych dniach czerwca. W ciągu następujących dwóch tygodni zanik tlenu w hypolimnionie przebiegał gwałtownie. Od końca czerwca do końca sierpnia odnotowano całkowity brak tlenu poniżej 8 metra głębokości. W drugiej dekadzie września zauważa się pierwsze oznaki cyrkulacji jesiennej. Dolna krawędź metalimnionu obniżyła się do 10 metra głębokości, poniżej nadal panował całkowity deficyt tlenu. Pod koniec pierwszej dekady października całkowity brak tlenu występował na dwóch ostatnich metrach głębokości a pod koniec miesiąca odnotowano obecność tlenu w całym słupie wody.

W roku 2008 do połowy maja stężenie tlenu w całym słupie wody było prawidłowe, co oznacza, że nie obserwowano w tym okresie niekorzystnego przetlenowania w warstwach powierzchniowych oraz deficytu tlenu przy dnie zbiornika (rys. 43). Wysokie stężenia tlenu wynikające z intensywniej produkcji pierwotnej w czasie zakwitów glonów wystąpiły w roku 2008 trzykrotnie, lecz były bardzo krótkie. Okresy te odnotowano na początku czerwca, następnie pod koniec pierwszej dekady lipca oraz na początku września. Każde z tych zakwitów trwał około jednego tygodnia. Można to dostrzec dokładnie określić, ponieważ odpowiednio cztery wykonywano pomiary. W czasie zakwitów odnotowano wysokie stężenia tlenu w epilimnionie wynoszące maksymalnie, w czerwcu $16,2 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$, w lipcu $19,5 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$, a we wrześniu $14,1 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$. Po raz pierwszy skok tlenowy obserwowano w pierwszych dniach czerwca. Gwałtowne nasilenie fotosyntezy spowodowało wzrost stężenia tlenu w 4 metrowym epilimnionie.

| [m] | 26.02. | 18.03. | 01.04. | 08.04. | 06.05. | 15.05. | 27.05. | 03.06. | 11.06. | 18.06. | 26.06. | 02.07. | 08.07. | 16.07. | 29.07. | 06.08. | 13.08. | 20.08. | 02.09. | 16.09. | 25.09. | 08.10. | 15.10. | 22.10. | 29.10. | 5.11. | 20.11. | 3.12. | 11.12. |
|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|
| 0,3 | 11,2 | 11,2 | 11,6 | 10,0 | 12,2 | 8,7 | 9,8 | 16,3 | 9,6 | 10,5 | 10,1 | 10,2 | 19,5 | 9,7 | 10,0 | 10,0 | 10,4 | 9,3 | 14,0 | 9,2 | 8,8 | 9,0 | 9,1 | 10,0 | 7,7 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 1 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 10,0 | 12,1 | 8,8 | 10,6 | 16,2 | 9,6 | 10,7 | 10,5 | 10,5 | 17,5 | 10,3 | 10,0 | 10,1 | 10,4 | 9,3 | 14,1 | 10,0 | 9,2 | 9,0 | 8,8 | 10,0 | 7,7 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 2 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 10,0 | 12,1 | 9,3 | 10,5 | 16,1 | 9,7 | 11,2 | 10,6 | 10,5 | 16,2 | 10,4 | 10,5 | 10,0 | 10,1 | 9,0 | 12,9 | 10,3 | 9,8 | 8,8 | 8,2 | 10,0 | 7,7 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 3 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 10,0 | 10,0 | 9,7 | 9,9 | 14,5 | 10,0 | 10,9 | 10,5 | 10,6 | 14,3 | 10,4 | 10,3 | 10,0 | 9,8 | 10,2 | 11,8 | 10,7 | 9,4 | 8,5 | 8,1 | 9,8 | 7,7 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 4 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,9 | 9,8 | 9,8 | 9,6 | 10,6 | 9,7 | 10,6 | 10,5 | 9,6 | 10,2 | 10,5 | 9,0 | 9,5 | 9,7 | 10,6 | 11,1 | 10,0 | 9,2 | 8,2 | 8,1 | 9,6 | 7,7 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 5 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,9 | 9,8 | 9,4 | 9,0 | 8,3 | 8,7 | 6,8 | 6,0 | 6,2 | 6,5 | 7,2 | 8,2 | 8,0 | 7,5 | 10,0 | 9,0 | 8,8 | 8,7 | 7,7 | 8,0 | 9,0 | 7,7 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 6 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,8 | 9,6 | 9,0 | 8,6 | 7,1 | 6,3 | 4,9 | 2,5 | 2,4 | 2,6 | 4,0 | 7,3 | 7,3 | 4,7 | 9,8 | 6,7 | 6,8 | 7,2 | 7,5 | 8,0 | 9,0 | 7,7 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 7 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,5 | 9,5 | 8,6 | 8,6 | 7,0 | 5,0 | 4,3 | 2,3 | 1,4 | 1,2 | 0,4 | 2,3 | 4,7 | 0,8 | 5,2 | 4,9 | 5,1 | 5,6 | 7,3 | 8,0 | 9,0 | 7,6 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 8 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,3 | 9,3 | 8,0 | 8,3 | 7,0 | 4,6 | 4,0 | 2,2 | 1,0 | 0,8 | 0,2 | 0,9 | 0,5 | 0,4 | 2,5 | 0,2 | 0,2 | 2,5 | 7,1 | 8,0 | 8,4 | 7,6 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 9 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,2 | 9,0 | 7,8 | 7,7 | 5,7 | 2,7 | 3,4 | 1,3 | 0,5 | 0,4 | 0,0 | 0,4 | 0,2 | 0,0 | 1,6 | 0,0 | 0,0 | 0,6 | 7,1 | 7,4 | 8,4 | 7,6 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 10 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,0 | 8,6 | 7,3 | 6,9 | 5,3 | 2,2 | 2,6 | 1,0 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 7,1 | 4,8 | 8,0 | 7,6 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 11 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,0 | 8,6 | 7,1 | 6,0 | 5,0 | 1,8 | 1,8 | 0,5 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,6 | 0,5 | 7,8 | 7,6 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 12 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,0 | 8,2 | 6,7 | 5,4 | 4,6 | 1,3 | 1,2 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,4 | 7,4 | 7,6 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 13 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,0 | 7,8 | 6,4 | 5,2 | 4,5 | 0,7 | 0,6 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 7,2 | 7,6 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 14 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,0 | 7,8 | 6,0 | 4,7 | 4,0 | 0,3 | 0,2 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 4,5 | 7,6 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |
| 15 | 11,2 | 11,2 | 11,2 | 9,0 | 7,4 | 5,8 | 3,7 | 3,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,2 | 7,6 | 8,1 | 8,4 | 10,2 | 10,6 |

Rys. 4143. Stężenie tlenu w wodzie zbiornika Pławniowice w 2008 r.

W lipcu, w czasie krótkotrwałego zakwitu, stężenie tlenu w 4 metrowej warstwie powierzchniowej wynosiło od 14,5 mg O₂/dm³ do 19,5 mg O₂/dm³. W pierwszych dniach września stężenie tlenu w epilimnionie wynosiło od 11,1 mg O₂/dm³ do 14 mg O₂/dm³. Warstwa skoku tlenowego w opisanych trzech okresach ukształtowała się, podobnie jak w latach wcześniejszych, jako rezultat silnego przetlenowania epilimnionu. W okresie od czerwca do końca września oksyklin występowała przeciwnie między 4 a 8 metrem głębokości. W czerwcu miała miąższość 3 metrów, w pozostałym okresie do 4 do 6 metrów. Z chwilą rozpoczęcia cyrkulacji jesiennej skok tlenowy obniżał się stopniowo i w ostatnich dniach października odnotowano oksyklin nad samym dnem zbiornika. W ostatnich dniach października stwierdzono opisanego wcześniej zjawisko, polegające na obniżeniu stężenia tlenu w całym słupie wody, wynikającym z wymieszania natlenionych, powierzchniowych warstw, z warstwami o niższej zawartości tlenu zalegającymi nad dnem. Do połowy grudnia obserwowano homooksygenię. Stężenie tlenu stopniowo wzrastało w całym słupie wody.

Sklonno do wyczerpywania tlenu w przydennych warstwach wody stwierdzono w połowie maja. Od tego momentu stężenie tlenu w hypolimnionie zaczęło się stopniowo zmniejszać. Niskie stężenia tlenu notowano nad samym dnem w czerwcu. Mimo, że stężenie tlenu wynosiło zaledwie 0,1 mg O₂/dm³, to wartość odnotowano trzykrotnie w ciągu tego miesiąca. Całkowity brak tlenu, obejmujący 3-metrową warstwę wody, stwierdzono na początku lipca. W czasie stagnacji letniej całkowity brak tlenu występował w okresie od początku lipca do połowy października poniżej 8 metra głębokości.

W roku 2009 zaobserwowano kilkakrotnie okresy wzrostu stężenia tlenu w powierzchniowej warstwie wody, spowodowane intensywną fotosyntezą (rys. 44). Po raz pierwszy zakwit glonów, trwający kilka dni, miał miejsce w trzeciej dekadzie kwietnia. Skok tlenowy, który po raz pierwszy pojawił się w ostatnich dniach czerwca występował między 1 a 6 metrem głębokości. Stężenie tlenu osiągnęło wartość 17,2 mg O₂/dm³. Drugi zakwit występował w trzeciej dekadzie maja i objął swoim zasięgiem 4 metrową miąższość epilimnionu. Najdłuższy był trzeci zakwit trwający od drugiej dekady czerwca do trzeciej dekady lipca. Początkowo intensywna fotosynteza przebiegała w 6 metrowym epilimnionie, po czym stopniowo warstwa, w której przebiegała produkcja pierwotna stopniowo zmniejszała się. W lipcu obejmowała początkowo 4 a następnie 3 metry słupa wody. W połowie sierpnia i pod koniec września zanotowano jeszcze dwa krótkotrwałe zakwity, które spowodowały wzrost stężenia tlenu w epilimnionie. Mimo, że trwały kilka dni, spowodowały wzrost stężenia tlenu powodujący skok tlenowy w epilimnionie.

| m | 28.01. | 18.02. | 11.03. | 26.03. | 22.04. | 29.04. | 13.05. | 20.05. | 26.05. | 02.06. | 09.06. | 17.06. | 24.06. | 01.07. | 08.07. | 15.07. | 25.07. | 29.07. | 05.08. | 12.08. | 03.09. | 23.09. | 07.10. | 14.10. | 21.10. | 24.11. |
|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 0,3 | 11,6 | 11,6 | 11,6 | 12,2 | 14,8 | 16,5 | 9,7 | 10,7 | 10,7 | 9,5 | 10,8 | 12,2 | 10,6 | 12,3 | 13,7 | 16,4 | 12,6 | 8,2 | 9,1 | 12,1 | 9,6 | 12,6 | 7,9 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 1 | 11,6 | 11,6 | 11,6 | 12,2 | 15,2 | 17,2 | 9,7 | 11,0 | 10,8 | 9,6 | 10,9 | 12,3 | 10,9 | 13,6 | 13,7 | 19,7 | 13,5 | 8,2 | 9,1 | 12,1 | 9,9 | 13,0 | 7,9 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 2 | 11,6 | 11,6 | 11,6 | 12,2 | 15,2 | 16,1 | 9,7 | 11,3 | 10,9 | 9,7 | 10,9 | 12,2 | 10,9 | 15,1 | 15,8 | 20,6 | 11,7 | 7,3 | 8,5 | 9,9 | 9,4 | 12,1 | 7,9 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 3 | 11,6 | 11,6 | 11,2 | 12,2 | 14,8 | 14,2 | 9,7 | 11,1 | 11,0 | 9,8 | 10,9 | 12,0 | 10,9 | 12,5 | 12,8 | 12,8 | 10,4 | 6,5 | 8,2 | 8,8 | 9,3 | 9,7 | 7,9 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 4 | 11,6 | 11,6 | 11,2 | 12,2 | 14,0 | 13,6 | 9,7 | 10,2 | 11,1 | 9,8 | 10,9 | 11,9 | 10,8 | 10,3 | 10,2 | 9,7 | 9,2 | 6,3 | 1,1 | 3,8 | 8,8 | 8,3 | 7,9 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 5 | 11,6 | 11,6 | 11,2 | 12,2 | 13,2 | 12,9 | 9,3 | 8,8 | 8,2 | 8,7 | 10,9 | 11,7 | 10,8 | 9,1 | 8,2 | 3,3 | 8,1 | 6,2 | 0,0 | 0,0 | 7,7 | 7,5 | 7,8 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 6 | 11,6 | 11,6 | 11,2 | 12,2 | 13,0 | 10,7 | 8,3 | 8,1 | 7,7 | 6,9 | 10,8 | 11,7 | 9,1 | 8,0 | 6,1 | 0,7 | 0,0 | 4,8 | 0,0 | 0,0 | 5,1 | 7,1 | 7,8 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 7 | 11,6 | 11,6 | 11,2 | 12,2 | 12,6 | 9,7 | 8,2 | 7,3 | 7,6 | 5,7 | 10,0 | 11,6 | 7,1 | 6,9 | 3,8 | 0,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,1 | 6,1 | 7,7 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 8 | 11,6 | 11,6 | 11,2 | 12,2 | 12,0 | 9,4 | 8,1 | 7,3 | 7,6 | 5,3 | 7,2 | 6,9 | 3,2 | 4,9 | 2,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,2 | 7,6 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 9 | 11,6 | 11,6 | 11,2 | 12,2 | 12,0 | 9,3 | 7,9 | 6,6 | 6,5 | 4,6 | 4,9 | 2,9 | 1,7 | 2,0 | 1,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,5 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 10 | 11,0 | 11,0 | 11,2 | 12,2 | 12,0 | 9,1 | 7,6 | 5,9 | 5,7 | 4,2 | 4,7 | 2,5 | 1,4 | 0,7 | 0,6 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,5 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 11 | 10,2 | 10,2 | 11,2 | 12,2 | 12,0 | 9,0 | 7,4 | 5,6 | 4,9 | 4,0 | 4,3 | 1,9 | 1,1 | 0,2 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 8,1 | 8,5 | 11,6 |
| 12 | 4,6 | 4,0 | 11,2 | 12,2 | 12,0 | 8,8 | 7,2 | 5,3 | 4,8 | 2,4 | 3,9 | 1,9 | 0,9 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 8,1 | 8,4 | 11,6 |
| 13 | 0,8 | 0,6 | 11,2 | 12,2 | 12,0 | 8,8 | 7,0 | 5,3 | 1,5 | 0,9 | 3,7 | 1,7 | 0,7 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 8,0 | 11,6 |
| 14 | 0,0 | 0,0 | 11,2 | 12,2 | 12,0 | 8,8 | 6,6 | 3,5 | 0,9 | 0,2 | 3,2 | 1,5 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 7,2 | 11,6 |
| 15 | 0,0 | 0,0 | 6,8 | 12,2 | 12,0 | 8,8 | 6,3 | 1,2 | 0,9 | 0,2 | 2,4 | 0,3 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,0 | 11,6 |

Rys. 4244. Stężenie tlenu w wodzie zbiornika Pławniowice w 2009 r.

Zim 2009 roku dwukrotnie, na początku stycznia oraz w połowie lutego, stwierdzono deficyt tlenu w przydennej warstwie wody. W jednometrowej warstwie nad dnem wystąpiła anoksja co skutkowało wystąpieniem skoku tlenowego. W marcu dwukrotnie stwierdzono homooksygeni . W trzeciej dekadzie kwietnia odnotowano oksyklini o mi 5 metrów, spowodowaną intensywną fotosyntezą . Następnie, w maju, oksyklina zmniejszyła mi 5 i wystąpiła mi 4 a 5 metrem głębokości. W pierwszej dekadzie czerwca stwierdzono oksyklini mi 7 i 9 metrem głębokości, spowodowaną postępującym od dna ubytkiem tlenowym. W miarę upływu czasu ubytki tlenu w hypolimnionie nasilały się, co powodowało, że dolna krawędź skoku tlenowego przemieszczała się ku górnym warstwom wody.

Rok 2009 był kolejnym, w którym obserwowano powstawanie warstwy skoku tlenowego w wyniku przetlenienia epilimnionu równoczesnego wyczerpywania tlenu w hypolimnionie. Taka oksyklina rozciągała się na początku lipca między 2 a 10 metrem głębokości. Od połowy lipca do połowy sierpnia dolna krawędź skoku tlenowego utrzymywała się na 4 i 5 metrze głębokości. W pierwszej połowie sierpnia poniżej 5 metra słupa wody stwierdzono całkowity brak tlenu. W pierwszych dniach września odnotowano pierwsze skutki mieszania jesiennego. Stężenie tlenu w górnych warstwach hypolimnionu zaczęło wzrastać. Dolna krawędź hypolimnionu obniżała się stopniowo z 4 metra głębokości w połowie sierpnia do 10 metra głębokości w pierwszej dekadzie października i 12 metra w połowie miesiąca. Na początku trzeciej dekady października stwierdzono wystąpienie tlenu w całym słupie wody. Opisywany był charakterystyczny spadek stężenia tlenu w wyniku wymieszania silnie natlenionych mas wodnych z odtlenionymi, odnotowano w pierwszej dekadzie października. Pod koniec listopada wystąpiła homooksygeni, stężenie tlenu w całym słupie wody wynosiło $11,6 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$.

Ubytki tlenowe w hypolimnionie pojawiły się pod koniec drugiej dekady maja, jednak po raz pierwszy całkowity brak tlenu w hypolimnionie stwierdzono na początku lipca. Odtleniona była jednometrowa warstwa wody nad dnem. W tygodnie później całkowity brak tlenu obejmował 2 metrową a w dwa tygodnie później już 6 metrową warstwę wody. W szczycie stagnacji letniej ubytki tlenowe osiągnęły pułap pięciu metrów głębokości od powierzchni. Cyrkulacja jesienna spowodowała, że w trzeciej dekadzie października tlen wystąpił w całym słupie wody, a pod koniec listopada stężenie tlenu w całym słupie wody wynosiło $11,6 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$. W roku 2010 podwyższone stężenie tlenu, wskazujące na intensywne procesy fotosyntezy obserwowano w pierwszej połowie maja, następnie od końca czerwca do pierwszych dni sierpnia (rys. 45).

| [m] | 26.01. | 15.02 | 23.03 | 07.04 | 05.05 | 18.05 | 26.05 | 15.06 | 30.06 | 13.07 | 04.08 | 18.08 | 01.09 | 15.09 | 07.10 | 18.10 | 06.11 | 23.11 |
|-----|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 15,2 | 14,2 | 10,4 | 9,1 | 13,2 | 10,5 | 10,1 | 8,5 | 10,1 | 10,7 | 9,7 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 1 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 15,4 | 14,4 | 10,4 | 9,3 | 23,3 | 10,6 | 10,2 | 8,5 | 10,0 | 10,9 | 9,8 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 2 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 15,6 | 14,4 | 10,4 | 9,5 | 20,9 | 11,5 | 10,3 | 8,5 | 10,0 | 10,7 | 9,9 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 3 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 15,5 | 14,1 | 10,2 | 8,6 | 16,6 | 11,3 | 8,7 | 8,0 | 8,2 | 9,1 | 9,8 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 4 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 15,1 | 13,9 | 8,6 | 6,8 | 11,7 | 5,7 | 8,0 | 1,8 | 6,5 | 8,8 | 9,7 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 5 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 13,4 | 12,2 | 7,4 | 7,1 | 4,0 | 0,5 | 3,6 | 0,0 | 4,4 | 7,9 | 9,6 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 6 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 12,8 | 11,1 | 7,4 | 7,4 | 4,4 | 1,9 | 0,0 | 0,0 | 2,1 | 6,9 | 9,6 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 7 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 12,7 | 11,0 | 7,4 | 7,7 | 5,1 | 2,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 6,3 | 9,4 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 8 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 12,6 | 10,8 | 7,4 | 7,0 | 4,6 | 2,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 6,3 | 9,3 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 9 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 12,2 | 10,2 | 7,4 | 6,5 | 3,4 | 1,9 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 9,3 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 10 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 11,7 | 10,1 | 7,4 | 5,9 | 1,9 | 2,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 9,2 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 11 | 11,4 | 11,2 | 11,2 | 11,4 | 11,6 | 10,1 | 7,4 | 5,5 | 1,9 | 2,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 8,6 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 12 | 10,2 | 10,4 | 11,2 | 11,4 | 11,5 | 10,0 | 7,2 | 5,1 | 0,9 | 2,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 13 | 9,4 | 8,8 | 11,2 | 11,4 | 11,5 | 9,9 | 7,0 | 4,5 | 0,8 | 1,9 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 14 | 6,5 | 5,8 | 11,2 | 11,4 | 11,5 | 9,8 | 6,8 | 2,5 | 0,8 | 1,8 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |
| 15 | 5,1 | 4,2 | 11,2 | 11,4 | 10,8 | 9,7 | 6,2 | 1,7 | 0,7 | 1,6 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 8,5 | 10,2 | 10,8 |

Rys. 4345. Stężenie tlenu rozpuszczonego w wodzie – zbiornik Pławniowice 2010 r.

Z widocznych na rysunku (wysokie stężenia tlenu) okresów intensywnego rozwoju fitoplanktonu wynika, że intensywne były dwa pierwsze zakwity, w pierwszej połowie maja i oraz w czerwcu (rys. 8). Intensywny był zwłaszcza drugi zakwit, w okresie czerwca, w czasie którego nasycenie wody tlenem przekroczyło 280%. Jednocześnie nie był to zakwit krótkotrwały. Najmniej intensywny był zakwit w pierwszej połowie września.

W roku 2010 deficyt tlenu w hypolimnionie występował w ciągu 74 dni, od początku sierpnia do pierwszej dekady października. Analiza wezbrania powodziowego z roku 2010 wykazała, że fala wezbraniowa nie wywiera wpływu na głębsze warstwy wody. Tak więc z punktu widzenia bilansu tlenu, rolę wezbrania należy ocenić jako niewielką. Natomiast negatywnym elementem takiej sytuacji są ładunki zanieczyszczeń, w szczególności zawiesin wnoszone do zbiornika i deponowane w osadach dennych.

Analiza podziału słupa wody na warstwy zróżnicowane pod względem zawartości tlenu wskazuje na silną stratyfikację tlenową (rys. 45). Skłonność do wyczerpywania tlenu stwierdzono w czasie wystąpienia pokrywy lodowej, w styczniu i lutym. W czasie stagnacji letniej miłośz epilimnionu wynosiła od 2 do 4 metrów. Dolna krawędź skoku tlenowego układała się w tym okresie od 5m do 6 metra głębokości. Podobnie, jak w przypadku termokliny, warstwa skoku tlenowego z chwilą jego powstania ma miłośz 1 metra. Następnie jej miłośz wrasta stopniowo dochodząc w czerwcu do 4 metrów, w pierwszych dniach sierpnia do 5 metrów, a na początku września do 6 metrów. Z chwilą rozpoczęcia cyrkulacji jesiennej skok tlenowy sytuuje się na granicy strefy natlenionej i pozbawionej tlenu i w trakcie mieszania jesiennego przemieszcza się w kierunku dna.

W roku 2011, w okresie zimowo-wiosennym stężenie tlenu wynosiło od 12,2 mg O₂/dm³ w styczniu do 9,0 mg O₂/dm³ – 10,2 mg O₂/dm³ w pierwszej dekadzie maja (rys. 46). W pierwszej dekadzie czerwca odnotowano zmniejszanie się stężenia tlenu w hypolimnionie. Między 6 a 7 metrem głębokości występowała oksykлина o gradiencie 1,2 mg O₂/dm³.

Od pierwszych dni czerwca do pierwszych dni lipca stężenie tlenu w przydennej warstwie wody zmniejszyło się z 3,8 mg O₂/dm³ do 0,22 mg O₂/dm³. Na początku trzeciej dekady lipca odnotowano brak tlenu w wodzie nad samym dnem. W okresie od trzeciej dekady lipca do pierwszej dekady października w hypolimnionie tlen nie występował. Całkowity brak tlenu sięgał do 8 metra głębokości i utrzymywał się w ciągu 77 dni. Cyrkulacja jesienna spowodowała wzrost stężenia tlenu w całym słupie wody do 8,6 mg O₂/dm³.

W drugiej połowie czerwca odnotowano wzrost stężenia tlenu w epilimnionie, spowodowany nasileniem produkcji pierwotnej. W roku 2011 zjawisko to, wskazujące na krótkotrwały zakwit fitoplanktonu występowało tylko raz, podczas gry w roku 2009 – 5 razy, w roku 2010 – 3 razy. Widział zatem stopniowe zmniejszanie intensywności produkcji pierwotnej na przestrzeni kolejnych lat.

| | 7.02 | 9.03 | 14.04 | 5.05 | 7.06 | 16.06 | 30.06 | 7.07 | 21.07 | 28.07 | 18.08 | 25.08 | 13.09 | 6.10 | 27.10 | 30.11 |
|-----|------|------|-------|------|------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,3 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,2 | 8,02 | 10,4 | 11,26 | 9,55 | 9,6 | 9,8 | 8,1 | 9,62 | 9,11 | 10,01 | 8,59 | 10,2 |
| 1 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,2 | 8,01 | 10,65 | 11,43 | 9,04 | 10,2 | 10 | 8,5 | 9,67 | 9,08 | 10,27 | 8,59 | 10,2 |
| 2 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,2 | 8,14 | 11,02 | 11,64 | 9,98 | 10,2 | 10 | 8,9 | 9,75 | 9,37 | 10,27 | 8,59 | 10,2 |
| 3 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,2 | 8,09 | 11 | 11,32 | 9,9 | 9,9 | 10 | 9,4 | 9,62 | 9,23 | 10,38 | 8,59 | 10,2 |
| 4 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,2 | 7,71 | 10,51 | 10,67 | 10,1 | 9,9 | 9,8 | 9,3 | 9,41 | 9,06 | 10,29 | 8,59 | 10,2 |
| 5 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,2 | 7,97 | 7,76 | 8,38 | 9,9 | 9,8 | 9,7 | 8,7 | 8,46 | 8,93 | 10,21 | 8,59 | 10,2 |
| 6 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,2 | 7,67 | 6,5 | 7,62 | 9,4 | 9 | 8,4 | 7,5 | 4,89 | 8,87 | 10,23 | 8,59 | 10,2 |
| 7 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,2 | 6,52 | 5,65 | 4,51 | 6,9 | 7,1 | 7,2 | 5,5 | 3,18 | 8,77 | 9,37 | 8,59 | 10,2 |
| 8 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,2 | 6,33 | 5,22 | 4,35 | 3,4 | 3,2 | 1,6 | 1,6 | 1,5 | 0 | 8,12 | 8,59 | 10,2 |
| 9 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,2 | 5,53 | 4,56 | 4,42 | 2,8 | 2,8 | 0,3 | 0,4 | 0 | 0 | 5 | 8,59 | 10,2 |
| 10 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 10,1 | 5,04 | 4,56 | 3,94 | 2,4 | 2,2 | 0,2 | 0,3 | 0 | 0 | 0 | 8,59 | 10,2 |
| 11 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 9,8 | 4,47 | 4,46 | 3,36 | 1,8 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,59 | 10,2 |
| 12 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 9,8 | 4,22 | 3,89 | 2,83 | 1,3 | 1,6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,59 | 10,2 |
| 13 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 9,8 | 3,88 | 3,51 | 2,4 | 0,9 | 0,7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,59 | 10,2 |
| 14 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 9,8 | 3,8 | 2,35 | 2,21 | 0,32 | 0,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,59 | 10,2 |
| 15 | 12,2 | 11,4 | 10,6 | 9,6 | 3,8 | 0,66 | 0,46 | 0,22 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8,59 | 10,2 |

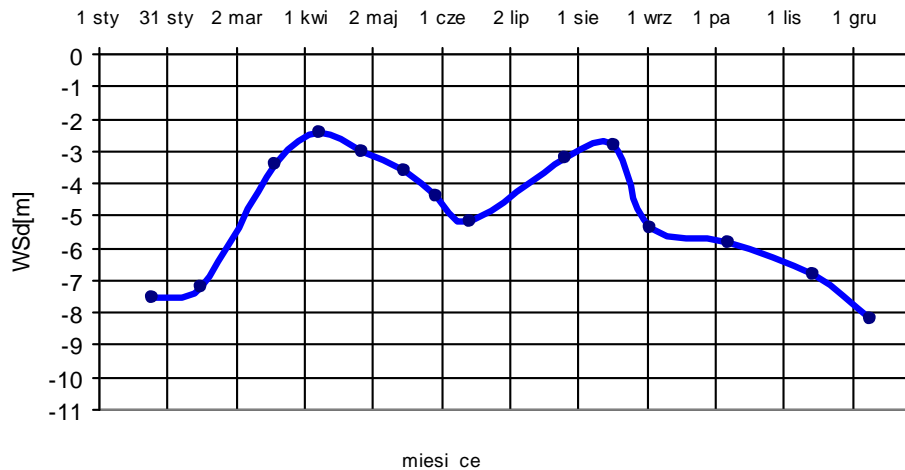
Rys. 4446. Stężenie tlenu rozpuszczonego w wodzie – zbiornik Pławniowice 2011 r.

W roku 2011 warstwa skoku tlenowego na początku czerwca miała miąższość jednego metra, następnie zwiąkszyła się do 4m pod koniec miesiąca. Taka miąższość oksykliny utrzymywała się równie w pełni okresu letniego. Cyrkulacja jesienna przebiegała w roku 2011 bardzo szybko. Na początku października sześciu metrowa warstwa wody przydennej pozbawiona była tlenu. W ciągu trzech tygodni nastąpiło całkowite wymieszanie mas wodnych a stężenie tlenu w całym słupie osiągnęło stan homooksygenu przy wartości 8,59 mg O₂/dm³. Pomiar wykonany w ostatnich dniach listopada wykazał wzrost stężenia tlenu w całym słupie wody do 10,2 mg O₂/dm³.

8.3. Przezroczystość wody

Przezroczystość wody jest wypadkową intensywności procesów przemiany materii, w tym produkcji biomasy, i jest zależna od stopnia zeutrofizowania ekosystemu wodnego [5, 11, 15]. Dynamika zmian widzialności kręka Secchiego pozwala na wyróżnienie okresów zakwitów planktonu [11, 122, 124]. Poniżej przedstawiono wyniki pomiarów przezroczystości wody zbiornika Pławniowice w latach 1976–2011 (rys. 47–58).

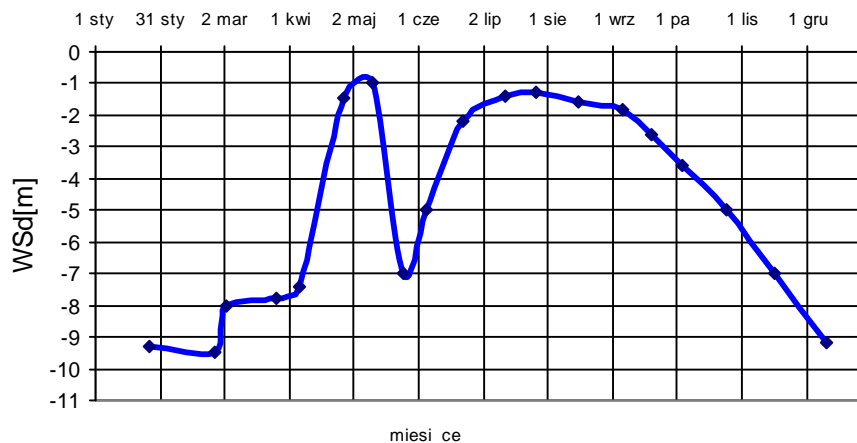
W roku 1976 najmniejsza przezroczystość wody mierzona jako widzialność kręka Secchiego, wynosiła 2,4 m (rys. 47). Wartość stwierdzono w kwietniu, można zatem przypuszczać, że powodem był wiosenny zakwit okrzemek.



Rys. 4547. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 1976 r.

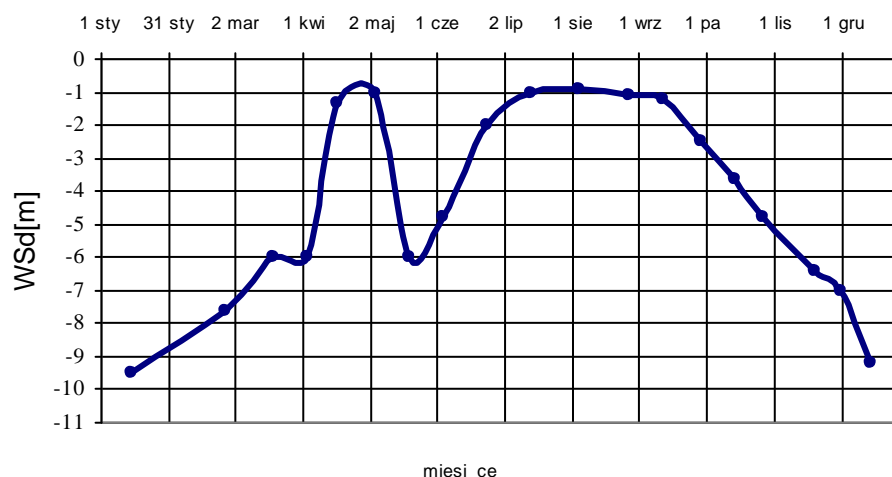
Od kwietnia do czerwca przezroczystość wody wzrastała, osiągnęła 5,2 m w pierwszych dniach czerwca. Następnie obserwowano stopniowy spadek przezroczystości wody do 2,8 m w pierwszych dniach sierpnia. Od sierpnia do pierwszych dni grudnia przezroczystość zmniejszała się, osiągnęła w pierwszej dekadzie grudnia wartość 8,2 m.

W latach 1993–1998, zanim przystąpiono do rekultywacji zbiornika, przezroczystość wody, mierzona jako widzialność kręka Secchiego, wynosiła w okresie stagnacji letniej od 1,2 do 0,9 m.



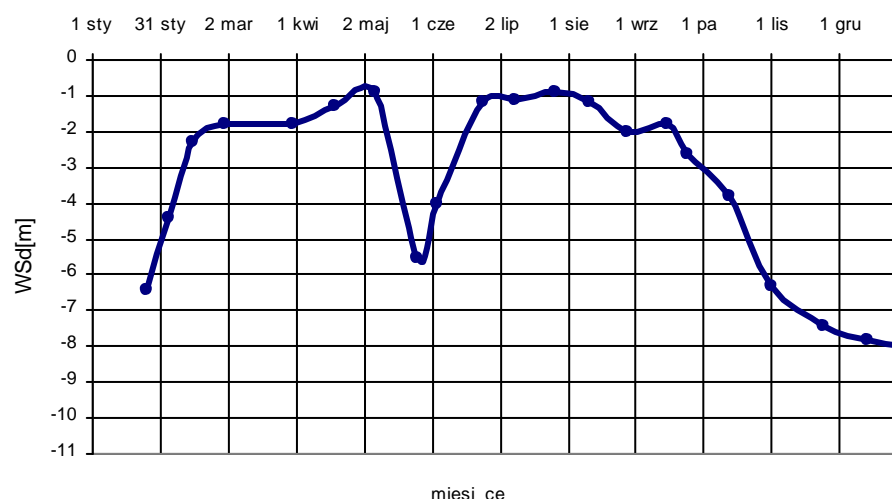
Rys. 4648. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 1993 r.

Pomiary wykonane w roku 1993 wykazały dwa okresy zmniejszonej przezroczystości wody (rys 48). Pierwszy spadek widzialności kręka Secchiego do 0,9 m, miał miejsce na przełomie kwietnia i maja. Pod koniec maja odnotowano wzrost przezroczystości wody do 7,0 m, a następnie ponowny spadek do 2,0 m pod koniec czerwca. W pełni stagnacji letniej odnotowano przezroczystość wody wynoszącą 1,1 m. Od pierwszych dni września do pierwszej dekady grudnia przezroczystość wody wzrosła z 1,8 m do 9,2 m.



Rys. 4749. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 1996 r.

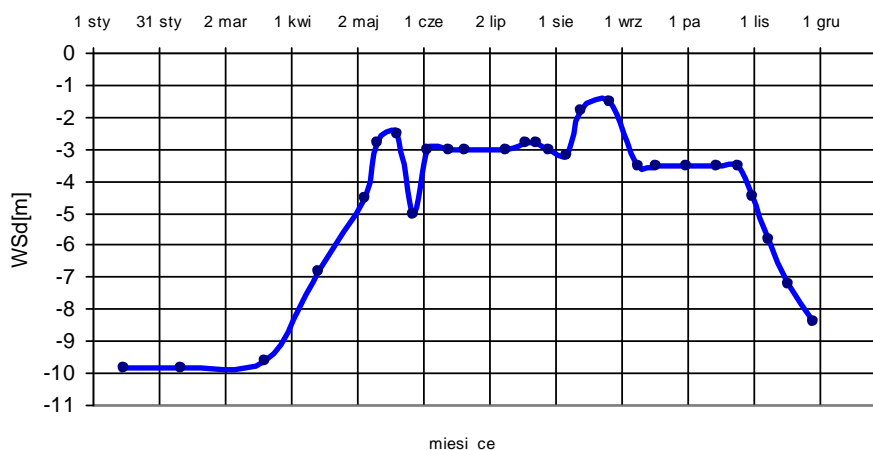
W roku 1996 stwierdzono, podobnie jak w roku 1993, dwa okresy zmniejszonej przezroczystości wody (rys. 49). Przezroczystość zmniejszała się, z 9,5 m w styczniu do 6,0 m w połowie marca a następnie z 6,1 m na początku kwietnia do 0,8 m na przełomie kwietnia i maja. I w tym przypadku, z uwagi na porę roku, można sądzić, że powodem spadku widzialności kręka Secchiego był wiosenny zakwit okrzemek. Gwałtowny wzrost przezroczystości wody do 6 metrów nastąpił pod koniec drugiej dekady maja. Od tego momentu do pierwszych dni lipca obserwowano stopniowy spadek wartości omawianego wskaźnika. W okresie lipca i sierpnia oraz pierwszej połowy września przezroczystość wody wynosiła 0,9 m. Od połowy września nastąpił stopniowy wzrost przezroczystości wody do 9,2 m na początku grudnia.



Rys. 4850. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 1997 r.

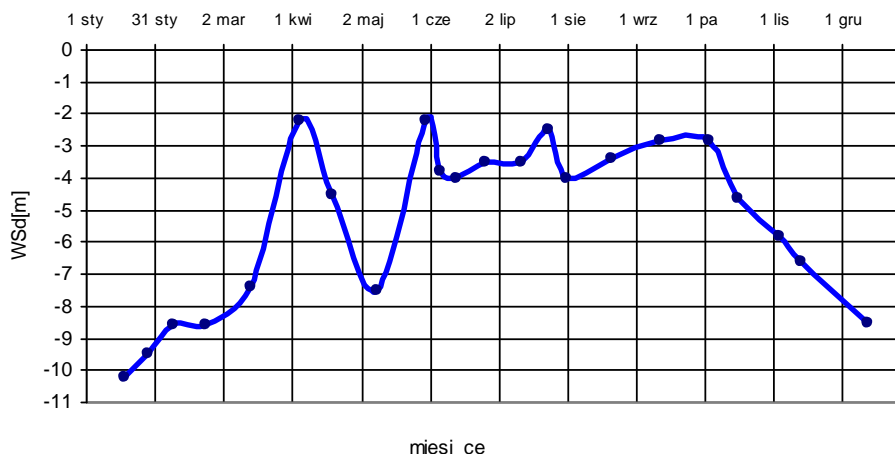
Od końca stycznia do połowy lutego 1997 roku przezroczystość wody zmniejszyła się z 6,4 m do 1,8 m (rys. 50). W roku 1997 stwierdzono dwa długie okresy niskiej widzialności kręka Secchiego. W pierwszym okresie, od połowy lutego do pierwszych dni maja, widzialność kręka Secchiego wynosiła od 1,8 m do 0,8 m. Pod koniec maja odnotowano gwałtowny wzrost przezroczystości do 5,5 m, a następnie spadek do 1,0 m pod koniec drugiej dekady czerwca. Drugi okres zmniejszonej przezroczystości miał miejsce od końca czerwca do pierwszej dekady sierpnia. W tym czasie widzialność kręka Secchiego wynosiła od 1,0 m do 1,1 m. od pierwszej dekady sierpnia obserwowano stopniowy wzrost przezroczystości wody do 8,0 m w grudniu. W roku 1997 czas występowania niskich wartości widzialności kręka Secchiego, od 1 m do 8 m, wynosił łącznie 127 dni. Był to rok o najmniejszej przezroczystości wody w całym okresie prowadzonych badań.

W okresie od stycznia do połowy marca 2004 roku przezroczystość wody wynosiła 10,0 m (rys. 51). Od trzeciej dekady marca do połowy maja przezroczystość wody stopniowo zmniejszała się. W połowie maja odnotowano 2,4 m przezroczystości wody. Pod koniec maja stwierdzono krótkotrwały wzrost przezroczystości wody do 5,0 m a następnie spadek i utrzymywanie się 3,0 m widzialności kręka Secchiego w okresie od pierwszych dni czerwca do pierwszych dni sierpnia.



Rys. 4951. Przezroczystość wody zbiornika. Pławniowice w 2004 r.

W sierpniu odnotowano krótkotrwały, dwutygodniowy zakwit glonów, który spowodował zmniejszenie przezroczystości wody do 1,5 m. We wrześniu i październiku przezroczystość wody ponownie wzrosła do 3,4 m, a następnie, w listopadzie i grudniu do 8,4 m.

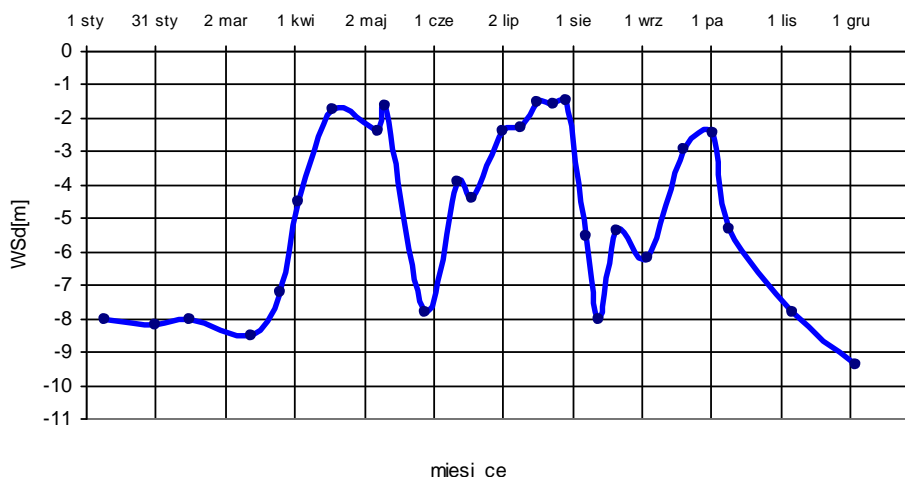


Rys. 5052. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 2005 r.

Od stycznia do połowy marca 2005 roku przezroczystość wody zmniejszała się z 10,2 m do 7,4 m (rys. 52). Wiosenny zakwit okrzemek spowodował, na początku kwietnia, spadek przezroczystości wody do 2 m, po czym nastąpił gwałtowny wzrost przezroczystości wody do 7,4 m w pierwszych dniach maja. Okres najniższych wartości omawianego wskaźnika utrzymywał się od początku czerwca do końca września. W tym czasie zakres zmian widzialności kręka Secchiego w wodzie badanego zbiornika wynosił od 2 m do 4 m. Od pierwszych dni października do pierwszej dekady grudnia przezroczystość wody wzrosła z 2,8 m do 8,5 m.

Wspomniany okres od początku czerwca do końca września, sprawia, z uwagi na do wyrównane wartości wskaźnika, wrażenie utrzymującego się długo zakwitu glonów. Przeczy jednak temu zdecydowanie wyśza, w porównaniu z rokiem 1997, przezroczystość wody w okresie stagnacji letniej, wskazująca na zachodzące w zbiorniku zmiany, w wyniku których przezroczystość wody w zbiorniku wzrasta.

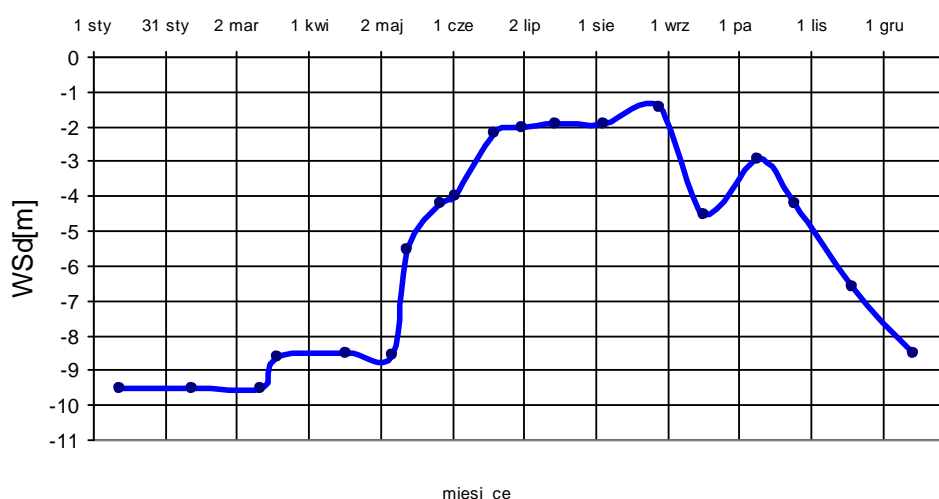
Początkowo, w miesiącach zimowych w 2006 roku, widzialność kręka Secchiego była duża. W okresie od stycznia do połowy marca wynosiła od 8 m do 8,5 m (rys. 53). Przebieg oraz dynamika zmian przezroczystości wody w roku 2006 wskazuje na trzy wyraźne okresy spadku przezroczystości wody. Od połowy marca przezroczystość wody szybko zmniejszała się osiągając w połowie kwietnia 1,8 m. Wartości od 1,6 m do 2,2 m utrzymywały się od połowy kwietnia do pierwszej dekady maja. Po raz pierwszy gwałtowny wzrost przezroczystości wody odnotowano w maju. Widzialność kręka Secchiego wzrosła z 1,6 m na początku maja do 7,9 m w ostatnich dniach maja. Na przestrzeni czerwca i lipca obserwowano systematyczny, stopniowy spadek przezroczystości wody, która w połowie czerwca zmniejszała się do 4,0 m, na początku lipca do 2,2 m a w drugiej połowie i pod koniec lipca do 1,5 m. W pierwszej dekadzie sierpnia odnotowano drugi, gwałtowny wzrost widzialności kręka Secchiego. W ciągu pierwszej dekady przezroczystość wody wzrosła z 1,5 m do 8,0 m.



Rys. 5153. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 2006 r.

W ciągu dwóch kolejnych dekad sierpnia oraz w ciągu całego września obserwowano ponownie stopniowe zmniejszanie się przezroczystości wody, do 2,2 m w pierwszych dniach października. W okresie jesienno-zimowym przezroczystość wody szybko wzrastała, osiągnęła na początku grudnia 9,2 m. Widoczne na rysunku (rys. 53) trzy minima przezroczystości wody wskazują prawdopodobnie na trzykrotne nasilenie rozwoju organizmów planktonowych. Warto zauważyć, że okresy występowania najniższych wartości omawianego wskaźnika były krótkie.

W okresie zimowo-wiosennym 2007 roku przezroczystość wody była duża. Od stycznia do końca kwietnia wynosiła od 9,5 m do 8,5 (rys. 54).

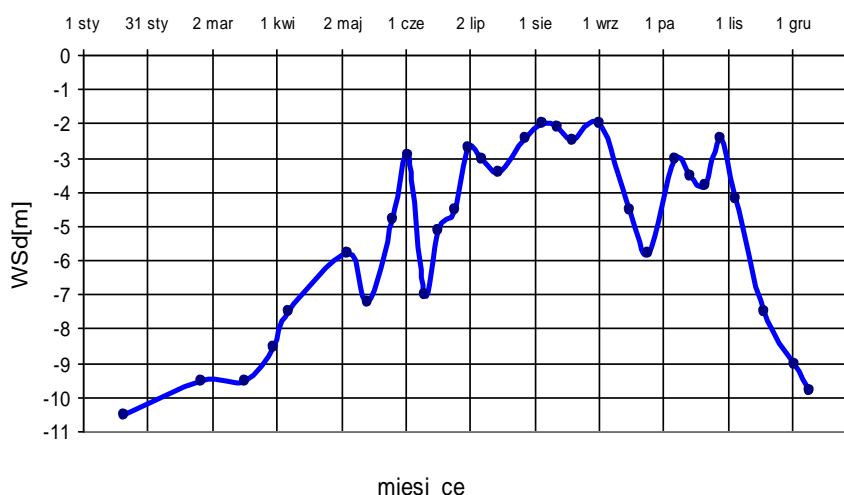


Rys. 5254. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 2007 r.

Nie odnotowano charakterystycznego, wiosennego spadku przezroczystości wody powodowanego zakwitami okrzemek. Natomiast gwałtowny spadek widzialności kręka Secchiego odnotowano w okresie od pierwszych dni maja (8,5 m) do połowy czerwca (2,0 m). Od połowy czerwca aż do końca października

przezroczystość wody wynosiła około 2,0 m. Od początku września do połowy grudnia obserwowano stopniowy wzrost przezroczystości, przy czym krótkotrwały spadek przezroczystości wody nastąpił na przełomie września i października. W połowie grudnia widzialność kręka Secchiego wynosiła 8,5 m.

Takie w roku 2008 wystąpiły trzy okresy zmniejszonej przezroczystości wody, wskazujące na wystąpienie w tym czasie zakwitów glonów (rys. 55). Od stycznia do pierwszych dni maja 2008 roku przezroczystość wody zmniejszała się z 10,5 do 6 metrów.

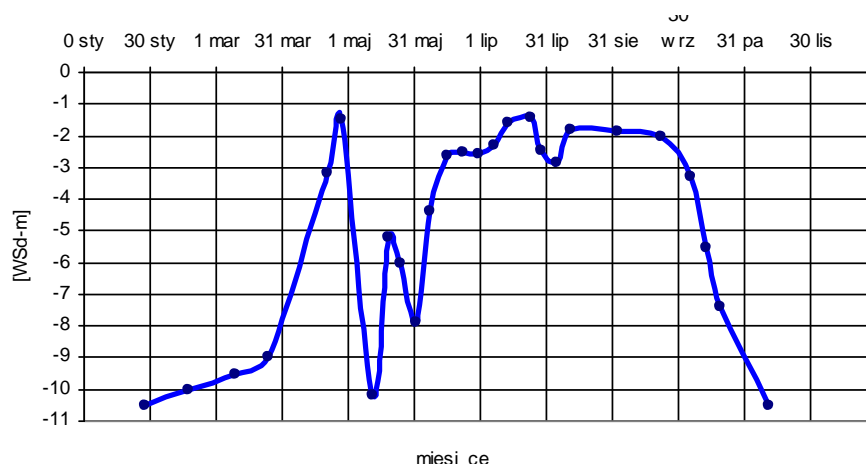


Rys. 55. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 2008 r.

W pierwszej dekadzie maja odnotowano krótkotrwały wzrost przezroczystości wody do 7,0 metrów. Następnie nastąpił szybki spadek wartości wskaźnika do 3 metrów w pierwszych dniach czerwca i równie szybki wzrost ponownie do 7 metrów pod koniec pierwszej dekady czerwca. Widoczny na wykresie pik, na przełomie maja i czerwca mógł być skutkiem wyrażenia opóźnionego zakwitów okrzemek. Od pierwszych dni lipca do końca sierpnia odnotowano najniższą wartość widzialności kręka Secchiego. Prawdopodobnie był to rezultat letniego zakwitów zielenicy, jednak zakwit ten nie był zbyt intensywny skoro przezroczystość wody wynosiła od 3,3 metra do 2,0 metra.

We wrześniu odnotowano wzrost widzialności kręka Secchiego do 6 metrów, po czym w październiku ponownie wystąpiła niskie wartości omawianego wskaźnika, od 2,4 m do 4 m. W listopadzie i grudniu przezroczystość wody szybko wzrastała, osiągnęła w pierwszej dekadzie grudnia 10 metrów.

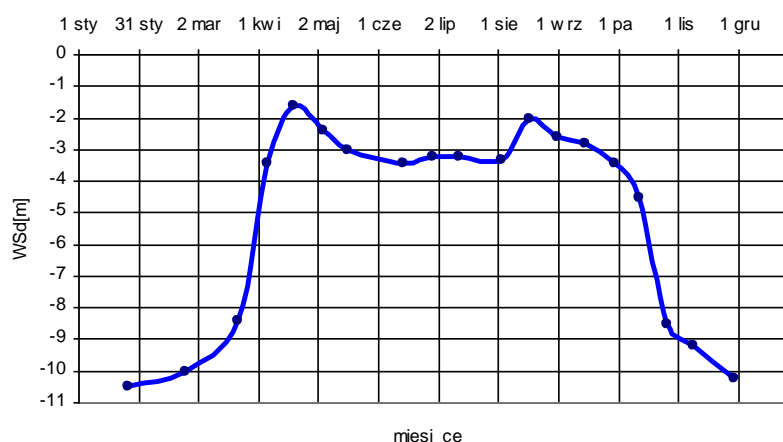
Od stycznia do marca 2009 roku przezroczystość wody wynosiła od 10,5 m do 9,0 m (rys. 56). Pierwsze minimum przezroczystości wody odnotowano w kwietniu. Widzialność kręka Secchiego zmniejszyła się z 9 metrów w ostatnich dniach marca do 1,4 m pod koniec kwietnia. Następnie równie gwałtownie spadła do 10,2 metra pod koniec pierwszej dekady maja. Tak więc można stwierdzić, że wiosenny zakwit okrzemek trwał zaledwie kilka dni.



Rys. 5456. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 2009 r.

Od początku maja do połowy czerwca przezroczystość wody zmniejszała się, dochodząc do 2,6 m. Od połowy czerwca do końca września widzialność kręka Secchiego wynosiła od 1,4 do 3,0 m. Następnie, od końca września do pierwszej dekady listopada odnotowano wzrost przezroczystości z 2,0 m do 10,6 m.

Podobnie, jak w poprzednich latach, w roku 2010 najwyższe wartości widzialności kręka Secchiego, wynoszące od 10,5 m do 8,4 m, odnotowano w okresie od stycznia do trzeciej dekady marca (rys. 57).



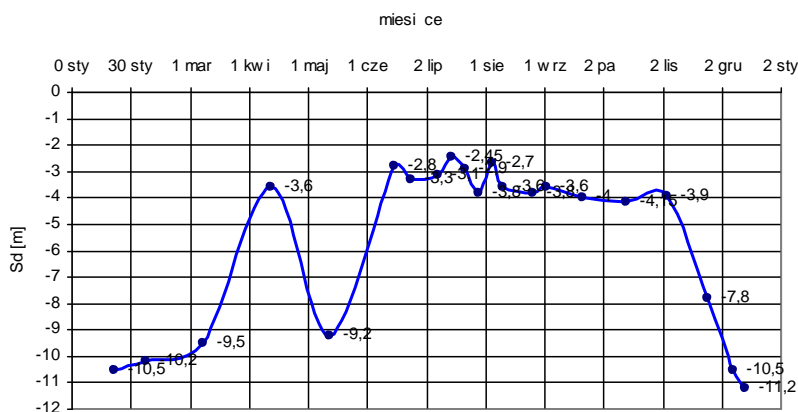
Rys. 5557. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 2010 r.

Od trzeciej dekady marca do połowy kwietnia widzialność kręka Secchiego zmniejszyła się z 8,4 do 1,6 m. Odnotowane w połowie kwietnia minimum przezroczystości wody wskazuje na krótkotrwały rozwój glonów (okrzemek) w kwietniu. W połowie maja odnotowano wzrost widzialności kręka Secchiego do 3,0 m, a następnie, w czerwcu i lipcu, utrzymywanie się przezroczystości wody powyżej 3 m.

Niewielki spadek omawianego wskaźnika, do 2,2 m, stwierdzono w połowie sierpnia, po czym od września, a następnie w październiku, do pierwszych dni grudnia obserwowano stopniowy wzrost przezroczystości wody do 10,2 m.

Należy podkreślić słabą dynamikę zmian widzialności kręka Secchiego w 2010 roku. Zauważalnie korzystne i symptomatyczne zjawisko należy uznać fakt, że przezroczystość wody w miesiącach letnich (od maja do końca września) wynosiła około 3 metrów.

W roku 2011 zmiany widzialności kręka Secchiego wskazywały na wiosenny zakwit okrzemek (rys. 58).



Rys. 58. Przezroczystość wody zbiornika Pławniowice w 2011 r.

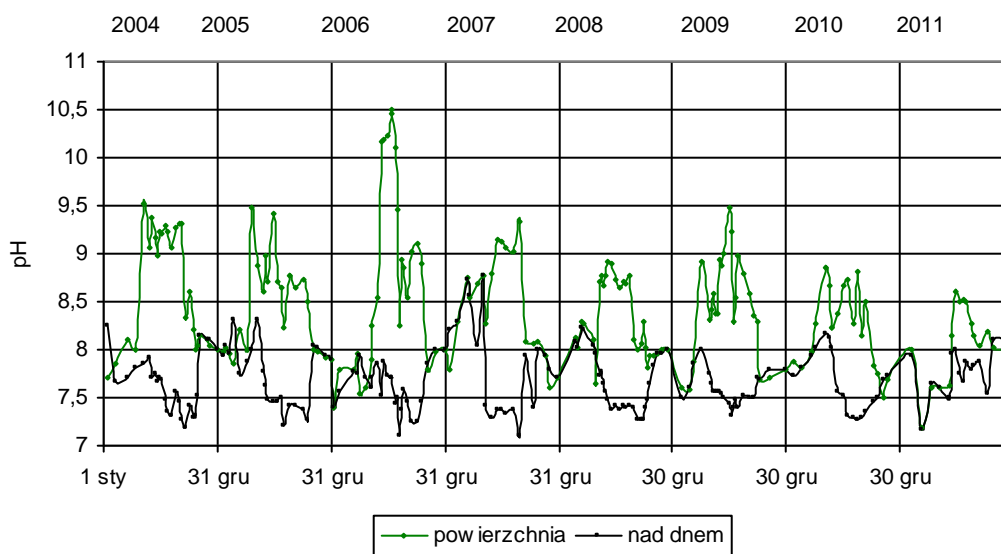
Wartość wskaźnika zmniejszyła się z 9,5 m w marcu do 3,6 m na początku kwietnia. W pierwszej dekadzie maja odnotowano wzrost widzialności kręka Secchiego do 9,2 m a następnie ponowny spadek do około 3 m w okresie od połowy czerwca do końca października. W okresie od pierwszej dekady czerwca do końca października widzialność kręka Secchiego wykazywała nieznacznie, ale zauważalną tendencję wzrostową. Wartość wskaźnika wzrosła w tym okresie od 2,8 do 4,2 m. Długość przezroczystości wody oraz słaba dynamika zmian wskazują na zmniejszony intensywność procesu produkcji pierwotnej.

8.4. Odczyn wody

Zmiany wartości wskaźnika pH odzwierciedlają intensywność procesów przemiany materii. W warstwie powierzchniowej wynikają z intensywności fotosyntezy, w warstwie przydennej pozbawionej tlenu z procesów rozkładu materii organicznej oraz redukcyjnych reakcji chemicznych (2, 4, 61, 63, 85).

Zmiany pH wody w latach 2004–2011 przedstawiono na rysunku 59. W miarę nasilania się procesów produkcji pierwotnej, w czasie stagnacji letniej, wzrastało pH powierzchniowej warstwy wody. Wykonane pomiary pH wody zbiornika Pławniowice uwiaryściły różnice pomiędzy poszczególnymi latami. Odczyn powierzchniowej warstwy wody wzrastał z chwilą zakończenia cyrkulacji wiosennej i wystąpienia stratyfikacji termicznej. Jednocześnie, w poszczególnych latach, występowały różne czasy występowania maksymalnych wartości odczynu. Należy sadzić, że wynika to z warunków pogodowych, a zwłaszcza z nasłonecznienia, które wraz z temperaturą ma decydujący wpływ na nasilenie procesów fotosyntezy (75, 85).

W roku 2004, w czasie stagnacji letniej, wszystkie pomiary wykazały wartość pH powyżej 9,0. W następujących latach liczba wyników pomiarów powyżej pH = 9,0 zmalała. Wyjątkiem był rok 2006, w którym sześciokrotnie odnotowano, w okresie od połowy czerwca do końca lipca, pH wody powyżej wartości 10,0.



Rys. 5759. Zmiany pH powierzchniowej i przydennej warstwy wody zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

W okresie od 2004 do 2007 roku, w czasie kolejnych stagnacji letnich, odnotowywano wyniki pomiarów pH powyżej 9,0. Natomiast w roku 2008 ani razu nie stwierdzono przekroczenia wartości pH powyżej 9,0. W roku 2009 na 17 pomiarów odnotowano tylko dwa wyniki powyżej pH = 9,0, w drugiej połowie lipca. Na przełomie wiosny i lata pH epilimnionu wzrastało bardzo gwałtownie. W roku 2004 wzrosło w ciągu kilku dni od pH = 8 do pH = 9,6. W roku 2005 wzrost odczynu epilimnionu był identyczny. W roku 2006 natomiast wzrost pH nastąpił z 8,6 do 10,3.

Od roku 2007 w kolejnych latach wzrost pH epilimnionu był wyraźnie wolniejszy, bardziej rozciągnięty w czasie. Odnotowywano także niższe wartości pH. W roku 2008 pH powierzchniowej warstwy wody nie przekroczyło wartości 9,0. W roku 2009 tylko jeden raz zmierzono pH powyżej 9,0. W roku 2010, podobnie jak w roku 2008, nie odnotowano wartości pH powyżej 9,0. Stwierdzone wartości pH w czasie stagnacji letniej wynosiły od 8,2 do 8,8.

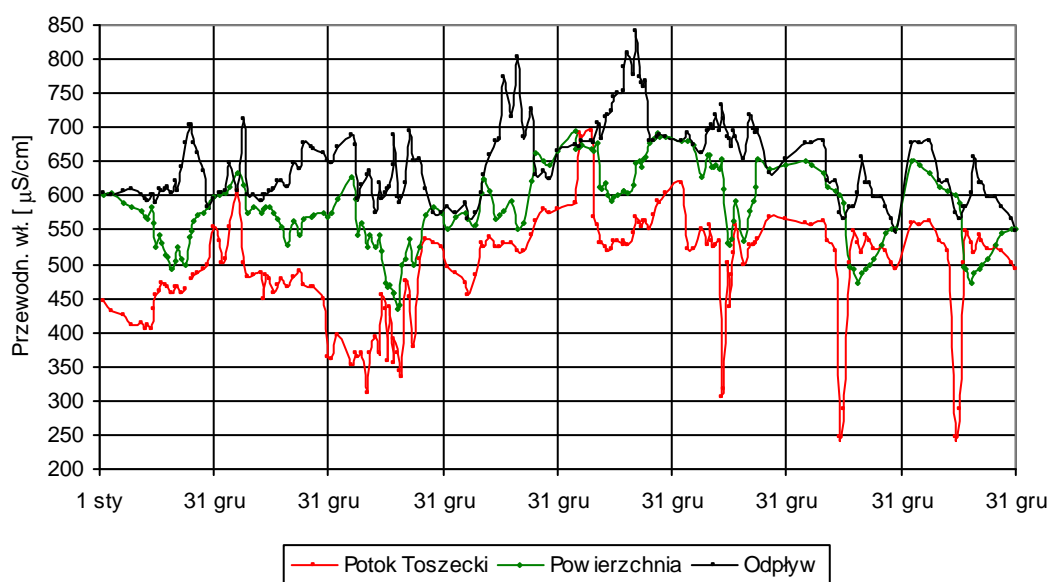
Wzrost pH w epilimnionie pojawiał się z chwilą ustania mieszania wiosennego i pojawienia się stratyfikacji. Odpowiadał mu stopniowy spadek pH w hypolimnionie spowodowany pogarszającymi się warunkami beztlenowymi. Mimo, że różnice są niewielkie, na przestrzeni lat prowadzenia rekultywacji zbiornika początkowo, w latach 2004–2007, najniższa wartość pH przydennej warstwy wody osiągała 7,0 natomiast w latach 2008–2010 najniższe pH wynosiło od 7,3 do 7,5. Wskazuje to na słabsze zakwaszenie środowiska hypolimnionu.

Cyrkulacja wiosenna i jesienna powodowała wyrównywanie pH w całym słupie wody. Zauważa się, że wartości, przy których dochodzi do wyrównania pH wykazują tendencję spadkową. W latach 2004–2008 w czasie cyrkulacji odnotowano wartości pH wynoszące od 7,8 do 8,0. W latach 2009 pH wody w czasie pełnego wymieszania wyniosło zarówno wiosną jak i jesienią 7,6. W roku 2010, w czasie cyrkulacji wiosennej odnotowano pH wynoszące 7,3 a w czasie cyrkulacji jesiennej pH wynoszące 7,5. W wyniku wymieszania mas wodnych nastąpiło rednienie pH.

8.5. Przewodnictwo wód ciw

Wskaźnikiem odzwierciedlającym ogólną zawartość rozpuszczonych w wodzie soli jest przewodnictwo wód ciw [15, 37, 61]. Wieloletnie pomiary przewodnictwa wód ciw wykazały charakterystyczne różnice pomiędzy wodami dopływającymi do zbiornika a zalegającymi w zbiorniku oraz odprowadzanymi ze zbiornika rurą upustową (rys. 60). Najniższe wartości przewodnictwa wód ciw występowały w wodzie Potoku Toszeckiego, wynoszące od 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ do 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Na przestrzeni ośmiu lat wystąpiły trzy okresy. Pierwszy, od roku 2004 do pierwszego kwartału 2006 roku. Od stycznia 2004 roku do marca 2005 roku obserwowano stopniowy, wyraźny wzrost przewodnictwa wód ciw z 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ do 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Następnie aż do kwietnia 2006 roku wartość wskaźnika systematycznie zmniejszała się, dochodząc do 320 $\mu\text{S}/\text{cm}$.



Rys. 5860. Przewodnictwo wód ciw wody – zbiornik Pławniowice 2004–2011 r.

Drugi okres trwał od drugiego kwartału 2006 roku do pierwszego kwartału roku 2008. W tym okresie przewodnictwo wód ciw wody Potoku Toszeckiego wykazywało tendencję wzrostową. Na początku roku 2006 odnotowano wartość 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a na początku roku 2008, wartość wynosząca 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

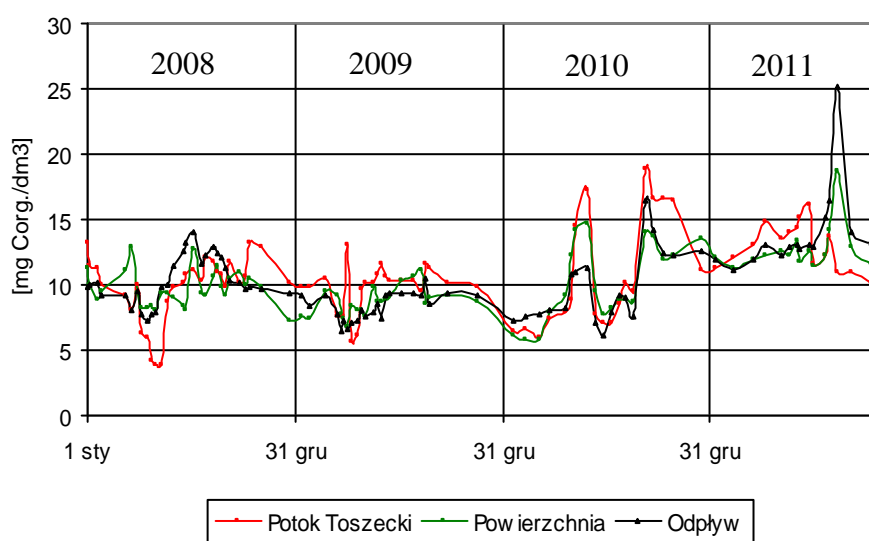
Od drugiego kwartału 2008 roku do zakończenia badań w końcu roku 2011 przewodnictwo woda ciwa wykazywało wyraźną tendencję spadkową. Wartość wskaźnika zmniejszała się z około 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ na początku roku 2008 do 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pod koniec 2011 roku.

Krzywa przedstawiająca zmiany przewodnictwa woda ciwego w wodzie Potoku Toszeckiego na dopływie do zbiornika uwiadamia o wpływie fali wezbraniowej na kształtowanie jakości wody (rys. 60). W połowie lat 2009, 2010 i 2011 odnotowano gwałtowne spadki przewodnictwa woda ciwego z około 550 $\mu\text{S}/\text{cm}$ do 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ i 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Zakres zmian przewodnictwa woda ciwego w powierzchniowej warstwie wody wynosił od 480 $\mu\text{S}/\text{cm}$ do 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$. W przydennej warstwie wody zakres zmian wynosił od 550 $\mu\text{S}/\text{cm}$ do 850 $\mu\text{S}/\text{cm}$. W powierzchniowej warstwie wody widoczna jest wyraźna, sezonowa obniżka wartości wskaźnika rozpoczynająca się wiosną, najniższe wartości przewodnictwa woda ciwego występują w szczycie okresu letniego po czym ponownie wartość wskaźnika wzrasta. W przydennej warstwie wody układ jest odwrotny. Od wiosny do szczytu lata przewodnictwo woda ciwe wzrasta, następnie jesienią zmniejsza się. Na obu poziomach słupa wody identyczne wartości omawianego wskaźnika występują na przełomie lat, w okresie od listopada do kwietnia. Cyrkulacja jesienna i wiosenna powoduje wyrównanie przewodnictwa woda ciwego w całym słupie wody. Przebieg zmian przewodnictwa podobny do zmian stężenia jonów chlorkowych wydaje się potwierdzać założenie o wpływie stratyfikacji termicznej na proces mieszania mas wodnych, w tym przypadku skutkujący rozcieńczeniem powierzchniowych warstw wody.

8.6. Wzrost organiczny rozpuszczony

Stężenie węgla organicznego wskazuje na zanieczyszczenie Potoku Toszeckiego substancjami organicznymi, zwłaszcza wzrost stężenia węgla organicznego w roku 2010 i 2011 tak w wodzie Potoku Toszeckiego jak i w wodzie zbiornika (rys. 61).

Najwyższe wartości stężenia węgla organicznego z reguły odnotowywano w wodzie zasilającej zbiornik. Charakterystyczne wzrosty stężenia uwiarydliły się w roku 2010, w czasie wezbra, zwłaszcza wezbrania wiosennego, na przełomie maja i czerwca, a następnie w czasie podwyższonego stanu wody w październiku.



Rys. 5964. Stężenie węgla organicznego – zbiornik Pławniowice 2008–2011 r.

Od początku roku 2010 odnotowano wzrost stężenia węgla organicznego w wodzie odprowadzanej ze zbiornika urządzeniem upustowym. Stwierdzone w 2010 roku $16,5 \text{ mg } C_{\text{org}}/\text{dm}^3$, a w roku 2011 $25 \text{ mg } C_{\text{org}}/\text{dm}^3$ stężenia węgla organicznego w przydennej warstwie wody, są wyższe od wartości stwierdzonych w tym samym czasie, w warstwie powierzchniowej (odpowiednio 14 i $16 \text{ mg } C_{\text{org}}/\text{dm}^3$). Może to świadczyć o nasileniu w tym okresie procesów rozkładu materii organicznej w przydennej warstwie wody. W czasie cyrkulacji jesiennej i wiosennej obserwuje się wyrównanie stężenia węgla organicznego w całym słupie wody.

8.7. Związki biogenne w wodzie Potoku Toszeckiego

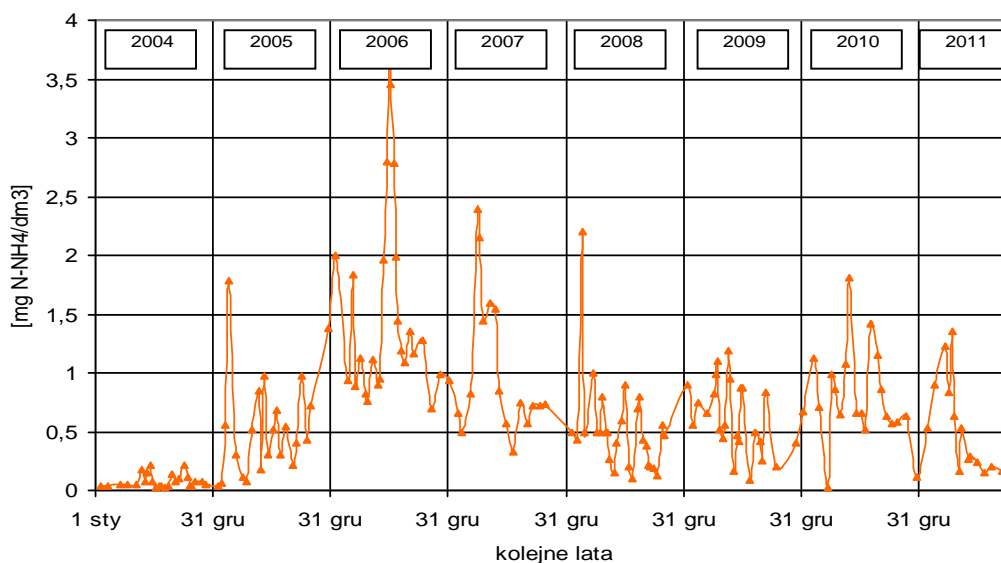
Potok Toszecki jest głównym źródłem wody zasilającym w sposób ciągły zbiornik Pławniowice. Na jakość wody w tym cieku główny wpływ wywierają zjawiska fizyczne kształtujące się i zachodzące na terenie zlewni (opady atmosferyczne, wymywanie, spływy powierzchniowe, zrzuty cieków), w znacznie mniejszym stopniu przemiany biologiczne. Potok Toszecki jest także głównym źródłem zanieczyszczeń wprowadzanych do zbiornika, w tym związków biogennych powodujących eutrofizację wód. Dlatego podjęto starania opisanie stanu hydrochemicznego tego cieku, analizując prawidłowość i zależności pomiędzy poszczególnymi formami związków azotowych i fosforowych.

8.7.1. Związki azotu w wodzie Potoku Toszeckiego

Charakterystykę wód Potoku Toszeckiego pod względem zawartości związków azotowych oraz zachodzących w czasie przemian podstawowych form azotu, przedstawiono na rysunkach 62–66.

Stężenie azotu amonowego

Zmiany stężenia azotu amonowego w kilkuletnim horyzoncie czasowym cechowała silna dynamika (rys. 62). W roku 2004 odnotowano bardzo niskie stężenia azotu amonowego w wodzie Potoku Toszeckiego. Natomiast kolejne lata, a zwłaszcza rok 2005 i 2006 cechowały wysokie stężenia omawianego wskaźnika. Od roku 2006 do 2009 odnotowano tendencję do obniżania stężenia azotu amonowego. Wzrost stężenia omawianego wskaźnika odnotowano latem w roku 2010, a następnie wiosną w roku 2011. W drugiej połowie roku 2011 odnotowano niskie stężenia azotu amonowego, podobne do wartości z roku 2004.

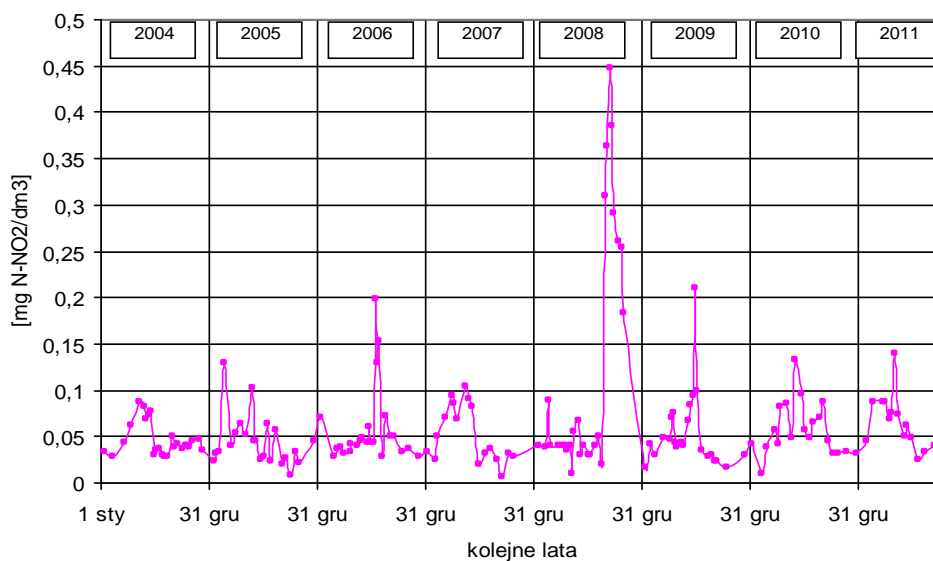


Rys. 6062. Stężenia azotu amonowego w wodzie Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011

Na przestrzeni ośmiu lat (2004–2011) wy sze wartości od przeciętnych dla danego roku odnotowano pięciokrotnie w okresie wiosenno-letnim oraz dwukrotnie w okresie zimowym. Rozciąganie w czasie występowania podwyższonych wartości stężenia azotu amonowego wskazuje na okresowe oddziaływanie czynników zlewniowych w postaci niekontrolowanych zrzutów nie oczyszczonych bądź nie do starannie oczyszczonych ścieków bytowo-gospodarczych.

Stężenie azotu azotynowego

W okresie objętym badaniami obserwowano wzrost stężenia azotu azotynowego w miesiącach wiosenno-letnich (rys. 63).

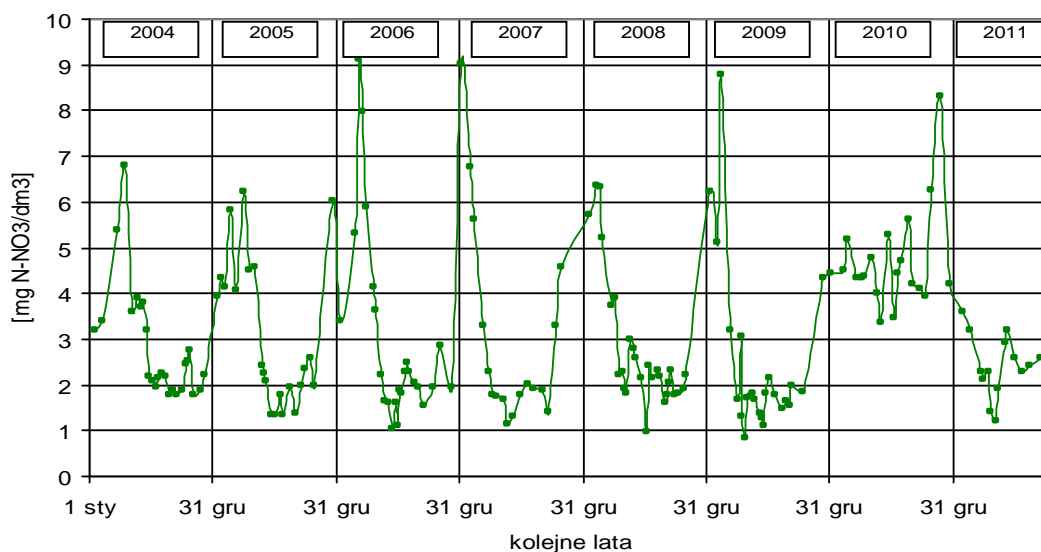


Rys. 6163. Stężenie azotu azotynowego w wodzie Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011

Niższe stężenia odnotowywano w drugiej połowie kolejnych lat. Kilkakrotnie uchwycono nagle, skokowy wzrost stężenia jonów azotynowych. Tak było na początku roku 2005, w połowie roku 2006. Na uwagę zasługuje wzrost stężenia azotu azotynowego w drugiej połowie 2008 roku (rys.63). W okresie od września do końca października siedmiokrotnie odnotowano wysokie stężenia (od 0,25 do 0,45 mg N-NO₂/dm³) jonów azotynowych. Siedmiokrotne stwierdzenie wysokich stężeń omawianego wskaźnika wyklucza przypadkowość wyników i wskazuje na występowanie w zlewni Potoku Toszeckiego źródła tej formy azotu, bardziej na okresowe, wybitnie redukcyjne warunki w środowisku wodnym. Wzrost stężenia jonów azotynowych odnotowano również w roku 2009, w sierpniu. I w tym przypadku odnotowana maksymalna wartość wynosząca 0,21 mg N-NO₂/dm³ poprzedzały stopniowo wzrastające wartości stężeń. Natomiast spadek wartości stężenia od wartości maksymalnej był bardzo gwałtowny. I w tym przypadku należy dopatrywać się wpływu specyficznego źródła tej właśnie formy azotu.

Stężenie azotu azotanowego

Przebieg zmian stężeń jonów azotanowych w wodzie Potoku Toszeckiego cechuje widoczna cykliczność (rys. 64). W okresie prowadzenia badań najwyższe stężenia, od 4 mg N-NO₃/dm³ do 9 mg N-NO₃/dm³ odnotowano w miesiącach zimowo-wiosennych. W okresie letnio-jesiennym stężenia azotu azotanowego były wyraźnie niższe – od 1 mg N-NO₃/dm³ do 3 mg N-NO₃/dm³.

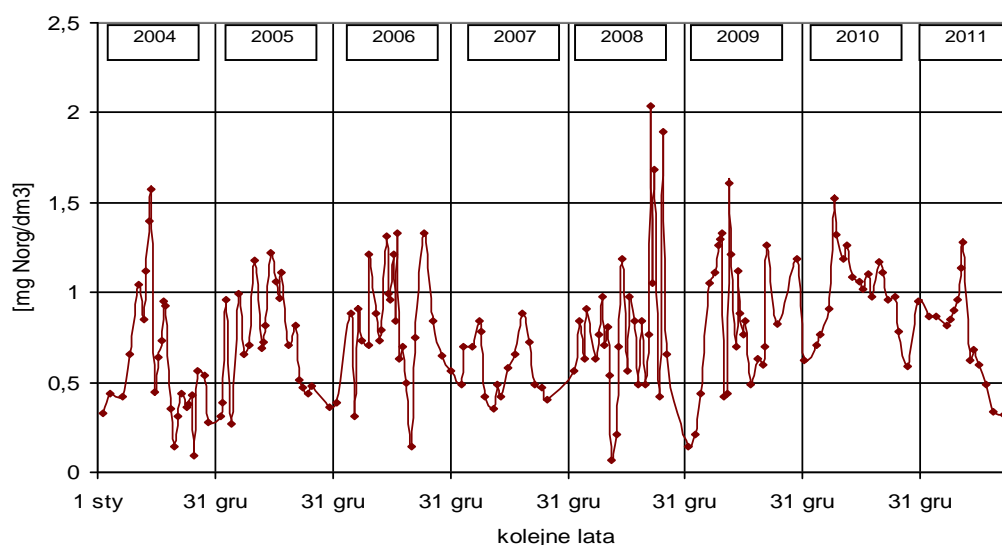


Rys. 6264. Stężenie azotu azotanowego w wodzie Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011

Przebieg zmian, a w szczególności wysokie stężenia azotanów w okresie wiosennym, wskazuje na znaczenie procesu kumulowania tej formy azotu w pokrywie śnieżnej a także na roztopy wiosenne i spływy powierzchniowe, jako źródło największych ładunków jonów azotanowych, wprowadzanych następnie do zbiornika pławniowickiego. Regularne występowanie wysokich stężeń azotu azotanowego w wodzie Potoku Toszeckiego zimą i wczesną wiosną wyraźnie znamiona prawidłowości.

Stężenie azotu organicznego

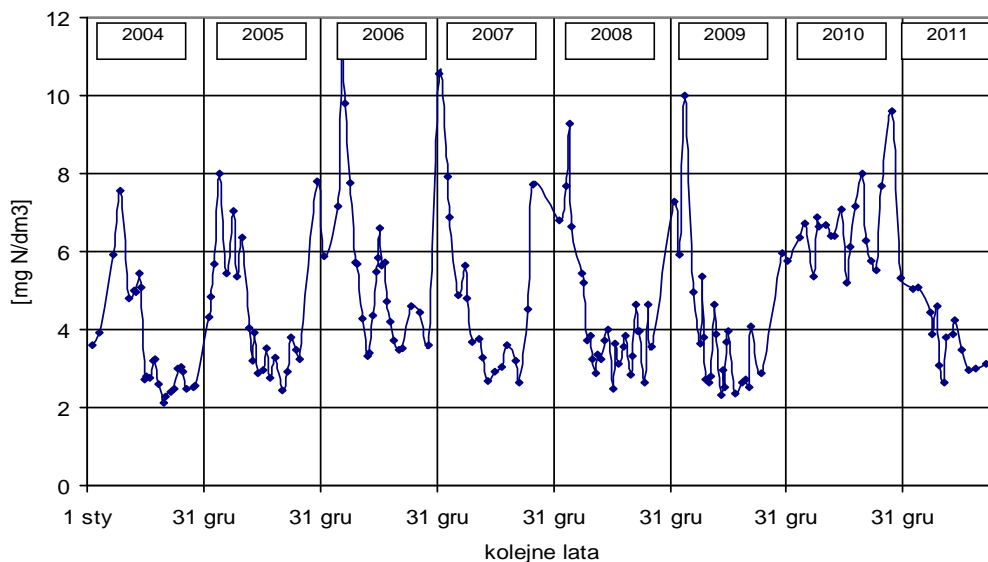
W przypadku azotu organicznego tendencję wzrostu stężeń stwierdzono, w poszczególnych latach w miesiącach letnich (rys. 65).



Najczęściej występujące wartości stężenia azotu organicznego zamykały się w granicach od 0,5 do 1,0 mg N/dm³. Stężenia poniżej 0,5 mg N/dm³ występowały w okresach jesienno-zimowych. Z kolei stężenia powyżej 1,0 mg N/dm³ w miesiącach letnich. Przebieg zmian stężenia azotu organicznego przypomina dynamik zmian stężenia azotu azotynowego. Na uwagę zasługuje fakt, iż w obu przypadkach najwyższe stężenia wskazników odnotowano w 2008 i 2009 roku. Wspólne występowanie najwyższych stężeń i podobna dynamika zmian azotu azotynowego i azotu organicznego wskazują, że źródła tych zanieczyszczeń należy szukać w ciekach bytowo-gospodarczych.

Stężenie azotu ogólnego

Zmiany stężenia azotu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego, w okresie prowadzenia badań zachodziły w granicach od 2 mg N/dm³ do 12 mg N/dm³ (rys. 66). Widoczna cykliczność zmian stężenia azotu ogólnego jest bardzo podobna do cykliczności zmian stężenia azotu azotanowego. Poczynione obserwacje wskazują na miesiące zimowo-wiosenne jako na te, w których wysokie stężenia azotu a w konsekwencji ładunki tego pierwiastka stanowi zagrożenie dla zbiornika pławniowickiego.

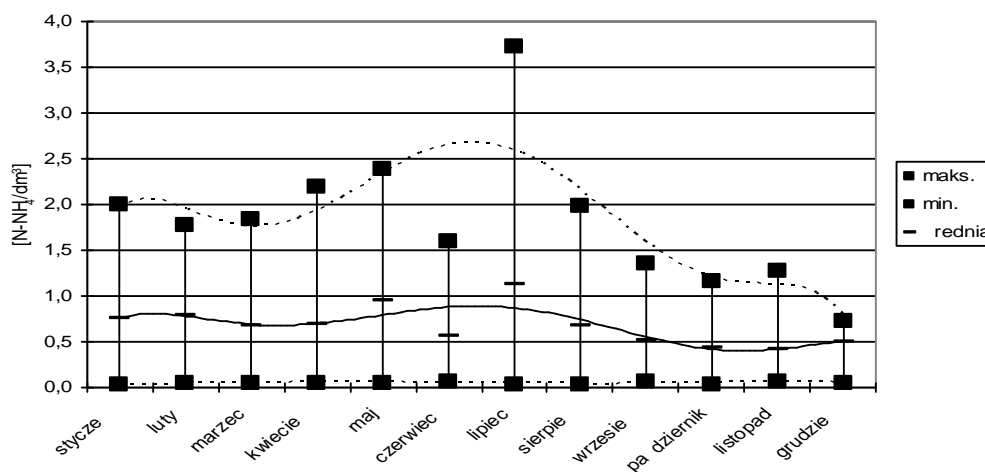


Rys. 6466. Stężenie azotu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011

8.7.1.1. Zmienność stężeń związków azotowych w wodzie Potoku Toszeckiego

Dysponując dużą ilością wyników podjęto próbę scharakteryzowania Potoku Toszeckiego jako reaktora. Skumulowano uzyskane, dla poszczególnych miesięcy wyniki, opisując stan hydrochemiczny cieku w

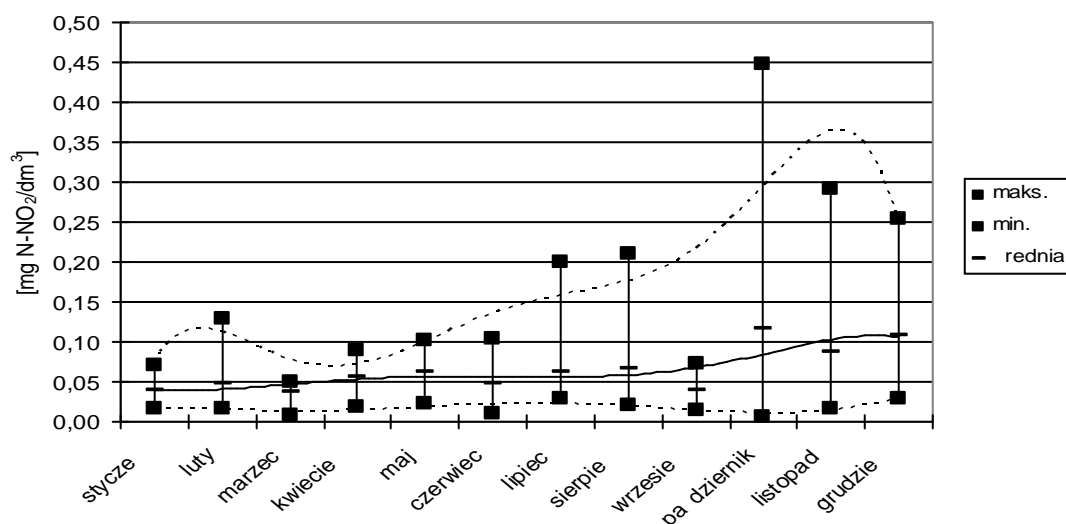
poszczególnych miesiącach hipotetycznego roku kalendarzowego. Poniżej przedstawiono analizę zakresu zmian stężeń podstawowych form azotu w kolejnych miesiącach, w latach prowadzonych badań (rys. 67).



Rys. 6567. Zakres zmian stężeń azotu amonowego w skali rocznej

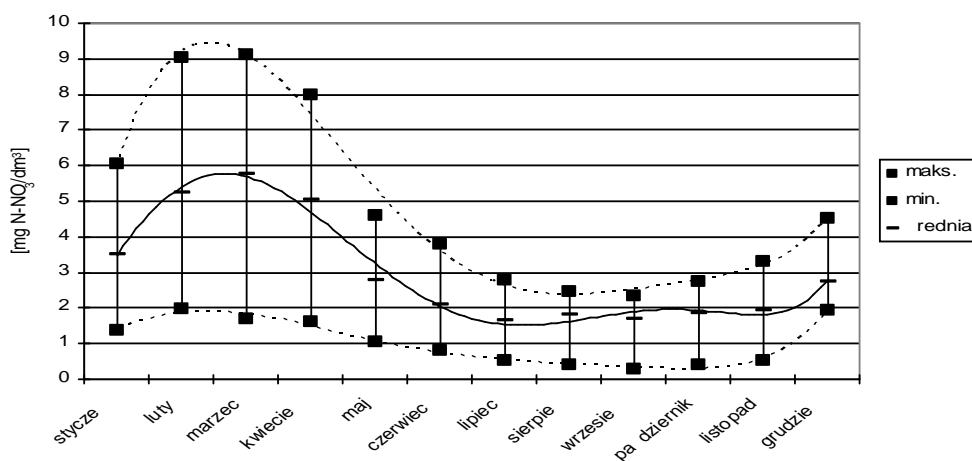
W ciągu roku lat prowadzenia badań stanu hydrochemicznego Potoku Toszeckiego zakres zmian stężeń azotu amonowego wynosił od 0,05 do 3,8 mg N-NH₄/dm³. Pod względem zakresu zmian stężeń azotu amonowego wyróżniono dwa okresy. W okresie od stycznia do maja stężenie azotu amonowego zmieniało się w szerszym zakresie aniżeli w okresie od czerwca do grudnia. Najmniejsze wahania stężenia omawianego wskaźnika odnotowano w okresie od października do grudnia.. średnia wartość stężenia azotu amonowego była wyższa w okresie od stycznia do sierpnia (od 0,7 mg N-NH₄/dm³ do 0,9 mg N-NH₄/dm³) aniżeli w okresie od września do grudnia (od 0,4 mg N-NH₄/dm³ do 0,7 mg N-NH₄/dm³).

W kształtowaniu się wielkości stężeń azotu azotynowego również uwidoczniło się dwa okresy. W okresie od stycznia do czerwca zmiany stężenia azotu azotynowego w wodzie Potoku Toszeckiego przebiegały w granicach od 0,02 mg N-NO₂/dm³ do 0,13 mg N-NO₂/dm³ (rys. 68). Od czerwca do końca roku zakres zmian stężeń zmniejszył się i wynosił od 0,01 mg N-NO₂/dm³ do 0,45 mg N-NO₂/dm³. średnie stężenie azotu azotynowego w poszczególnych miesiącach wynosiło, w okresie od stycznia do sierpnia od 0,04 mg N-NO₂/dm³ do 0,06 mg N-NO₂/dm³ a w okresie od września do grudnia, od 0,7 mg N-NO₂/dm³ do 1,1 mg N-NO₂/dm³.



Rys. 6668. Zakres zmian stężenia azotu azotanowego w skali rocznej

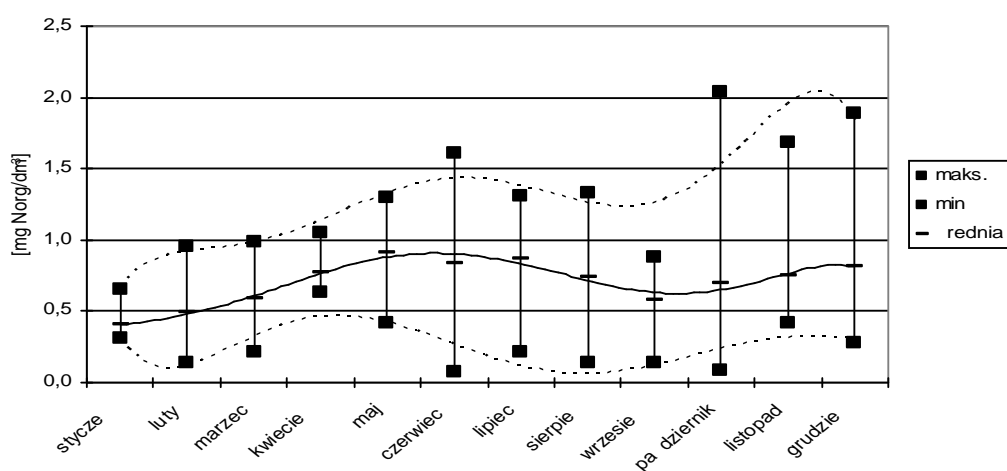
Największe zmiany stężenia azotu azotanowego stwierdzono w okresie od stycznia do kwietnia (rys. 69). W tych miesiącach stężenie jonów azotanowych zmieniało się od 1,3 mg N-NO₃/dm³ do 9 mg N-NO₃/dm³. W okresie od maja do września stężenie azotu azotanowego w wodzie Potoku Toszeckiego wyraźnie zmniejszało się. W październiku zmniejszał się zakres zmian wartości stężenia. W maju stężenie zmieniało się od 1 mg N-NO₃/dm³ do 4,8 mg N-NO₃/dm³. We wrześniu od 0,2 mg N-NO₃/dm³ do 2,3 mg N-NO₃/dm³. Jesienią, od września do grudnia, odnotowano stopniowy wzrost stężenia z jednoczesnym wzrostem zakresu zmian.



Rys. 6769. Zakres zmian stężenia azotu azotanowego w skali rocznej

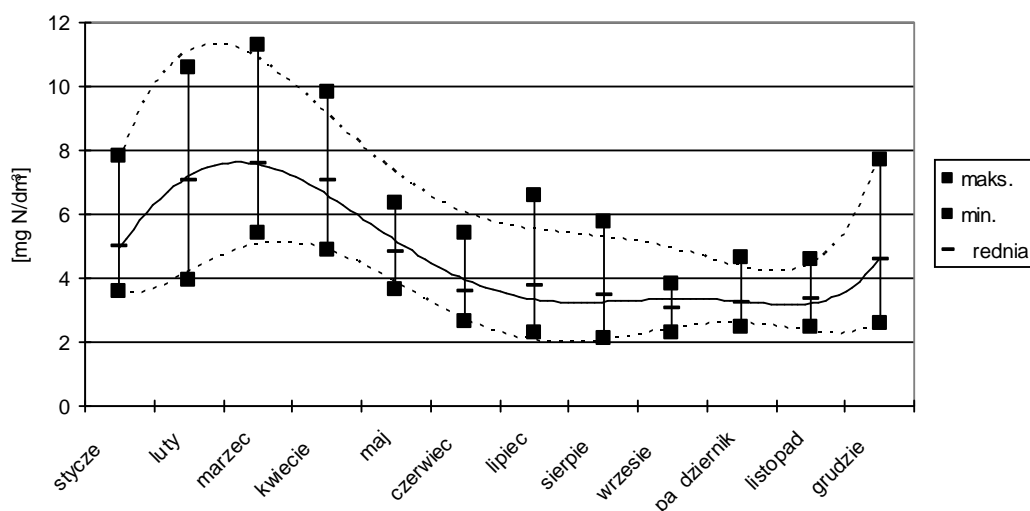
Oredniej wartości stężenia azotanów decydowały wartości maksymalne. Najwyższe średnie stężenie odnotowano dla okresu od stycznia do kwietnia (od 3,7 mg N-NO₃/dm³ do 5,9 mg N-NO₃/dm³). Dla okresu od czerwca do grudnia średnie stężenie azotu azotanowego wynosiło od 1,8 mg N-NO₃/dm³ do 2,8 mg N-NO₃/dm³.

Zmiany stężenia azotu organicznego kształtowały się w skali rocznej odwrotnie w porównaniu ze zmianami azotu azotynowego i azotanowego (rys. 70). Najniższe stężenia – od 0,1 mg N/dm³ do 1,0 mg N/dm³ – odnotowano w okresie od stycznia do kwietnia. Od maja do końca roku zakres zmian stężenia był wyraźnie większy i wynosił od 0,1 mg N/dm³ do 2,0 mg N/dm³. Obliczona dla poszczególnych miesięcy średnia wartość stężenia kształtowała się pod wpływem wartości maksymalnych. Najniższe wartości, od 0,4 mg N/dm³ do 0,75 mg N/dm³ odnotowano dla okresów zimowo-wiosennych, najwyższe, od 0,8 mg N/dm³ do 0,9 mg N/dm³ dla maja i czerwca. Jesienią obserwowano spadek średniej wartości stężenia omawianego wskaźnika.



Rys. 6870. Zakres zmian stężenia azotu organicznego w skali rocznej

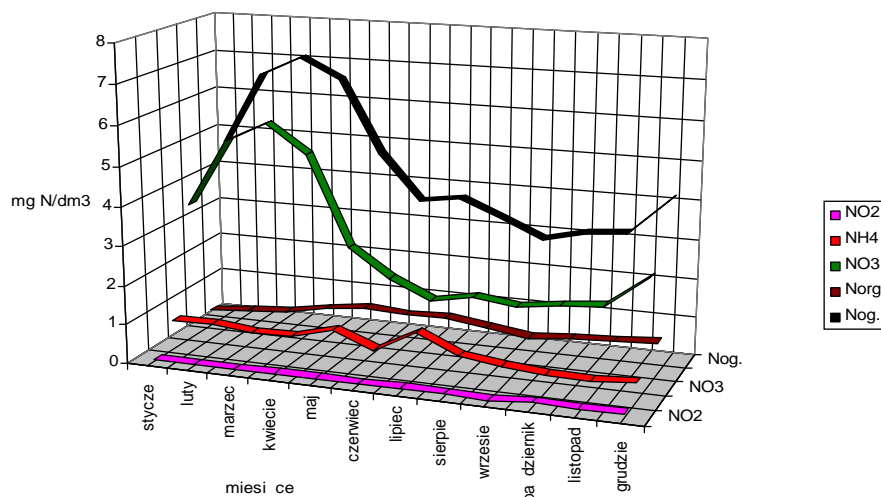
Zmiany stężenia azotu ogólnego kształtowały się podobnie do zmian stężenia azotu azotanowego (rys. 71).



Rys. 6971. Zakres zmian stężenia azotu ogólnego w skali rocznej

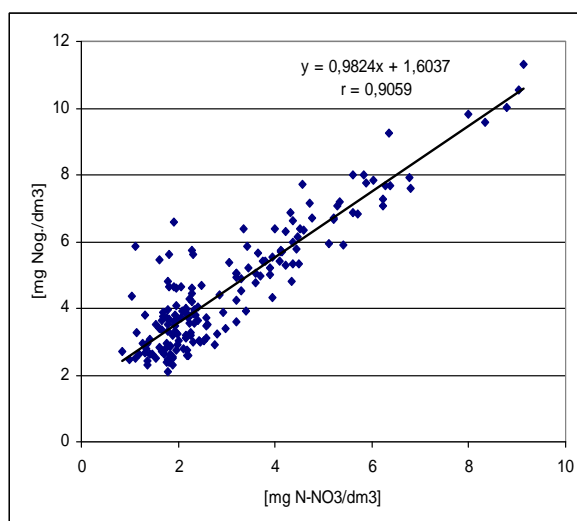
Największą dynamikę zmian odnotowano dla miesięcy od stycznia do kwietnia. W tym okresie stężenie azotu azotanowego zmieniało się w granicach od 3,8 mg N/dm³ do 11,6 mg N/dm³. Maksymalne

wartości wynosiły od 8 mg N/dm³ do 11,6 mg N/dm³. Od maja do listopada stężenie azotu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego było wyraźnie mniejsze – od 2,0 mg N/dm³ do 6,0 mg N/dm³. Wzrost stężenia z równoczesnym zwiększeniem zakresu zmian odnotowano w grudniu. Dominującą formą azotu w wodzie Potoku Toszeckiego jest azot azotanowy (rys. 72).



Rys. 7072. Stężenie związków azotowych w wodzie Potoku Toszeckiego – wartości średnie w latach 2004–2011

Jest to szczególnie widoczne w miesiącach zimowych i wczesnym wiosną, od grudnia do kwietnia. Wzrost stężenia azotu amonowego w miesiącach letnich wskazuje na możliwość wystąpienia niekontrolowanych zrzutów ścieków bytowo-gospodarczych a także na niekorzystne warunki tlenowe. W wodzie Potoku Toszeckiego stężenie azotu ogólnego pozostaje w zależności od stężenia azotu azotanowego (rys. 73). O ogólnej ilości azotu w wodzie Potoku Toszeckiego decyduje azotanowa forma tego pierwiastka.

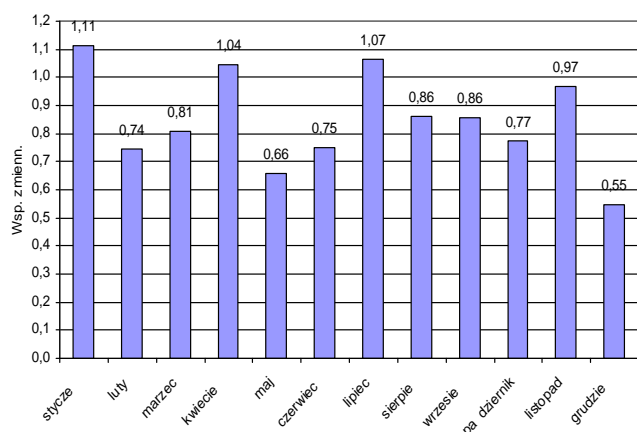


Rys. 7173. Współzależność stężenia azotu azotanowego i azotu ogólnego – Potok Toszecki lata 2004–2011

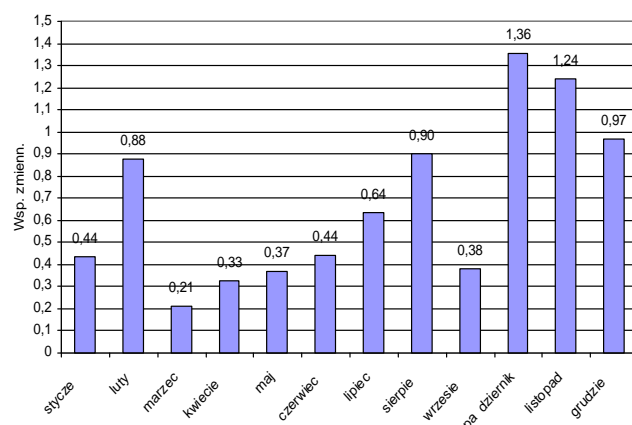
8.7.1.2. Współczynnik zmienności „ c_v ” związków azotu w wodzie Potoku Toszeckiego

Podjęto próbę scharakteryzowania dynamiki zmian stężeń podstawowych form azotu w wodzie Potoku Toszeckiego, którą przedstawiono stosując współczynnik zmienności „ c_v ”. Wskaźnik ten obliczono jako iloraz odchylenia standardowego i średniego stężenia wskaźnika (rys. 74).

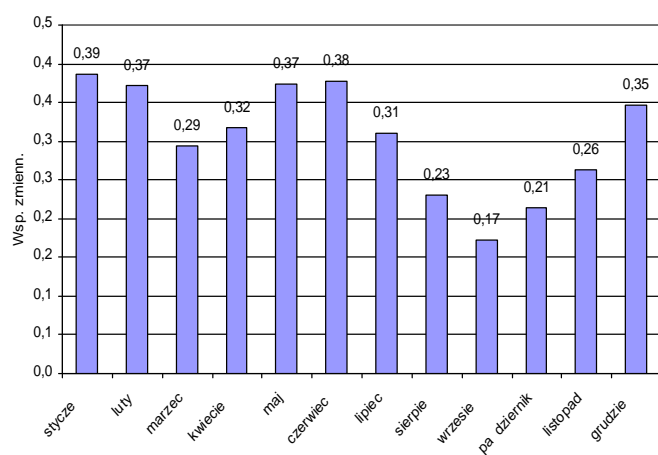
Na przedstawionych wykresach łatwo zauważyć różnice, zarówno między wartościami omawianego wskaźnika dla poszczególnych wskaźników jakości wody, jak i występowanie na przestrzeni roku okresów różniących się intensywnością zachodzących przemian azotowych. Stwierdzono podobieństwo w kształtowaniu się współczynnika zmienności, w przypadku jonów azotanowych oraz azotu organicznego. W obu tych przypadkach zmienność w pierwszym półroczu jest wyraźnie mniejsza aniżeli w drugiej połowie roku. Podobieństwo widoczne jest również w przypadku azotu azotanowego i azotu ogólnego. W obu przypadkach zmienność nasila się w miesiącach zimowych i letnich, słabnie natomiast wiosną i jesienią. W przypadku azotu amonowego nie zauważono określonej tendencji zmian, natomiast odnotowano najwyższe wartości współczynnika zmienności.



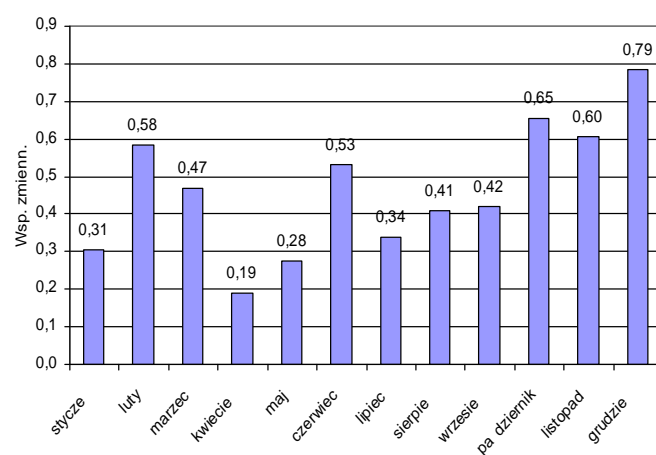
A (N-NH₄)



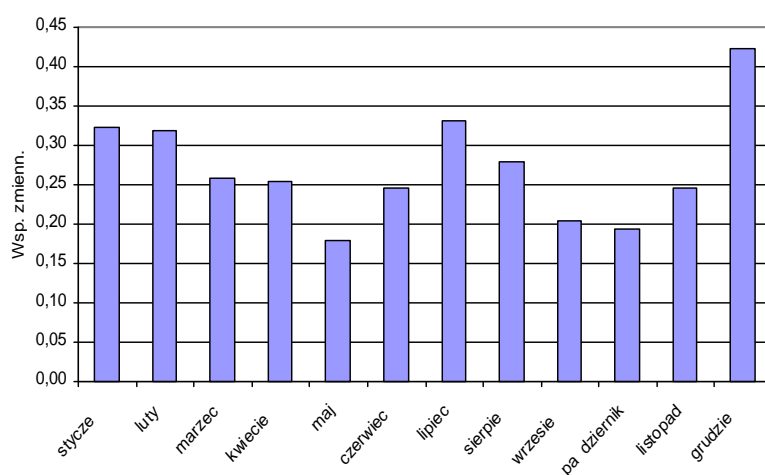
B (N-NO₂)



C (N-NO₃)



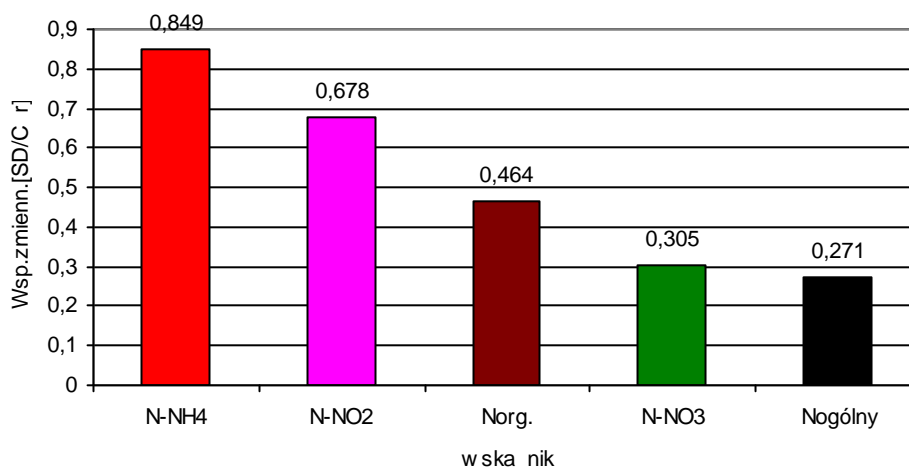
D (N_{org})



E (N ogólny).

Rys. 7274. Współczynniki zmienności „c_v” podstawowych form azotu w wodzie Potoku Toszeckiego dla lat 2004–2011

Poniżej przedstawiono średnie wartości współczynnika zmienności dla podstawowych form azotu w wodzie Potoku Toszeckiego dla okresu 2004–2011 (rys. 75).



Rys. 75. Współczynnik zmienności „ c_v ” podstawowych form azotu w wodzie Potoku Toszeckiego – wartości średnie dla lat 2004–2011

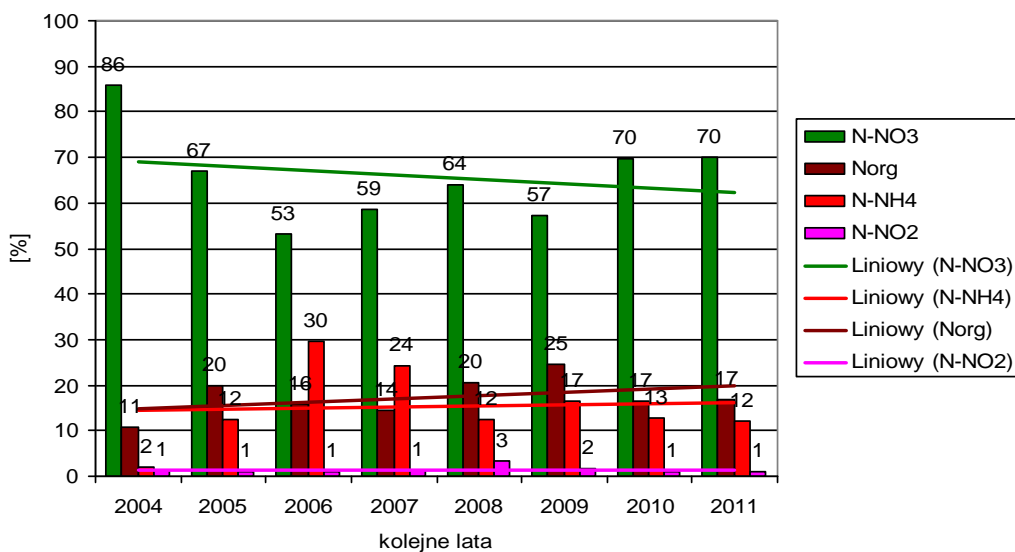
Pod względem intensywności zmienności przeważał azot amonowy, następnie azot azotynowy oraz azot organiczny. Najbardziej stabilną pod względem zmienności formą azotu był azot azotanowy.

8.7.1.3. Udział związków azotowych w wodzie Potoku Toszeckiego

Udział procentowy poszczególnych form azotu pozwala na określenie struktury składu wody. W poszczególnych latach prowadzenia badań obserwowano zmiany, pozwalające na wskazanie lat, w których ta struktura kształtowała się korzystnie oraz lat, w których wystąpiły zjawiska niekorzystne (rys. 76).

Dominującą formą azotu w wodzie Potoku Toszeckiego jest azot azotanowy. W poszczególnych latach okresu 2004–2011 udział azotu azotanowego wynosił od 86% do 53%. Najwyższą wartość obliczono dla roku 2004. Na przestrzeni okresu badań uwidoczniła się niewielka tendencja spadkowa udziału azotu azotanowego. Jednocześnie nie od roku 2006 udział tej formy azotu wzrastał z 53% do 70% w roku 2010 i 2011.

Udział azotu amonowego zmieniał się w poszczególnych latach od 2% w roku 2004 do 30% w roku 2006 i 24% w roku 2007. Od roku 2006 obserwowano zmniejszanie się udziału tej formy azotu do 12% w roku 2011.



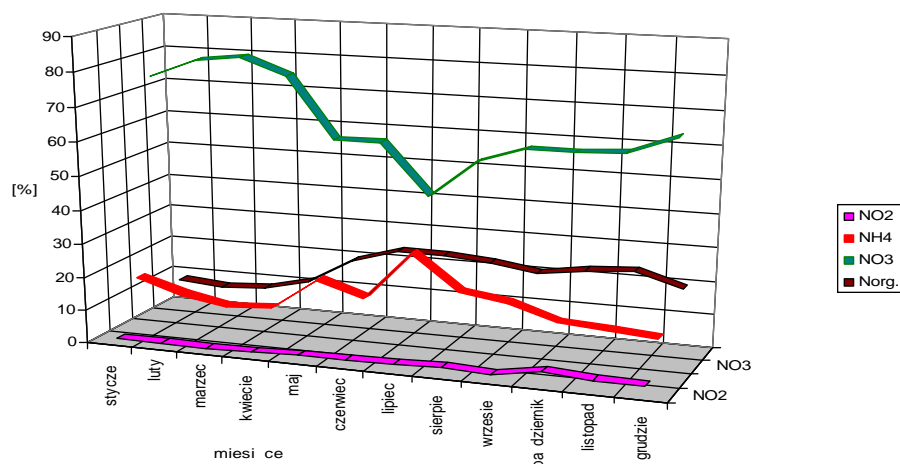
Rys. 7476. Udział zwi zków azotowych w ogólnej ilo ci azotu w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2009

Uwag zwraca relacja pomi dzy 86% udziałem azotu azotanowego a 2% udziałem azotu amonowego w roku 2004. Jest to rok w którym udziały obu form azotu ró ni si wyra nie od pozostałych lat. Na przestrzeni lat 2004–2011, spadkowi udziału azotu azotanowego odpowiadał wzrost udziału azotu amonowego. Wzrost udziału, oraz wzrost st enia azotu amonowego w wodzie Potoku Toszeckiego, wskazuje na pojawienie si w zlewni ciek u czynników oddziałuj cych w sposób istotny na jego stan hydrochemiczny.

Udział azotu organicznego w ogólnej ilo ci azotu wynosił od 11 do 25% (rys 76). Na przestrzeni lat 2004–2011 odnotowano nieznaczny wzrost udziału tej formy azotu. Podobie stwo zmian udziałów oraz st e azotu organicznego i azotu amonowego, sugeruje oddziaływanie czynnika powoduj cego przechodzenie mineralnych form azotu w organiczne. Potwierdza równie mo liwo wprowadzania do Potoku Toszeckiego nie oczyszczonych b d oczyszczonych niedostatecznie, cieków bytowo-gospodarczych.

Udział azotu azotynowego kształtował si na poziomie od 1 do 3%, przy czym wy sze warto ci odnotowano w latach 2008 i 2009.

Analiza rednich warto ci udziału poszczególnych form azotu w skali roku pozwoliła opisa kształtowanie si jako ci wody w poszczególnych miesi cach (rys. 77). Najwy szy udział azotu azotanowego odnotowano w miesi cach zimowo-wiosennych, od grudnia do kwietnia. Wynosił on 63% w grudniu, 80% w lutym i marcu, oraz 75% w kwietniu. Od maja do lipca udział azotu azotanowego zmniejszał si dochodz c w lipcu do 40%, po czym w okresie jesieni wzrastał, osi gaj c 58% w listopadzie.



Rys. 7577. Udział związków azotowych w ogólnej ilości azotu w wodzie Potoku Toszeckiego, w skali rocznej – wartości średnie

Udział azotu amonowego wzrastał w okresie stycznia do lipca z około 10% do 22%. Odnotowano dwukrotnie, w maju i lipcu, podwyższone wartości udziału (odpowiednio 11% i 22%). Od stwierdzonego w lipcu maksimum do końca roku udział azotu amonowego stopniowo zmniejszał się z 22% w lipcu do 2% w grudniu. Najmniejszy udział azotu organicznego wynosił około 7% odnotowano w okresie od stycznia do kwietnia. Przez pozostałą część roku udział tej formy był wyższy i wynosił około 20%. Udział azotu azotanowego utrzymywał się od stycznia do września na poziomie 1%, a w ostatnim kwartale wzrósł do około 2%.

8.7.2. Związki fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego

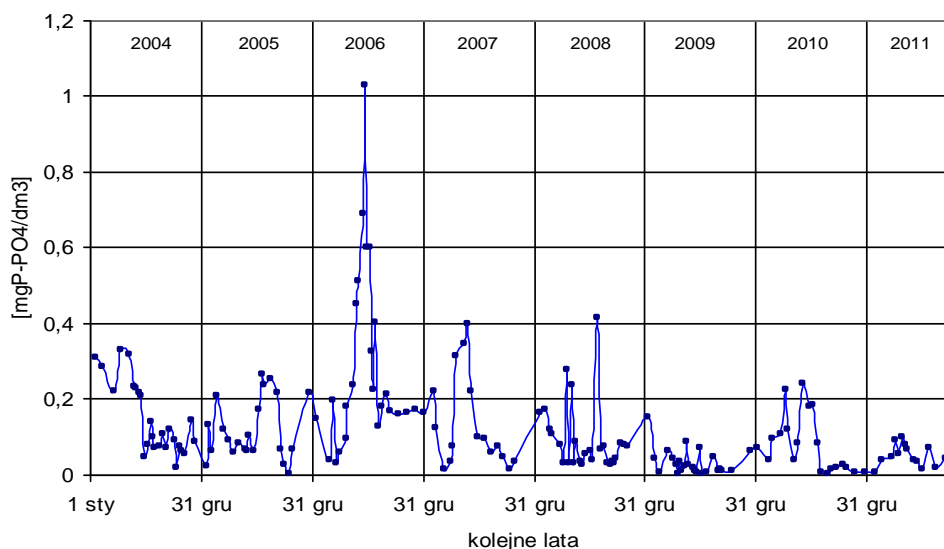
Potok Toszecki stanowi źródło zasilania zbiornika w substancje biogenne. Mineralne związki fosforu, szczególnie ortofosforany stanowią, z punktu widzenia zagrożenia eutrofizacją, najważniejszy rodzaj zanieczyszczeń.

8.7.2.1. Stężenia związków fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego

Przebieżące na przestrzeni sześciu lat zmiany stężeń związków fosforu wykazały znaczny zakres wahań (rys. 78). Przez większość okresu prowadzenia badań stężenie ortofosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego występowało w granicach od 0,02 mg P-PO₄/dm³ do 0,2 mg P-PO₄/dm³.

Szczególne uwagi zwraca odnotowane, skokowe zwiększenie stężenia tej formy fosforu, zwłaszcza w roku 2006, kiedy to stwierdzono ponad 1,0 mg P-PO₄/dm³, następnie w

roku 2007 ($0,4 \text{ mg P-PO}_4/\text{dm}^3$), w 2008 ($0,42 \text{ mg P-PO}_4/\text{dm}^3$) i w 2010 ($0,22 \text{ mg P-PO}_4/\text{dm}^3$). W każdym przypadku wzrost stężenia ortofosforanów przypadał na miesiące letnie. Ponadto fakt, iż podwyższone stężenia odnotowano kilkakrotnie w każdym z poszczególnych lat, wyklucza przypadkowy wynik. Najniższe wartości stężenia występowały w miesiącach jesiennych.

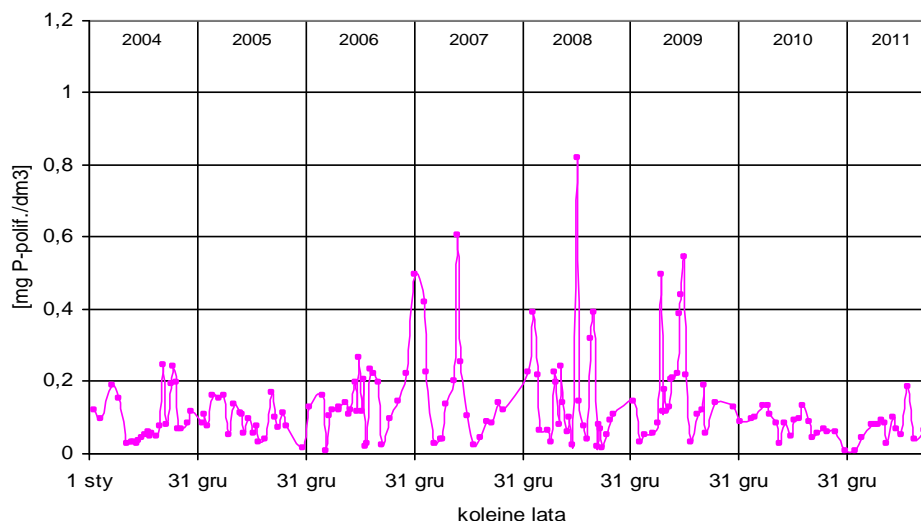


Rys. 7678. Stężenie ortofosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2011

Przedstawione zmiany wskazują na dynamiczne procesy kształtowania jakości wody. Nagłe zmiany, widoczne zwłaszcza w latach 2006 – 2008 wskazują na obecność w zlewni zbiornika niekontrolowanych źródeł ortofosforanów, co z punktu widzenia zagrożenia dla zbiornika pławniowickiego należy uznać za zjawisko niekorzystne. Jednocześnie wyniki badań wskazują na tendencję malejącego stężenia tej formy fosforu, co może napawać optymizmem pod warunkiem, że tendencja ta będzie długotrwała.

Stężenie polifosforanów

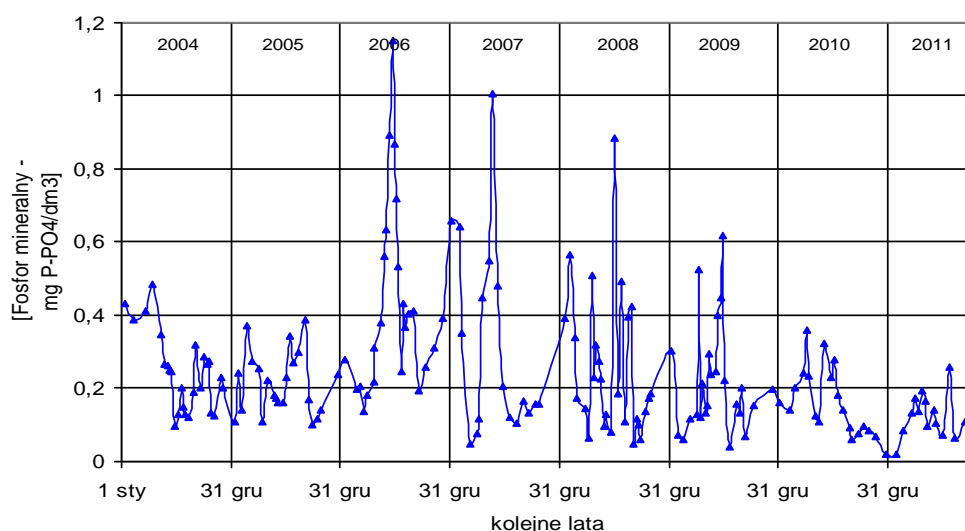
Na przestrzeni lat prowadzenia badań obserwowano stopniowy wzrost stężenia polifosforanów (rys. 79). W latach 2004, 2005 i 2006 stężenie tej formy fosforu zmieniało się w granicach od $0,02 \text{ mg P/dm}^3$ do $0,25 \text{ mg P/dm}^3$.



Rys. 7779. Stężenie polifosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004 - 2011

Od roku 2006 obserwowano wzrost stężenia polifosforanów od 0,02 mg P/dm³ w październiku 2006 roku do 0,5 mg P/dm³ w styczniu 2007 roku. Kolejny wzrost stężenia, tym razem do 0,6 mg P/dm³, odnotowano w czerwcu 2007 roku. Najwyższe stężenie polifosforanów stwierdzono w 2008 roku. Dwukrotnie, w lutym i sierpniu, odnotowano 0,4 mg P/dm³ a najwyższe stężenie stwierdzono w lipcu – 0,8 mg P/dm³.

Od roku 2006 odnotowano stopniowe zmniejszanie ogólnego stężenia mineralnych form fosforu (rys. 80). Może to świadczyć o poprawie stanu gospodarki wodno-ściekowej w zlewni Potoku Toszeckiego.

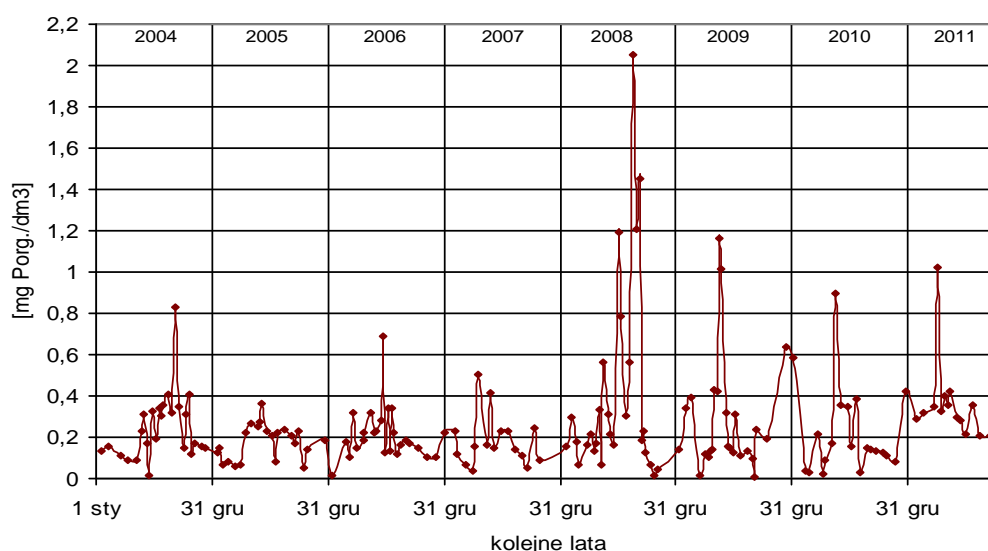


Rys. 7880. Stężenie mineralnych form fosforu (suma ortofosforanów i polifosforanów) w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2011

Stężenie fosforu organicznego

Zakres zmian stężenia fosforu organicznego w wodzie Potoku Toszeckiego, w okresie prowadzenia badań, wynosił od 0,02 do około 0,35 mg P/dm³ (rys. 81). Okresy wzrostu stężenia fosforu organicznego przypadały na miesiące letnie. Ponadto kilkakrotnie odnotowywano incydentalnie wzrost stężenia tej formy fosforu, do 0,8 mg P/dm³ w sierpniu 2004 roku i 0,65 mg P/dm³ w lipcu 2006 roku.

Szczególną uwagę zwraca przebieg zmian stężenia fosforu organicznego w 2008 roku. Od wiosny do jesieni, odnotowano systematyczny wzrost tej formy fosforu, od 0,1 mg P/dm³ w maju do 2,1 mg P/dm³ we wrześniu. Opisany okres wzrostu stężenia fosforu organicznego pokrywa się z okresem wzrostu stężenia polifosforanów. Można sądzić, że obie formy fosforu pochodzą z tych samych źródeł.

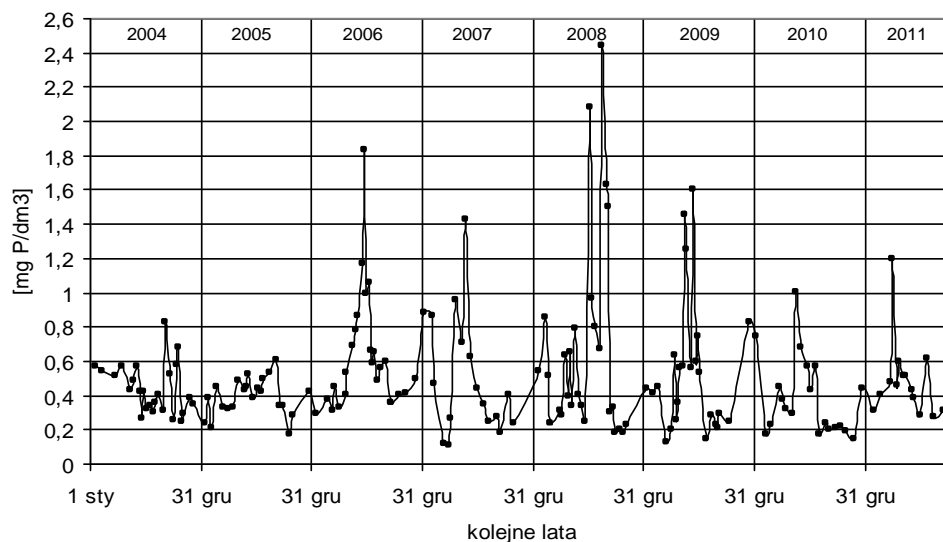


Rys. 7981. Stężenie fosforu organicznego w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2011

Takie w następnych latach, w miesiącach letnich, odnotowano wzrost stężenia omawianego wskaźnika (do 1,2 mg P/dm³ w lipcu 2009 r., do 1,0 mg P/dm³ w lipcu 2010 mg P/dm³ oraz 1,05 mg P/dm³ w czerwcu 2011 r.). Występowanie w roku 2008 wysokich stężenia fosforu organicznego przez długi okres czasu (od maja do września) oraz w roku 2009 (od maja do lipca), oraz utrzymywanie się wysokich stężeń przy dużej dynamice zmian, wskazuje po raz kolejny na dynamiczne procesy zachodzące w zlewni cieków oraz na możliwe, niekontrolowane zrzuty cieków bytowo-gospodarczych.

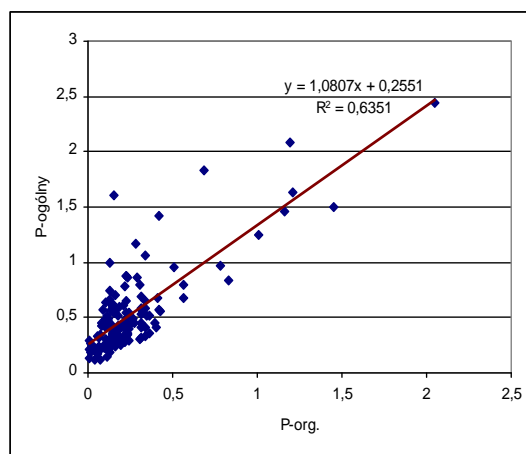
Stężenie fosforu ogólnego

Zmiany stężenia fosforu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2009 cechowały się silną dynamiką (rys. 82).



Rys. 8082. Stężenie fosforu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2009

Odnotowane w latach 2006–2011 incydentalne, skokowe wzrosty stężenia fosforu ogólnego w miesiącach letnich, świadczą o niestabilności hydrochemicznego stanu cieku wynikającej z obecności w zlewni niekontrolowanych źródeł zanieczyszczeń (rys. 82). Fakt, iż wysokie stężenia fosforu ogólnego pojawiają się w miesiącach letnich wskazuje na konieczność poszukiwania przyczyn w celu ograniczenia ujemnych konsekwencji tego stanu. Stężenie fosforu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego w największym stopniu zależy od stężenia fosforu organicznego (rys. 83).

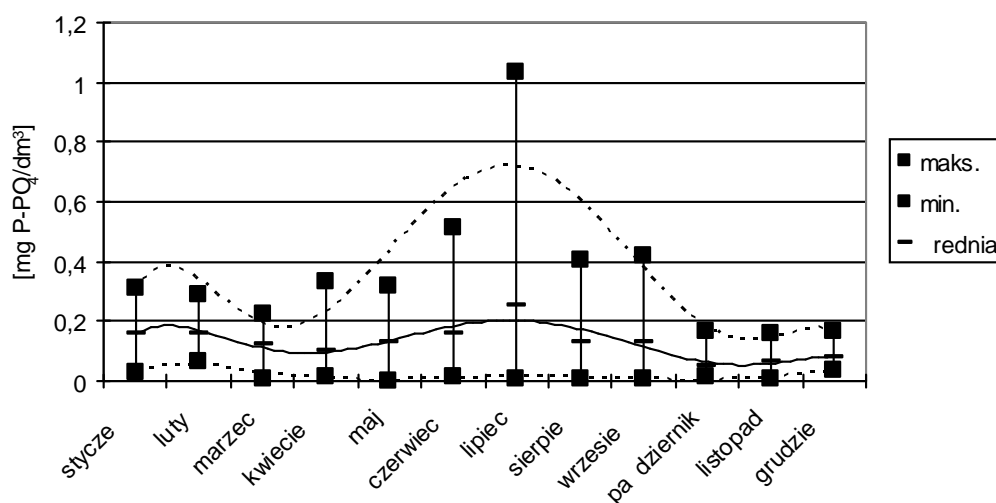


Rys. 8183. Zależność stężenia fosforu ogólnego od fosforu organicznego

8.7.2.2. Zmienność stężeń związków fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego

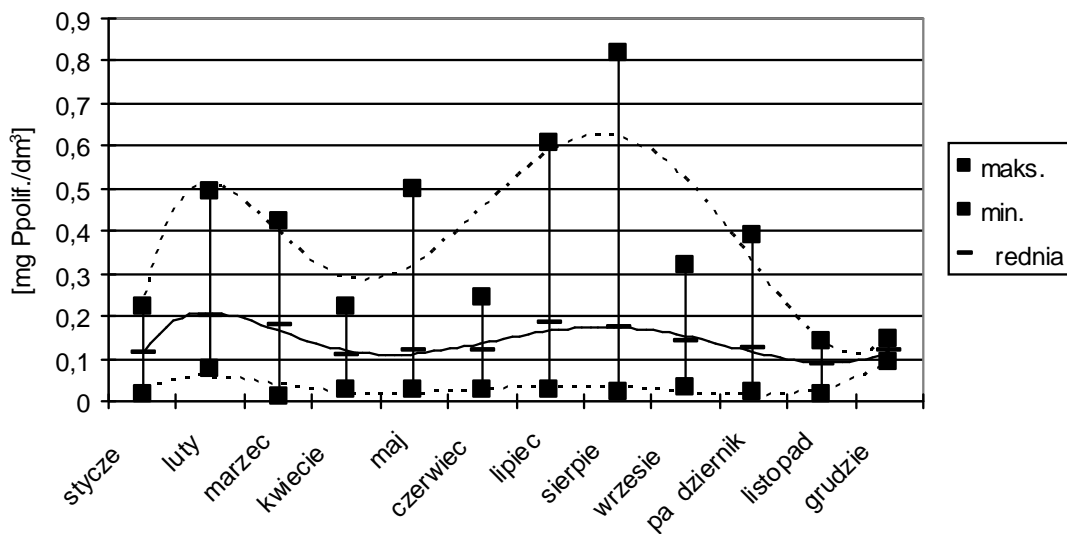
Podobnie, jak w przypadku związków azotu, dysponując dużą ilością wyników analiz, podjęto próbę scharakteryzowania Potoku Toszeckiego pod względem stężeń i przemian związków fosforu. Skumulowano uzyskane, dla poszczególnych miesięcy wyniki, opisując stan hydrochemiczny cieku w poszczególnych miesiącach hipotetycznego roku kalendarzowego.

Okres zimowo-wiosenny cechował się zmianami stężeń ortofosforanów w zakresie od 0,05 do około 0,35 mg P-PO₄/dm³ (rys. 84).



Rys. 84. Zakres zmian stężeń ortofosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego w skali rocznej, w okresie 2004–2011

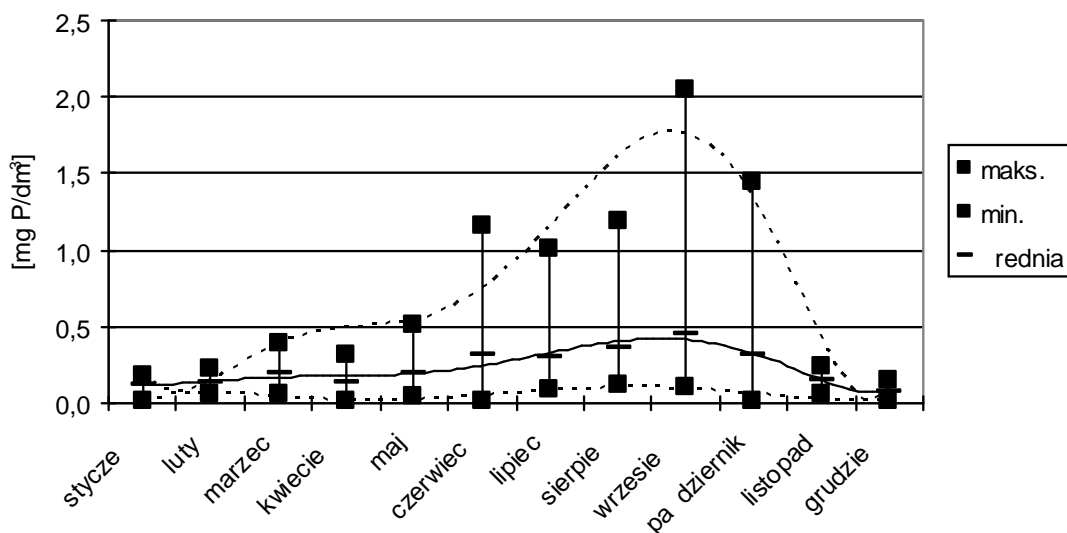
W miesiącach letnich (od czerwca do września) odnotowano zwiększenie dynamiki zmian. Stężenie ortofosforanów zmieniało się w granicach od 0,01 mg P-PO₄/dm³ do ponad 1,0 mg P-PO₄/dm³. Najwyższe stężenia odnotowano dla miesiąca lipca. Najmniejszy zakres zmian stężeń omawianego wskaźnika odnotowano w okresie od października do grudnia. W tym czasie stężenie ortofosforanów zmieniało się od 0,01 do 0,18 mg P-PO₄/dm³. Zmiany stężeń polifosforanów cechowała dynamika podobna do opisanej w przypadku ortofosforanów (rys. 85).



Rys. 8385. Zakres zmian stężenia polifosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego w skali rocznej

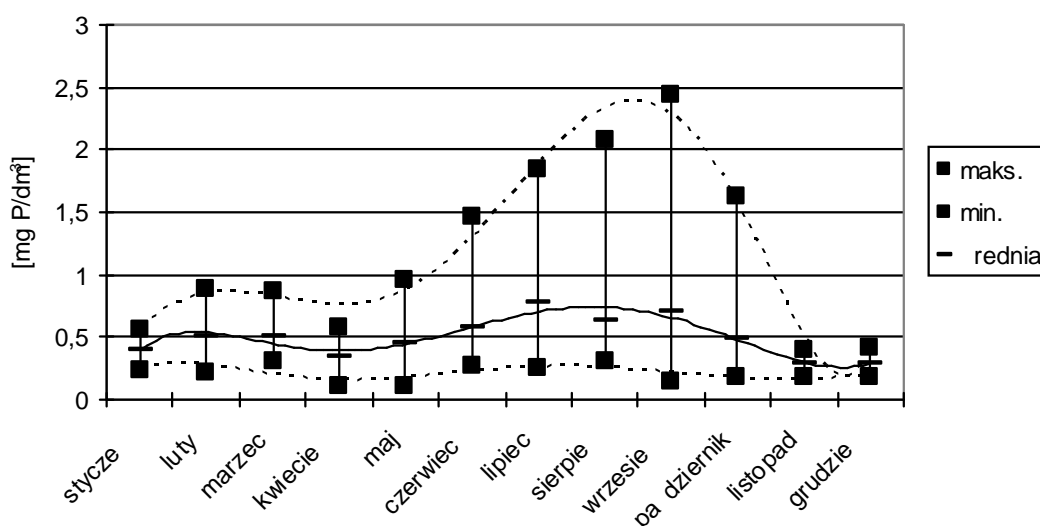
Największy zakres stężenia odnotowano dla okresu letniego (od maja do sierpnia). W miesiącach zimowych, od listopada do stycznia, stężenie polifosforanów było najmniejsze i zmieniało się w najmniejszych granicach. Podobnie, jak w przypadku ortofosforanów, okresem w którym dynamika zmian stężenia była najsilniejsza były miesiące letnie.

Analiza zakresu zmian stężenia fosforu organicznego wykazała, że okresem najsilniejszej dynamiki zmian tego wskaźnika w wodzie Potoku Toszeckiego jest okres letnio-jesienny (rys. 86).



Rys. 8486. Zakres zmian stężenia fosforu organicznego w wodzie Potoku Toszeckiego w skali rocznej

W okresie zimowo-wiosennym, od stycznia do kwietnia, stężenie fosforu organicznego było niskie. Maksymalne wartości wynosiły od 0,2 mg P/dm³ do 0,4 mg P/dm³. Następnie, od maja do sierpnia obserwowano silną dynamikę zmian. Wyraźne zmniejszenie zakresu zmian stężenia odnotowano późną jesienią, w listopadzie i grudniu. Porównując okresy największej dynamiki zmian stężenia fosforu organicznego z opisanymi wyżej wskaźnikami (orto- i polifosforany) widoczne jest, że w przypadku fosforu organicznego okres silnej dynamiki zmian stężenia jest przesunięty w kierunku miesięcy jesiennych. W przypadku wszystkich wskaźników okresem cechującym się najłagodniejszą dynamiką stężenia są miesiące jesienno-zimowe, od października do lutego. Okres największej dynamiki zmian stężenia fosforu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego przypada na miesiące od czerwca do października (rys. 87).



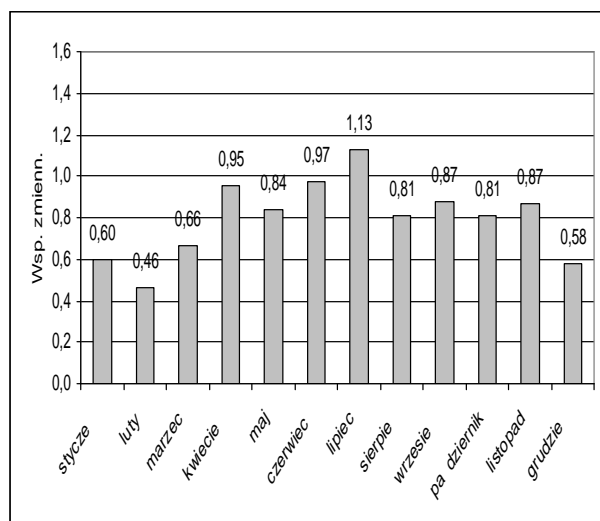
Rys. 8587. Zakres zmian stężenia fosforu ogólnego w wodzie Potoku Toszeckiego w skali rocznej

Okresy najłagodniejszej i najsilniejszej dynamiki zmian omawianego wskaźnika pokrywają się z okresami opisanymi dla fosforu organicznego. Od stycznia do kwietnia zakres zmian stężenia fosforu ogólnego wynosił od około 0,1 mg P/dm³ do 1,0 mg P/dm³. Następnie od maja do września zakres zmian stężenia zwiększał się, po czym w październiku stwierdzono tendencję malejącą. Najniższe stężenia oraz najmniejszy zakres ich zmian odnotowano dla listopada i grudnia.

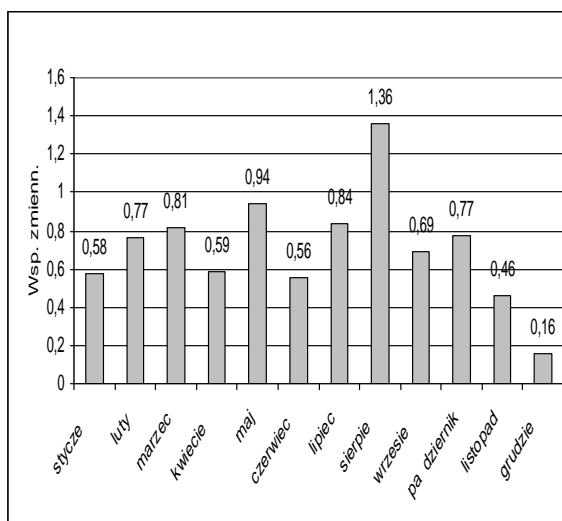
Poniżej przedstawiono współczynniki zmienności obliczone dla stężenia podstawowych form fosforu w poszczególnych miesiącach wielolecia 2004–2011 (rys. 88).

W przypadku ortofosforanów i polifosforanów, czyli najłatwiej przyswajalnych form fosforu, ulegających przemianom zauważa się, że zmienność stężenia nasila się w okresie

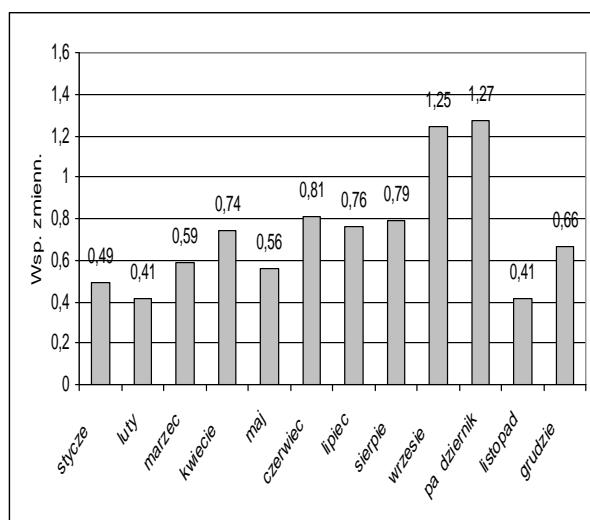
wiosenno-letnim. W przypadku fosforu organicznego zmienność się nasilała się od stycznia do października, po czym słabła w listopadzie i grudniu. W przypadku fosforu ogólnego największą zmienność odnotowano w grudniu.



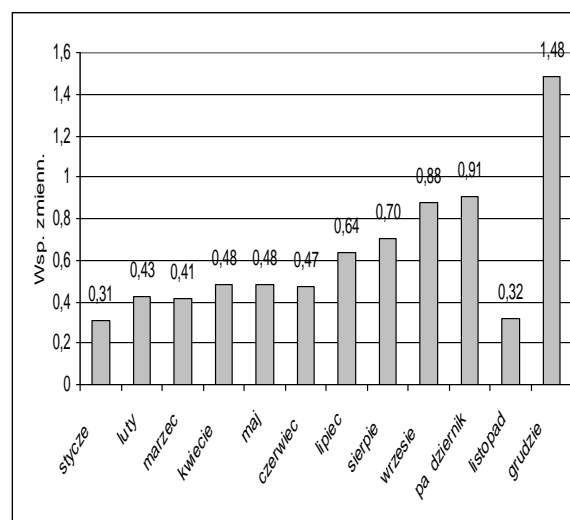
A – ortofosforany



B – Polifosforany



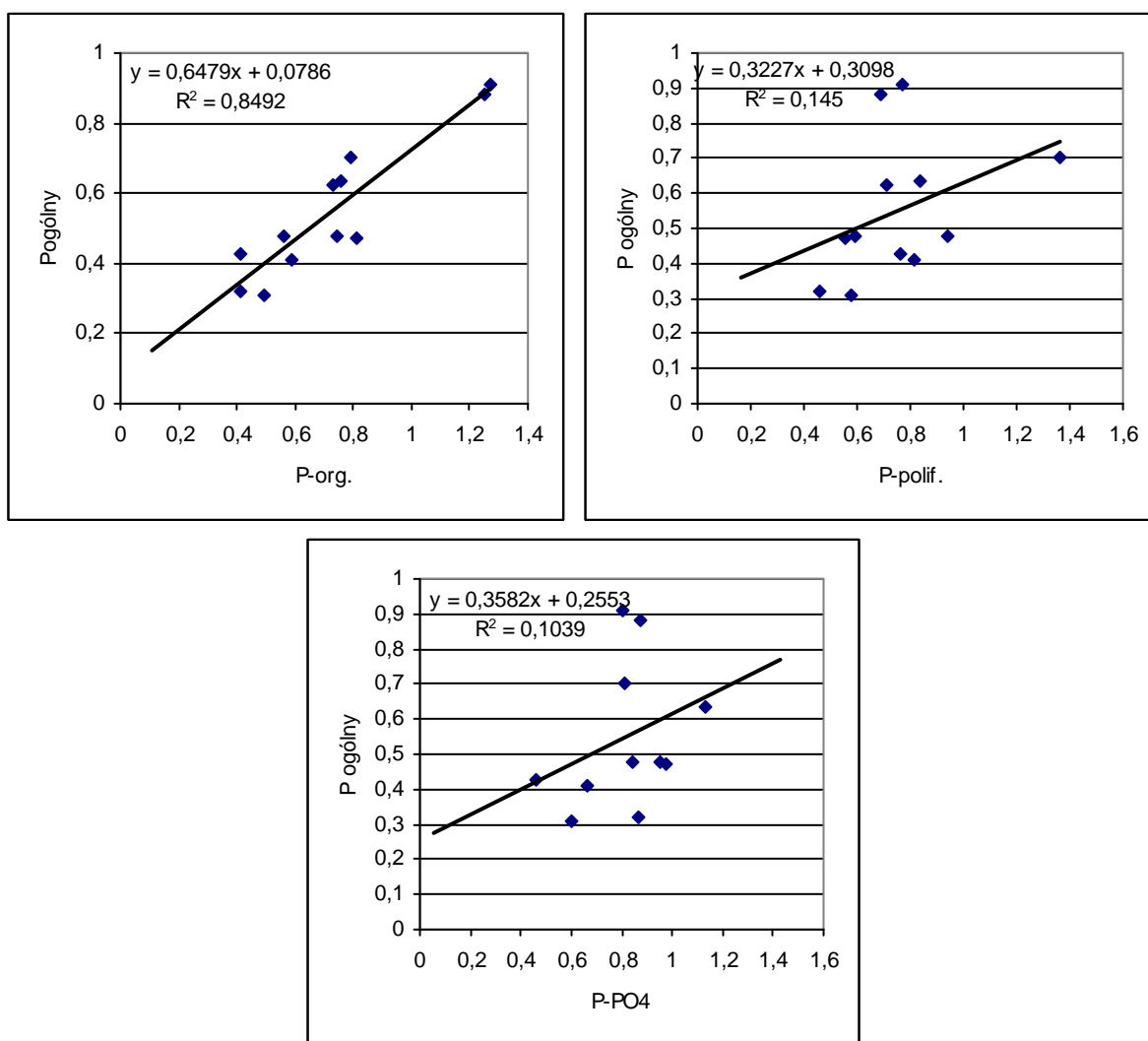
C – fosfor organiczny



D – Fosfor ogólny

Rys. 8688. Współczynniki zmienności podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego, w poszczególnych miesiącach wielolecia 2004–2011

Podjęto próbę oceny współzależności pomiędzy współczynnikami zmienności obliczonymi dla poszczególnych wskaźników (rys. 89).

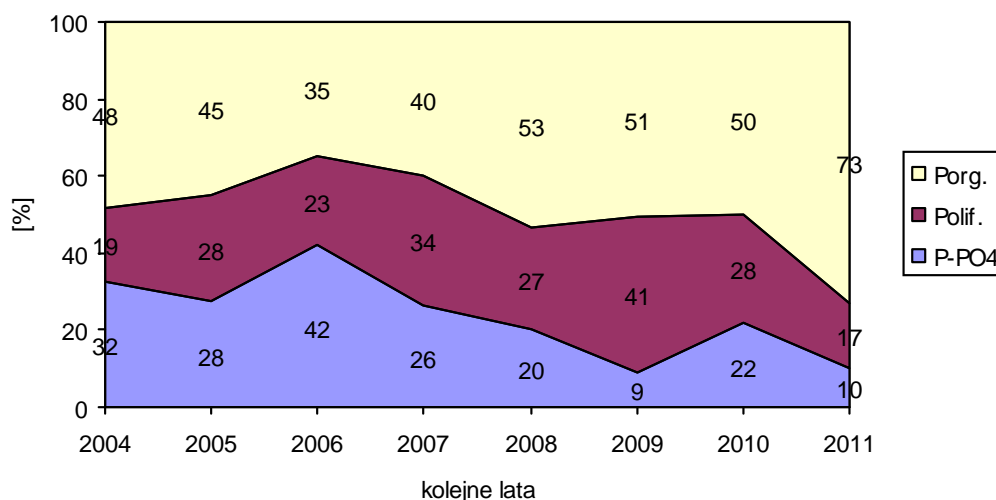


Rys. 8789. Zależności pomiędzy współczynnikami zmienności poszczególnych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego dla lat 2004–2011

Z zależności pomiędzy współczynnikami zmienności poszczególnych form fosforu wynika, że czynnikiem decydującym o dynamice zmian stężenia fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego jest fosfor organiczny. Zmienność pozostałych form fosforu wpływa na dynamikę zmian fosforu ogólnego w niewielkim stopniu. Fakt ten należy zwrócić uwagę na źródła fosforu organicznego jako element bilansu fosforu bardzo istotny z punktu widzenia zewnętrznego obciążenia powierzchniowego, a przez to zagrożenia dla zbiornika.

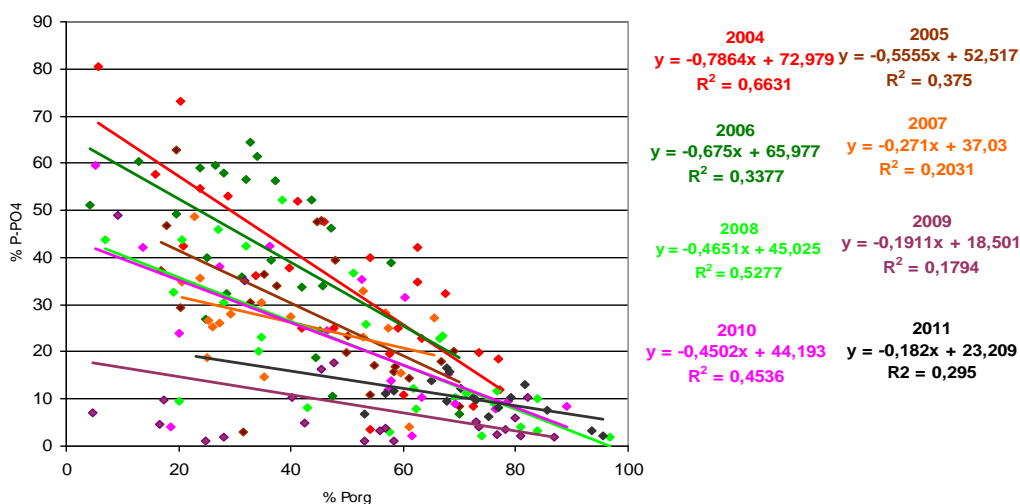
8.7.2.3. Udziały zwińzków fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego

Mimo silnej dynamiki zmian na zaznaczonych liniach trendu widoczne okresy wzrostu i obniżania udziału poszczególnych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego (rys. 90).



Rys. 8890. Udział podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego, w latach 2004–2011

Analiza redniorocznych udziałów podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego wykazała, że dominującą formą fosforu w ogólnej ilości tego pierwiastka był w latach 2004–2011 fosfor organiczny. Od roku 2006 obserwowano wzrost udziału organicznych form fosforu z 35% do 73%. Zmiany udziału fosforu organicznego pozostają w odwrotnej zależności do zmian udziału ortofosforanów. Wzrostowi udziału fosforu organicznego odpowiada zmniejszenie udziału ortofosforanów. Na przestrzeni lat 2004–2011 obserwowano wyraźną tendencję malejącego udziału ortofosforanów w całkowitej ilości fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego. Może ona wynikać ze zwiększenia ilości stosowanych nawozów organicznych, a także ze wzrostu ilości ścieków bytowo-gospodarczych odprowadzanych do tego cieku.

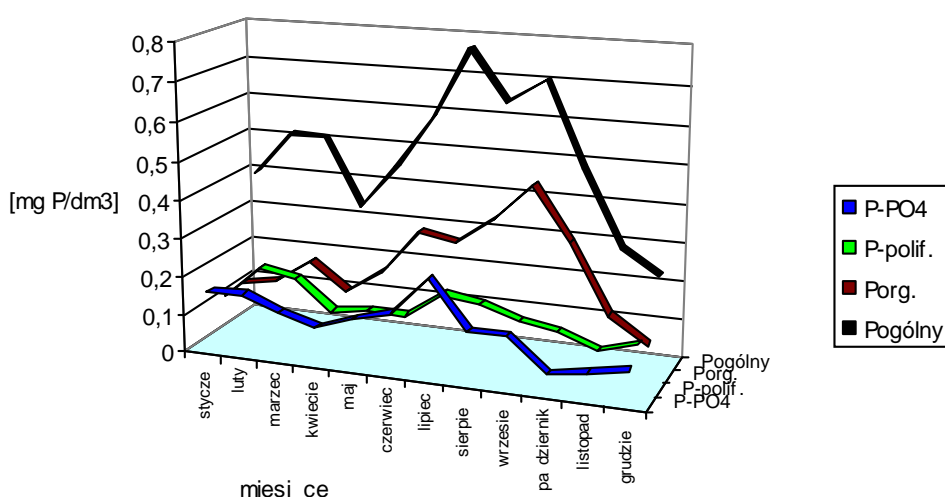


Rys. 8991. Współzależność udziału(%) fosforu organicznego i ortofosforanów w wodzie Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011

Współzależność pomiędzy udziałem ortofosforanów i fosforem organicznym w wodzie Potoku Toszeckiego na przestrzeni lat 2004–2011 wskazuje, że w miarę upływu czasu zmniejsza się stężenie ortofosforanów (rys. 91). Najwyższą wartość współczynnika $a(y)$ dla krzywej regresji $(-0,7864)$ odnotowano w roku 2004, a najniższą $(-0,182)$ w roku 2011. Uwidocznia to zmiany zachodzące w zlewni tego ciek.

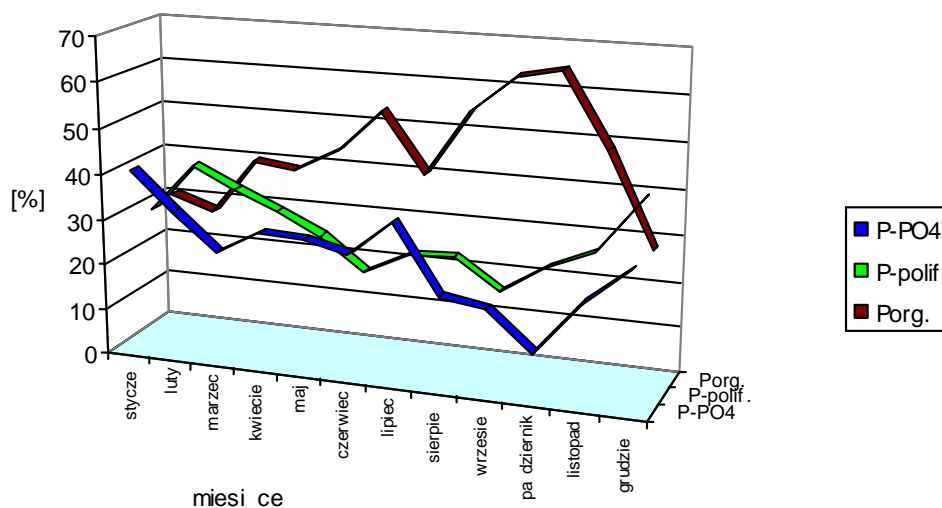
Od roku 2004 do 2009 zmiany udziału polifosforanów cechowała tendencja wzrostowa. Najniższą wartość udziału tej formy fosforu odnotowano w roku 2004 (19%) a najwyższą w roku 2009 (41%). Od roku 2009 do 2011 odnotowano zmniejszenie udziału tej formy fosforu z 41% do 17%. Zmiany udziału ortofosforanów cechowała tendencja malejąca. Najwyższe wartości udziału odnotowano w latach 2004 – 2006 (od 32% do 42%), a najniższe w latach 2009 i 2011 (9% i 10%). Wzrost udziału polifosforanowej formy fosforu może wynikać ze wzrostu zużycia rodaków powierzchniowych. Przyczyną mogą być również niewłaściwie prowadzone procesy oczyszczania cieków.

Analiza zmian stężeń podstawowych form fosforu w skali hipotetycznego roku kalendarzowego wykazała występowanie dwóch okresów podwyższonego stężenia (rys. 92). Pierwszy okres obejmuje miesiące zimowo-wiosenne, luty, marzec i kwiecień. Drugi okres obejmuje miesiące lipiec, sierpień i wrzesień. W okresie zimowo-wiosennym o stężeniu fosforu ogólnego decyduje wzrost wszystkich oznaczanych form fosforu, czyli ortofosforanów, polifosforanów i fosforu organicznego. W przypadku okresu letniego, o ogólnej ilości fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego decyduje przede wszystkim wzrost stężenia fosforu organicznego.



Rys. 9092. Stężenie podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego, w skali rocznej, (dla lat 2004 – 2011)

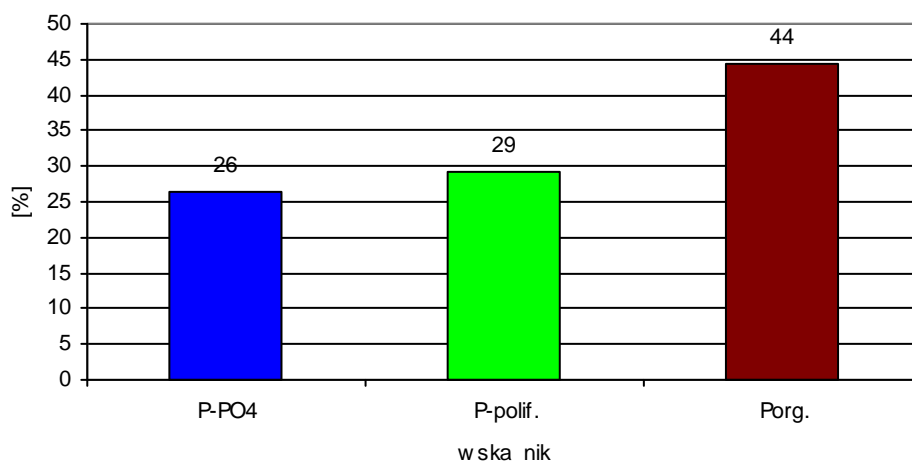
Analiza zmian udziałów podstawowych form fosforu w skali hipotetycznego roku kalendarzowego wykazała, że od stycznia do października nastąpiło zmniejszenie udziałów poszczególnych form fosforu (rys. 93).



Rys. 93. Udział podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego w skali roku (dla lat 2004–2011)

Od stycznia do października nastąpił wzrost udziału fosforu organicznego z 30% w styczniu do 64% w październiku. W tym okresie obserwowano zmniejszenie udziału ortofosforanów z 38% w styczniu do 2% w październiku i polifosforanów z 36% w lutym do 16% w październiku. Jesienią odnotowano gwałtowny wzrost udziału ortofosforanów z 2% w październiku do 22% w grudniu i polifosforanów z 16% w październiku do 39% w grudniu. W tym czasie udział fosforu organicznego zmniejszył się z 64% w październiku do 27% w grudniu. Wzrost stężenia oraz udziału fosforu organicznego w okresie od stycznia do października wskazuje, że o strukturze wody Potoku Toszeckiego pod względem zawartości związków fosforu, rozumianej jako wzajemne proporcje pomiędzy poszczególnymi formami tego pierwiastka, decydują zrzuty cieków zawierających zanieczyszczenia organiczne.

Dla lat 2004–2011 obliczono średnie wartości udziałów podstawowych form fosforu (rys. 94).



Rys. 9294. rednioroczne udziały podstawowych form fosforu w wodzie Potoku Toszeckiego

Potwierdzaj one dominuj c rol organicznych form fosforu, jednocze nie wskazuj c na cieki bytowo-gospodarcze b d ce ródłem tego wska nika, jako na element zagro enia dla jako ci wody w Potoku Toszeckim oraz dla zbiornika pławniowickiego.

8.8. Związki biogenne w wodzie zbiornika pławniowickiego

8.8.1. Związki azotowe

Stratyfikacja termiczna, czyli podział mas wodnych zbiornika na warstwy zróżnicowane pod względem termicznym, jest czynnikiem fizycznym, wpływającym, poprzez temperaturę wody, głównie na dynamikę przemian substancji biogennych na różnych głębokościach zbiornika. Z kolei stratyfikacja tlenowa, w szczególności występowanie w hypolimnionie deficytów tlenowych z całkowitym wyczerpaniem tlenu właściwie, decyduje o kierunku zachodzących w tej strefie zbiornika przemian. W ciepłym, bogatym w związki biogenne epilimnionie, będącym strefą trofogeniczną, przebiegają intensywne procesy produkcji pierwotnej. W pozbawionym tlenu hypolimnionie, przebiegają procesy redukcyjne.

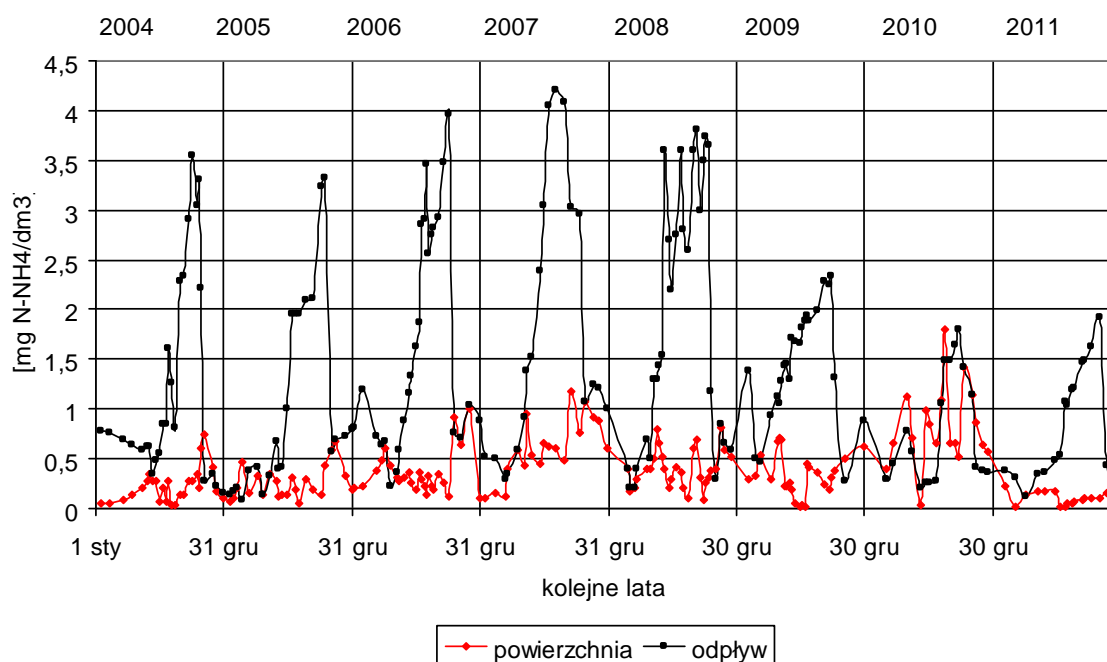
Zbiornik Pławniowice charakteryzuje się wyraźną stratyfikacją termiczną i tlenową. W okresie stagnacji letniej w epilimnionie obserwuje się silne nasycenie wody tlenem. W hypolimnionie natomiast dochodzi do całkowitego wyczerpania tlenu. Górna granica strefy pozbawionej tlenu sięga 5–7 metra głębokości. W tych warunkach następuje przejście do przemian beztlenowych m.in. redukcja jonów siarczanowych do siarkowodoru skutkiem czego jest obniżenie odczynu i przejście do fermentacji metanowej, następnie redukcja jonów azotanowych do azotu amonowego.

Przedstawione zmiany stężeń związków azotowych w wodzie zbiornika Pławniowice cechuje cykliczność. Widoczne są okresy wzrostu i zmniejszania się stężeń wskaźników. Widoczny jest wpływ wód zasilających zbiornik. W powierzchniowych warstwach wody jest ona skutkiem procesów produkcji pierwotnej. W warstwach przydennych jest związana z okresami deficytów tlenowych. Wyniki obejmujących kilkuletni okres badań pozwalają na uchwycenie prawidłowości i zależności między poszczególnymi wskaźnikami. Szczególnie istotne jest zbadanie cykliczności zmian stężeń w funkcji czasu oraz warunków tlenowych kształtujących się w wodzie badanego zbiornika.

Azot amonowy

W powierzchniowej warstwie wody stężenie azotu amonowego zmieniało się na przestrzeni lat 2004–2011 w granicach od 0,05 mg N-NH₄/dm³ do 1,7 mg N-NH₄/dm³ (rys. 95). W poszczególnych latach zauważono zmniejszanie się stężenia azotu amonowego w miesiącach letnich, co należy tłumaczyć wykorzystywaniem tej formy azotu w procesie produkcji pierwotnej. Rokiem, w którym odnotowano najwyższe stężenie azotu amonowego wynoszące przez większość roku od 0,5 mg N-NH₄/dm³ do 1,0 mg N-NH₄/dm³ był rok 2007 a

następnie rok 2010. W obu przypadkach podwyższone stężenia azotu amonowego wystąpiły w okresie nasilonych opadów atmosferycznych. W pozostałych latach zakres zmian stężenia omawianego wskaźnika zamykał się w granicach od 0,05 mg N-NH₄/dm³ do około 0,7 mg N-NH₄/dm³. Stwierdzone zmiany stężenia nie wykazywały określonej cykliczności.



Rys. 9395. Stężenie azotu amonowego w wodzie zbiornika Pławniowice, w latach 2004–2011

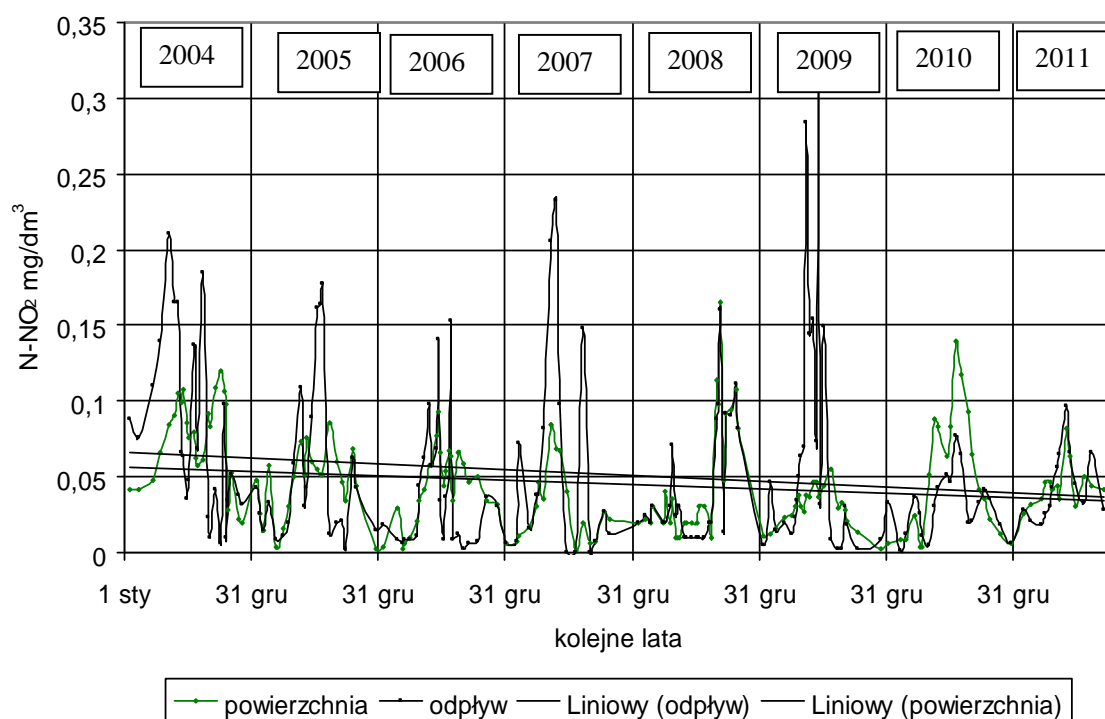
Wyraźnie wykształcone stężenia azotu amonowego odnotowywano w przydennej warstwie wody. Jednocześnie stwierdzono charakterystyczny, cykliczny wzrost stężenia azotu amonowego we wszystkich latach prowadzenia badań. Wzrost stężenia jonów amonowych rozpoczynał się wiosną, pod koniec kwietnia lub w maju a swoje apogeum osiągał pod koniec lata. Z chwilą rozpoczęcia cyrkulacji jesiennej odnotowywano szybki spadek stężenia jonów amonowych, przy czym widoczne było wyrównanie stężenia w całym słupie wody, spowodowane wymieszaniem mas wodnych pod wpływem wiatru.

Od roku 2004 do 2007 obserwowano coraz wyższe stężenia maksymalne azotu amonowego występujące pod koniec stagnacji letniej. W roku 2004 maksymalne stężenie omawianego wskaźnika w hypolimnionie wynosiło 3,5 mg N-NH₄/dm³. W roku 2006 wartość wyniosła 4,0 mg N-NH₄/dm³ a w roku 2007 odnotowano 4,2 mg N-NH₄/dm³. Od roku 2007 obserwowano wyraźne zmniejszenie się maksymalnych stężeń azotu amonowego w hypolimnionie zbiornika, z 4,2 mg N-NH₄/dm³ w roku 2007 do 3,8 mg N-NH₄/dm³ w roku 2008, oraz do 1,8 mg N-NH₄/dm³ i 1,9 mg N-NH₄/dm³ w roku 2010 i 2011.

W pierwszych latach rekultywacji (2004–2007) proces amonifikacji przebiegał w rekultywowanym zbiorniku intensywnie (rys. 95). Od roku 2007 odnotowano wyraźne osłabienie tego procesu. Zdaniem autora, zmniejszenie intensywności reakcji amonifikacji należy interpretować jako pierwsze symptomy reakcji zbiornika na jego oligotrofizację. Zmniejszenie zasobności w fosfor oraz ewentualne zmniejszenie jego biodostępności mogło spowodować zmniejszenie także beztlenowych procesów przemiany związków azotowych.

Azot azotynowy

W poszczególnych latach, zarówno w powierzchniowej jak i przydennej warstwie wody najwyższe stężenia azotu azotynowego pojawiały się w miesiącach wiosenno-letnich. Wyraźnie niższe stężenia stwierdzano w okresie jesienno-zimowym (rys. 96).



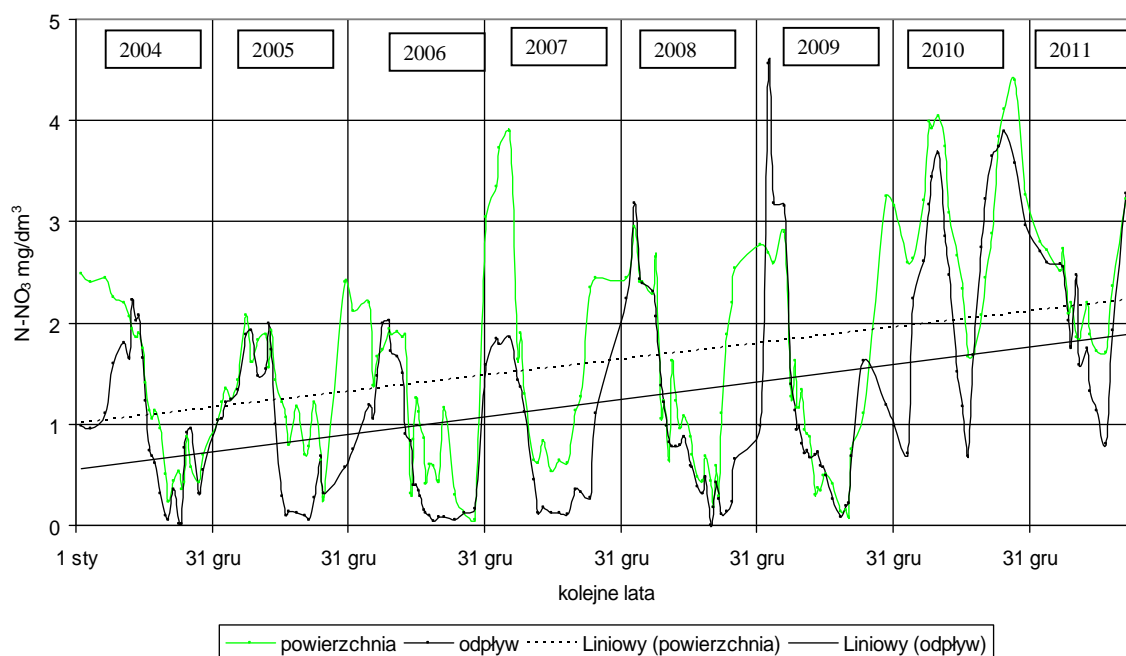
Rys. 9496. Stężenie azotu azotynowego w wodzie zbiornika Pławniowice, w latach 2004–2011

Wskazuje to na nasilenie przemian azotowych latem oraz osłabienie intensywności tych procesów jesienią i zimą. W przydennej warstwie wody stężenie azotu azotynowego było przeciętnie dwukrotnie wyższe, zmieniało się od $0,05 \text{ mg N-NO}_2/\text{dm}^3$ do $0,31 \text{ mg N-NO}_2/\text{dm}^3$. W warstwie powierzchniowej zakres zmian stężenia wynosił od $0,05 \text{ mg N-NO}_2/\text{dm}^3$ do $0,14 \text{ mg N-NO}_2/\text{dm}^3$. Okresy występowania maksymalnych wartości pokrywały się z tymi okresami dla powierzchniowej warstwy wody.

Zarówno w powierzchniowej jak i przydennej warstwie wody, na przestrzeni pierwszych o miu lat rekultywacji zbiornika Pławniowice odnotowano nieznaczny, malejącą tendencję stę jonów azotowych. Wskazuje to na zmniejszenie intensywności przemian azotowych w wodzie zbiornika.

Azot azotanowy

Zmiany stę azotu azotanowego w powierzchniowej warstwie wody zbiornika Pławniowice na przestrzeni lat 2004–2011 przebiegały w granicach od 0,01 mg N-NO₃/dm³ do 4,2 mg N-NO₃/dm³ (rys. 97). W przydennej warstwie wody zakres zmian stę wynosił od 0,01 mg N-NO₃/dm³ do 4,75 mg N-NO₃/dm³.



Rys. 9597. Stę azotu azotanowego w wodzie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

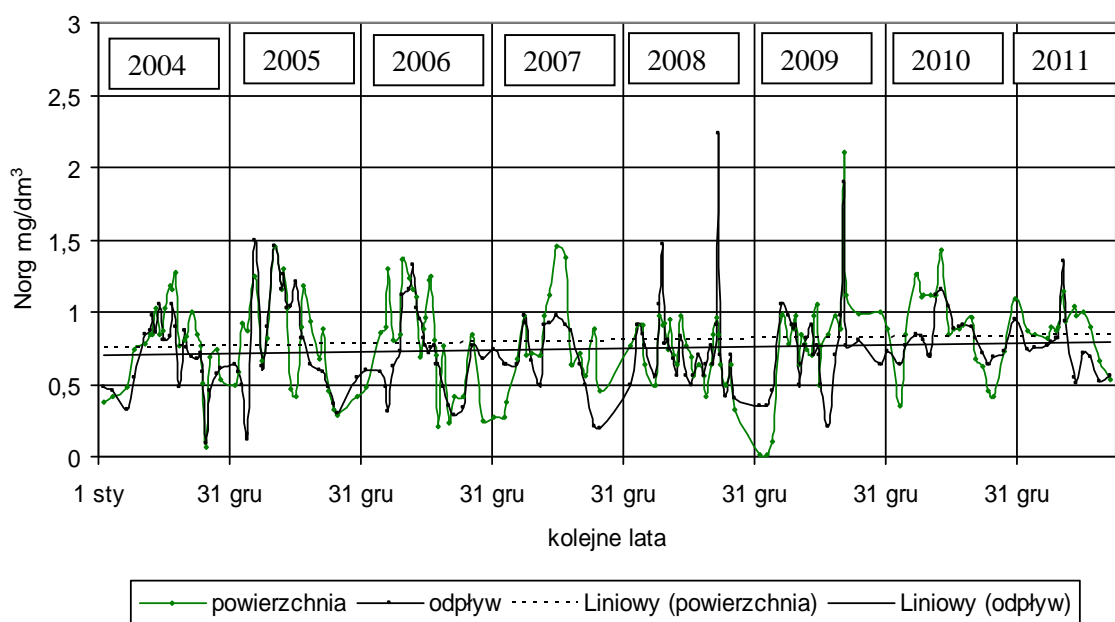
Najwyższe wartości stę jonów azotanowych w powierzchniowej oraz w przydennej warstwie wody występowały na przełomie lat, w okresie od późnej jesieni do wczesnej wiosny. Od maja obserwowano gwałtowny spadek stę jonów azotanowych, zarówno w powierzchniowej jak i przydennej warstwie wody, wynikający z intensywnych procesów wewnętrznych zbiornikowych. W hypolimnionie stę azotanów spadało prawie do zera analitycznego. Widoczny jest skutek cyrkulacji wiosennej powodującej wyrównanie stę jonów azotanowych w całym słupie wody. W poszczególnych latach cyrkulacje wiosenne i jesienne powodowały wyrównanie stę azotu azotanowego w całym słupie wody.

Maksymalne stężenia azotu azotanowego w wodzie zbiornika występowały w tych samych okresach co w wodzie Potoku Toszeckiego. Uwidocznia to wpływ Potoku Toszeckiego na zawartość azotu azotanowego w wodzie zbiornika.

Na przestrzeni pierwszych ośmiu lat rekultywacji zbiornika odnotowano tendencję wzrostową stężenia azotu azotanowego zarówno w powierzchniowej jak i przydennej warstwie wody (rys. 97). Wskazuje to na zmniejszenie intensywności wykorzystywania tej formy azotu w procesach przemiany materii jak i na poprawę warunków tlenowych, zwłaszcza w hypolimnionie zbiornika.

Azot organiczny

Stężenie azotu organicznego w powierzchniowej warstwie wody zbiornika zmieniało się w okresie od 2004 do 2011 roku w granicach od $0,05 \text{ mg N/dm}^3$ do $2,1 \text{ mg N/dm}^3$. W warstwie przydennej zakres zmian wynosił od $0,05 \text{ mg N/dm}^3$ do $2,3 \text{ mg N/dm}^3$. (rys. 98).



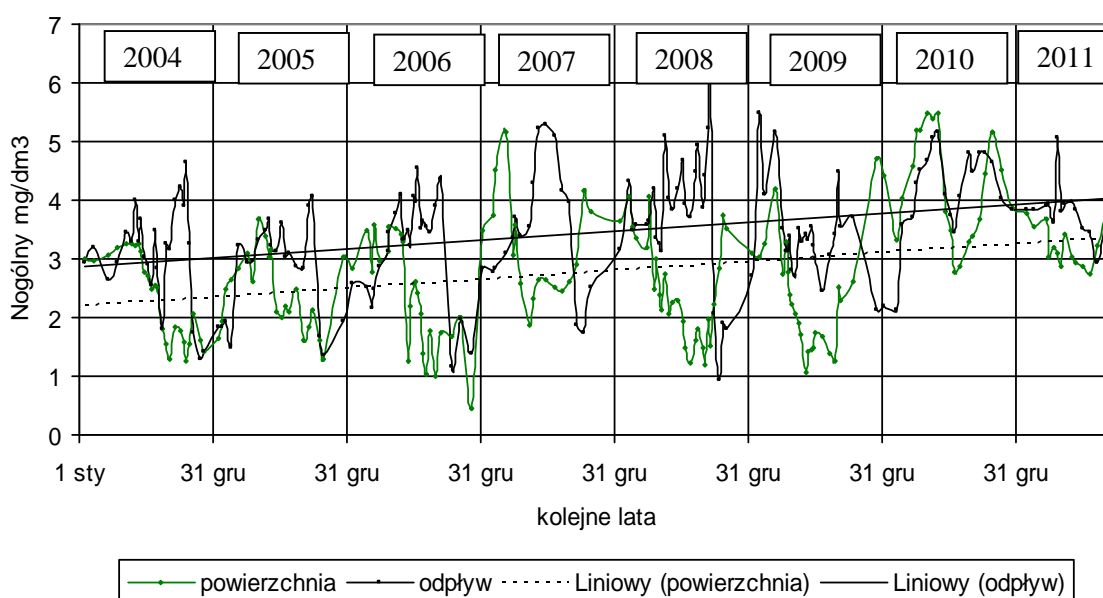
Rys. 9698. Stężenie azotu organicznego w wodzie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Zmiany stężenia azotu organicznego wykazują cykliczność. Od wczesnej wiosny do pełni lata stężenie azotu organicznego wzrasta, następnie obniża się osiągając najniższe wartości w okresie jesienno-zimowym. Prawdopodobnie dotyczy to powierzchniowej i przydennej warstwy wody. Na obu poziomach głębokości odnotowane stężenia są zbliżone. Widać więc, że mimo całkowicie różnych warunków tlenowych, na obu poziomach głębokości z podobną intensywnością przebiegają inne procesy przemian związków azotowych.

Azot ogólny

Stężenia azotu ogólnego w przydennej warstwie wody były wyższe niż w powierzchniowej warstwie wody. W powierzchniowej warstwie wody zakres stężeń dla okresu objętego badaniami, wynosił od $0,5 \text{ mg N/dm}^3$ do $5,4 \text{ mg N/dm}^3$. W przydennej warstwie wody zakres stężeń wynosił od $0,9 \text{ mg N/dm}^3$ do $6,2 \text{ mg N/dm}^3$ (rys. 99).

Od wczesnej wiosny do pełni lata obserwowano wzrost stężenia azotu ogólnego w przydennej warstwie wody z jednoczesnym obniżeniem stężenia w warstwie powierzchniowej. Wyrównanie stężenia azotu ogólnego nastąpiło w czasie cyrkulacji wiosennych i jesiennych.



Rys. 99. Stężenie azotu ogólnego w wodzie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

W latach 2004–2011 w powierzchniowej oraz przydennej warstwie wody odnotowano tendencję wzrostu stężenia azotu ogólnego, przeciętnie o około 1 mg N/dm^3 . Biorąc pod uwagę fakt, że w podobnym zakresie, w wodzie zbiornika wzrastało stężenie azotu azotanowego należy s dowiedzieć, że w zbiorniku następuje stopniowe zmniejszenie intensywności wykorzystywania azotu w procesach przemiany materii.

Dominującą formą azotu w zbiorniku Pławniowice jest azot azotanowy. Stężenie azotu w powierzchniowej warstwie wody jest przeciętnie pięciokrotnie wyższe od stężenia azotu amonowego. W hypolimnionie pod względem wielkości stężenia dominują jony amonowe. Stężenie amonowej formy azotu w hypolimnionie zbiornika Pławniowice jest przeciętnie dwukrotnie wyższe od formy azotanowej. Przedstawione proporcje wskazują na rolę stosunków tlenowych w kierunku i dynamice przemian azotowych, w zbiornikach ze

stratyfikacji tlenowej. Zmniejszenie się stężenia azotu ogólnego w powierzchniowej warstwie wody pozostaje głównie w związku z wyczerpywaniem azotu azotanowego oraz azotu amonowego, w procesach przemiany materii. Wzrost stężenia azotu ogólnego w hypolimnionie pozostaje w związku ze wzrostem stężenia azotu amonowego, powstającego w wyniku reakcji amonifikacji, w beztlenowych warunkach panujących w hypolimnionie.

8.8.1.1. Kinetyka reakcji denitryfikacji w hypolimnionie zbiornika

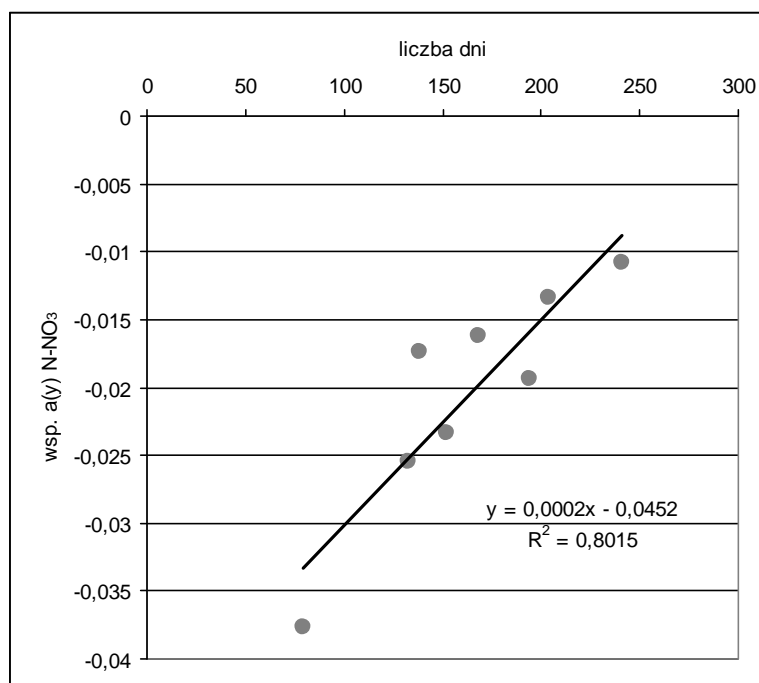
Poniżej przedstawiono krzywe charakteryzujące kinetykę reakcji denitryfikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice, w latach 2004–2009 (rys. 101).

Wyznaczono równania dla kinetyki reakcji denitryfikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice (tab. 2).

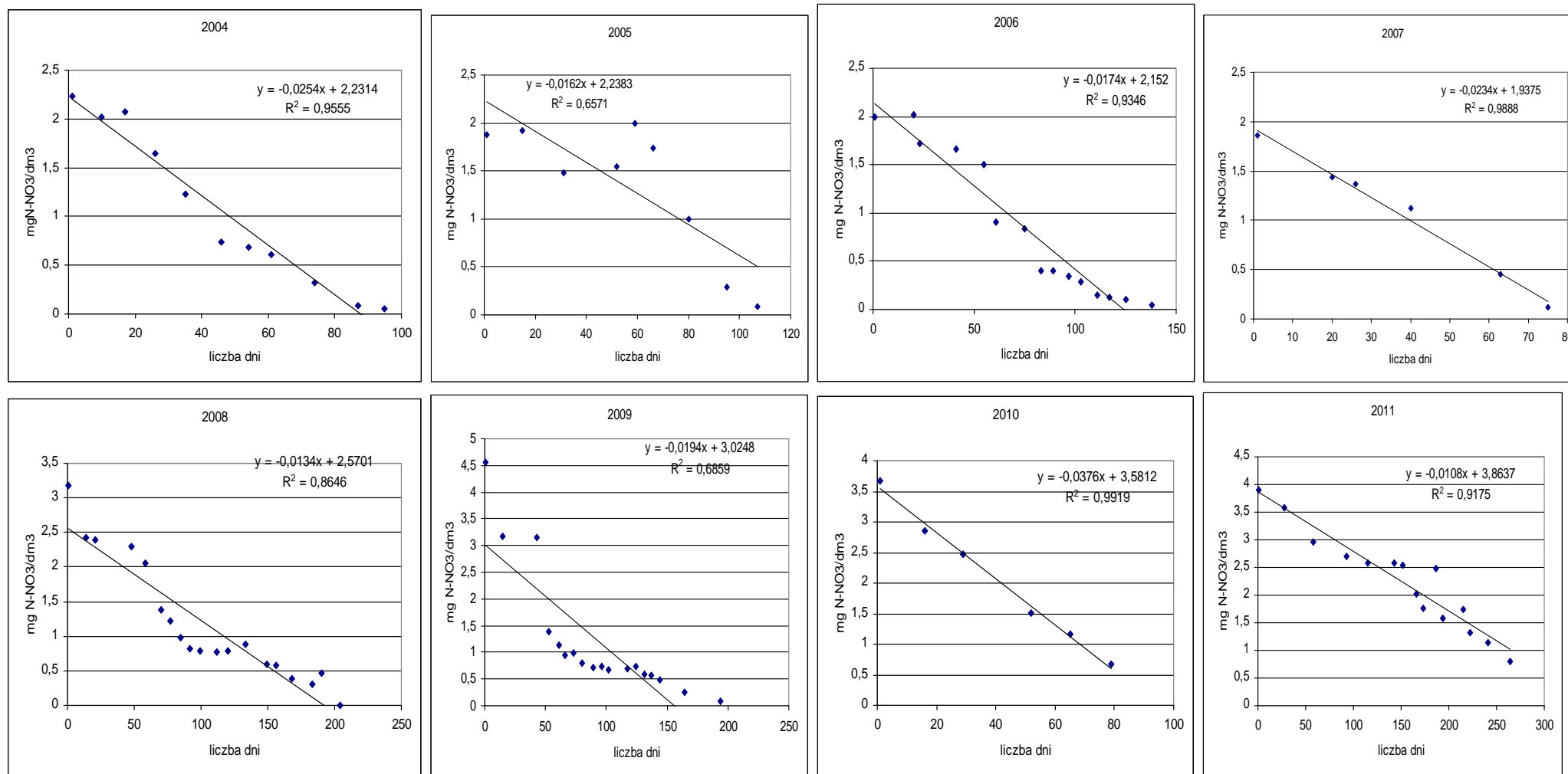
Tabela 2. Równania kinetyki reakcji denitryfikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 2004 – 2011.

| rok | równanie kinetyki reakcji denitryfikacji | wsp. korelacji |
|------|--|----------------|
| 2004 | $y = -0,0254x + 2,2314$ | $r = 0,9774$ |
| 2005 | $y = -0,0162x + 2,2383$ | $r = 0,8105$ |
| 2006 | $y = -0,0174x + 2,152$ | $r = 0,9667$ |
| 2007 | $y = -0,0234x + 1,9375$ | $r = 0,9943$ |
| 2008 | $y = -0,0134x + 2,5701$ | $r = 0,9298$ |
| 2009 | $y = -0,0194x + 3,0248$ | $r = 0,8281$ |
| 2010 | $y = -0,0376x + 3,5812$ | $r = 0,9959$ |
| 2011 | $y = -0,0108x + 3,8637$ | $r = 0,9578$ |

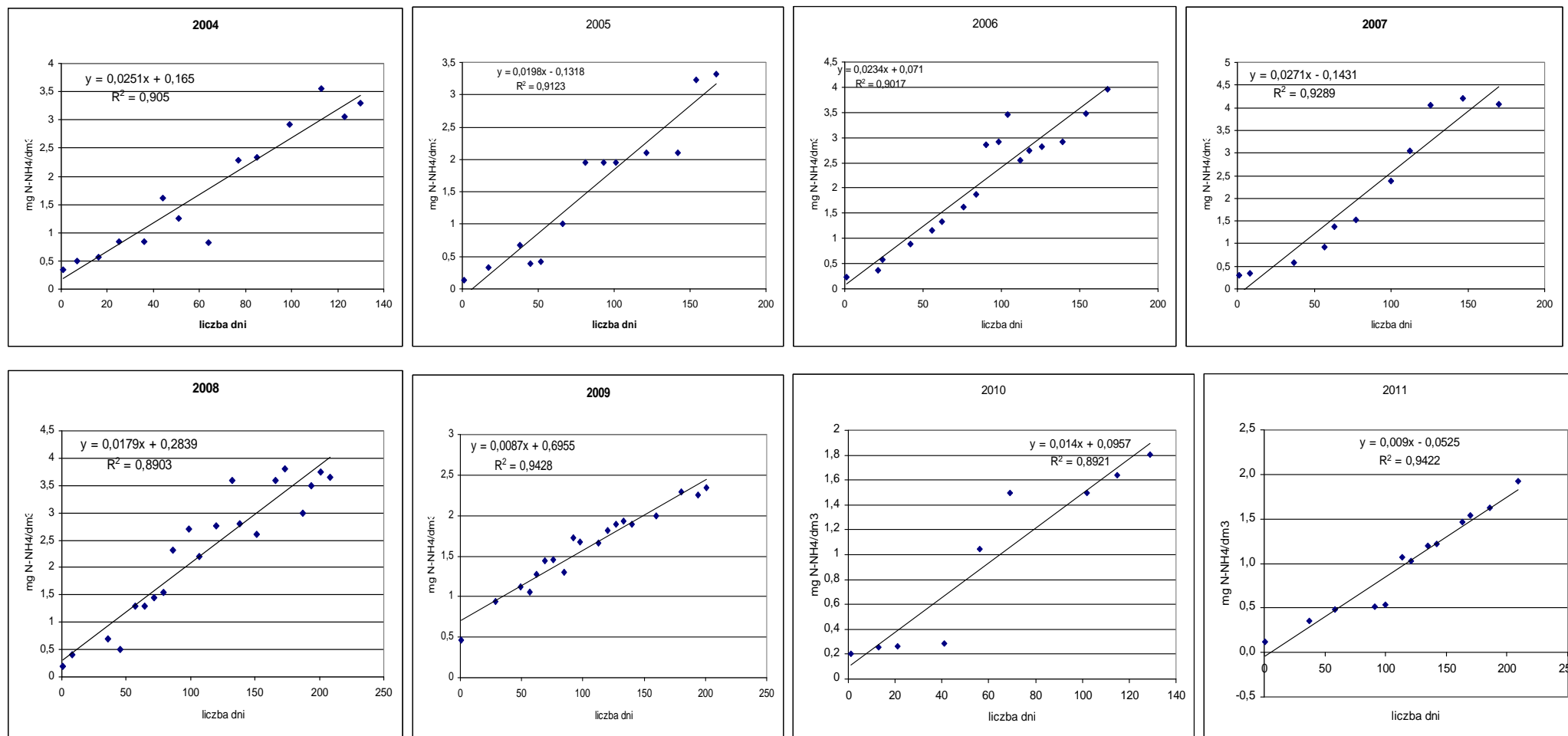
W miarę wydłużania się okresu, w którym nastąpiło obniżenie stężenia azotu azotanowego w hypolimnionie, zmniejszała się intensywność tego procesu. Graficzne przedstawienie współczynników nachylenia krzywej zobrazowało tendencję spadkową szybkości reakcji (rys. 100).



Rys. 98100. Współzależność współczynnika nachylenia krzywej oraz liczby dni procesu redukcji azotu azotanowego w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011.



Rys. 99101. Kinetyka reakcji denitryfikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011



Rys. 100+02. Kinetyka reakcji amonifikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

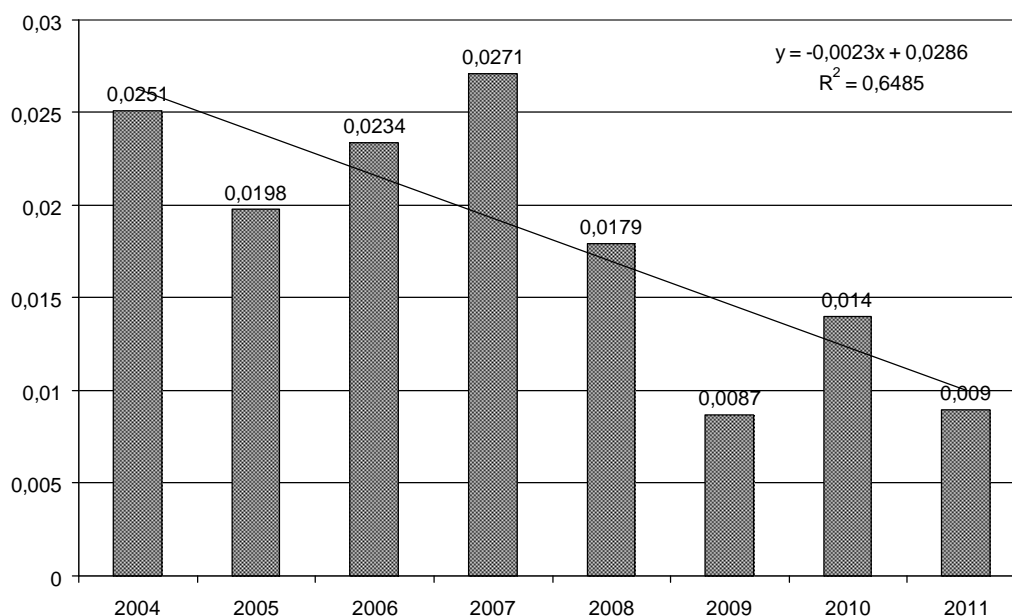
8.8.1.2. Kinetyka reakcji amonifikacji w hypolimnionie zbiornika

W warunkach beztlenowych, redukcja azotanów może prowadzić do powstania amonowej formy azotu. Kinetykę reakcji amonifikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice, w latach 2004–2011 przedstawiono na rysunku 102. Poniżej (tab. 3) przedstawiono równania kinetyki reakcji amonifikacji.

Tabela 3. Równania kinetyki amonifikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

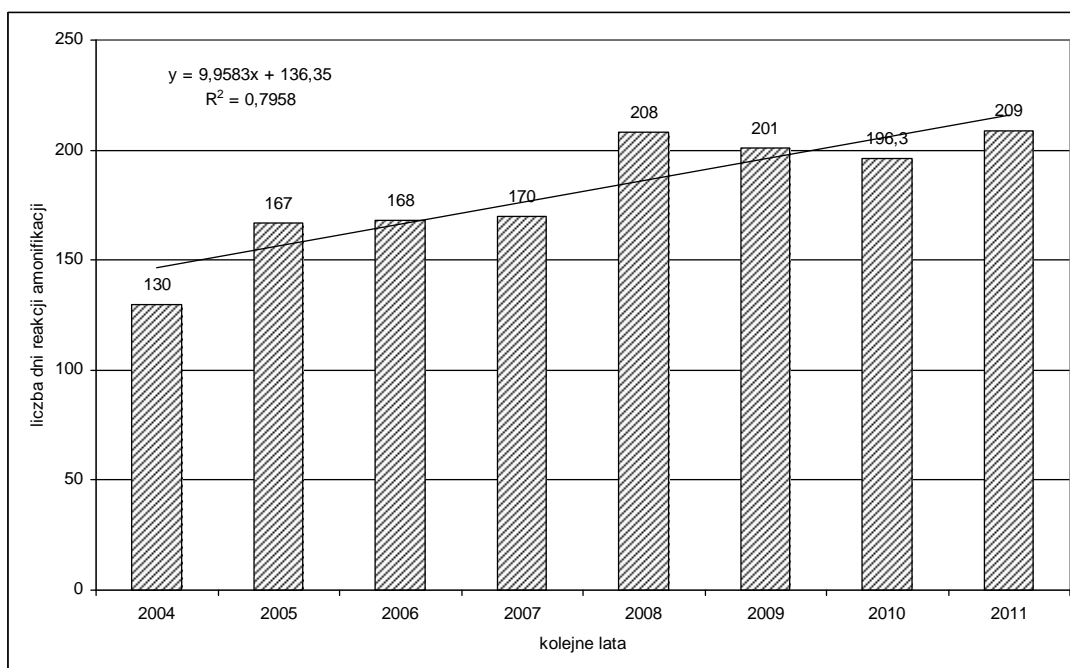
| rok | Równania kinetyki reakcji amonifikacji | wsp. korelacji |
|------|--|----------------|
| 2004 | $y = 0,0251x + 0,165$ | $r = 0,9513$ |
| 2005 | $y = 0,0198x - 0,1318$ | $r = 0,9551$ |
| 2006 | $y = 0,0234x + 0,071$ | $r = 0,9495$ |
| 2007 | $y = 0,0271x - 0,1431$ | $r = 0,9637$ |
| 2008 | $y = 0,0179x + 0,2839$ | $r = 0,9435$ |
| 2009 | $y = 0,0087x + 0,6955$ | $r = 0,9709$ |
| 2010 | $y = 0,014x + 0,0957$ | $r = 0,9445$ |
| 2011 | $y = 0,009x - 0,0525$ | $r = 0,9706$ |

W ciągu pierwszych ośmiu lat rekultywacji zbiornika odnotowano tendencję malejącego współczynnika nachylenia krzywej opisującej przebieg reakcji amonifikacji w poszczególnych latach (rys. 103).



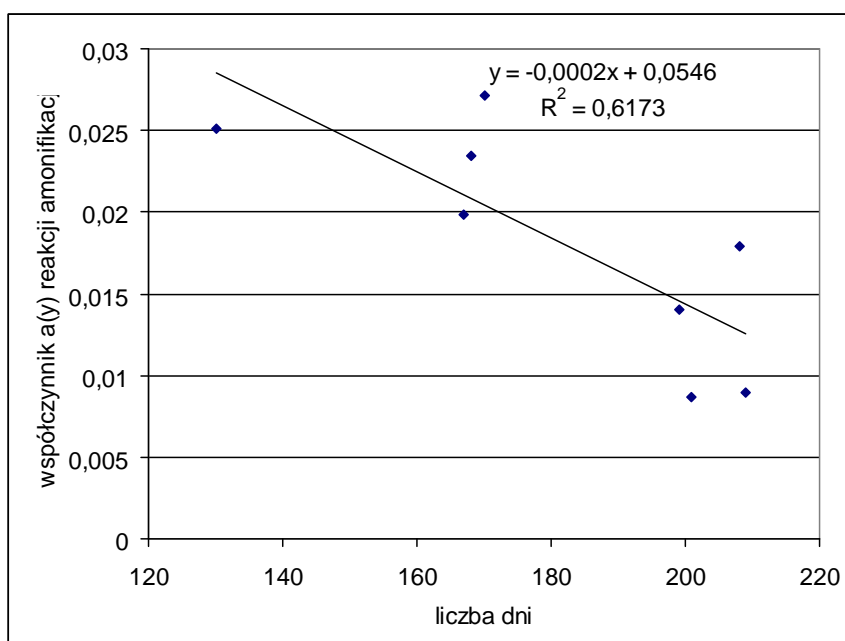
Rys. 103. Współczynnik $a(y)$ nachylenia krzywej reakcji amonifikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Powyższe dane wskazują na zmniejszając się stopniowo szybkość reakcji amonifikacji. Zauważono, że w kolejnych latach wydłużał się okres (zwiększała się liczba dni) amonifikacji w hypolimnionie zbiornika. (rys. 104).



Rys. 102104. Liczba dni wyst powania reakcji amonifikacji w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

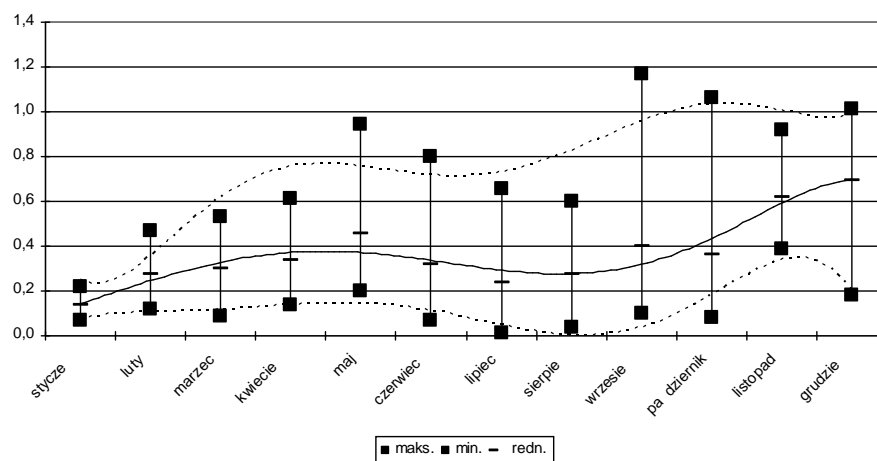
Wraz z wydłużaniem się okresu, w którym obserwowano przyrost stężenia azotu amonowego spada szybkość reakcji amonifikacji (rys. 106).



Rys. 103105. Zależność szybkości reakcji amonifikacji od czasu jej trwania

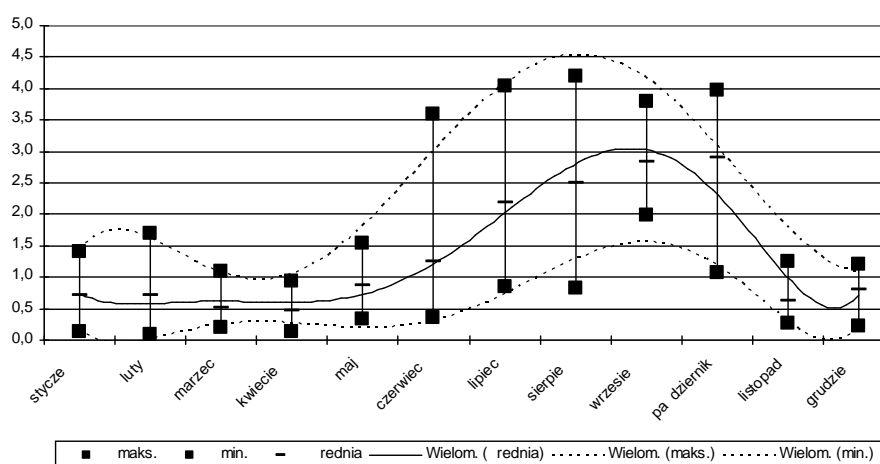
8.8.1.3. Zmienność stężenia związków azotowych w skali roku

W wieloleciu 2004 – 2011 zakres zmian stężenia azotu amonowego w powierzchniowej warstwie wody kształtował się od stycznia do maja. Następnie zmniejszał się od maja do sierpnia (rys. 106).



Rys. 104106. Zakres stężenia azotu amonowego w powierzchniowej warstwie wody zbiornika pławniowickiego dla okresu 2004–2011

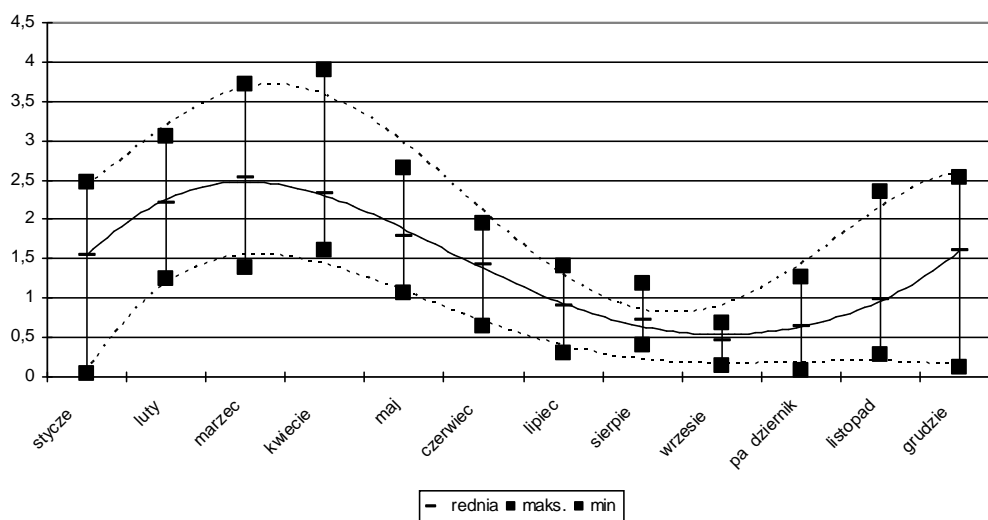
Największy zakres stężenia odnotowano dla miesięcy września i października. Od września do grudnia zakres ten stopniowo się zmniejszał. W przydennej warstwie wody najmniejszy zakres zmian stężenia azotu amonowego odnotowano od stycznia do maja (rys. 107).



Rys. 105107. Zakres stężenia azotu amonowego w przydennej warstwie wody zbiornika pławniowickiego dla okresu 2004–2011

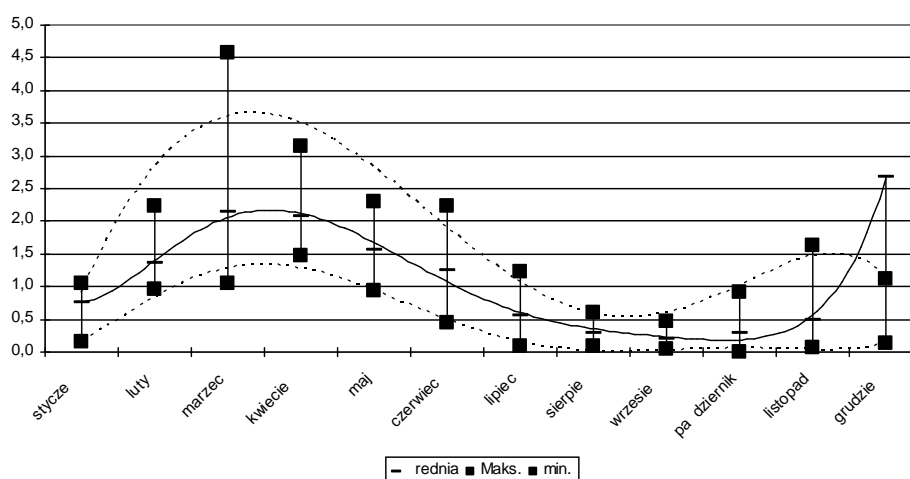
Od czerwca do października zakres zmian stężenia tego wskaźnika był największy. Niewielki zakres zmian, podobny do odnotowanego w marcu i kwietniu odnotowano w listopadzie i grudniu.

Zakres zmian azotu azotanowego w okresie zimowo-wiosennym – od stycznia do kwietnia był największy (rys. 108). Stopniowe zmniejszanie się zakresu stwierdzało się w okresie od kwietnia do września, kiedy to stwierdzono najmniejsze różnice między maksymalnym a minimalnym stężeniem azotu azotanowego w powierzchniowej warstwie wody.



Rys. 106108. Zakres stężenia azotu azotanowego w powierzchniowej warstwie wody zbiornika pławniowickiego dla okresu 2004–2011

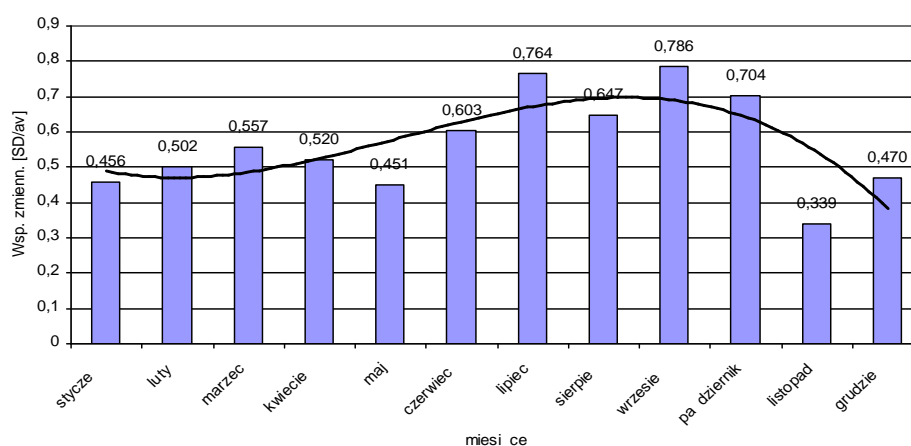
W okresie jesienno-zimowym, od września do grudnia, zakres stężenia azotu azotanowego zwiększał się, a różnice pomiędzy stężeniem maksymalnym i minimalnym były zbliżone do odnotowanych w miesiącach styczeń–kwiecień. W przydennej warstwie wody zakres zmian stężenia azotu azotanowego zwiększał się od stycznia do marca (rys. 109).



Rys. 107109. Zakres stężenia azotu azotanowego w przydennej warstwie wody zbiornika pławniowickiego dla okresu 2004–2011

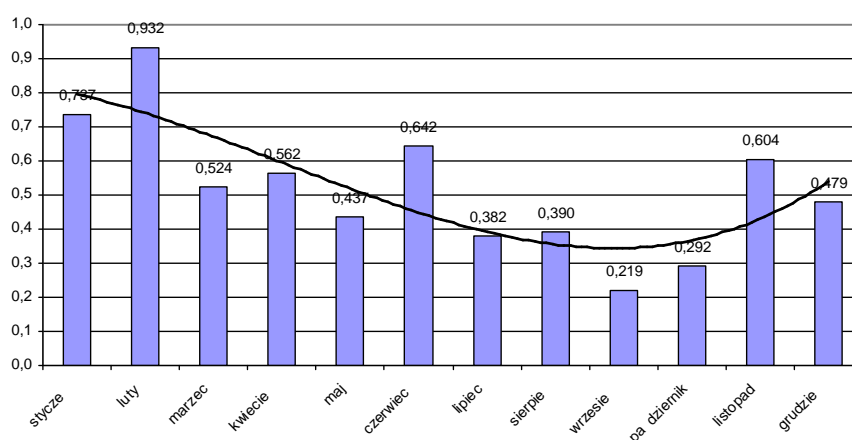
Od marca do września zakres zmian stężenia tej formy azotu zmniejszał się stopniowo osiągając najmniejszą wartość we wrześniu. W trzech ostatnich miesiącach roku odnotowano stopniowy wzrost zakresu zmian stężenia azotu azotanowego w przydennej warstwie wody.

Odzwierciedlający intensywność procesu przemian, w tym przypadku związków azotowych, współczynnik zmienności azotu amonowego w powierzchniowej warstwie wody kształtował swoją wartość od stycznia do września (rys. 110).



Rys. 109110. Współczynnik zmienności stężenia azotu amonowego w powierzchniowej warstwie wody zbiornika Pławniowice dla okresu 2004–2011

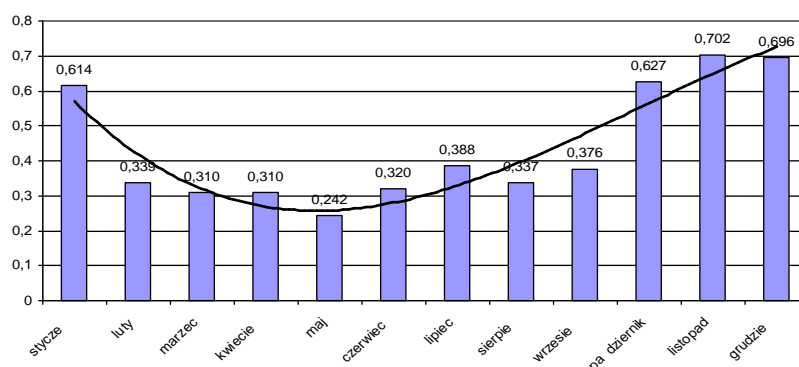
Najwyższe wartości współczynnika zmienności odnotowano dla miesięcy letnich – od lipca do października. W listopadzie i grudniu wartości współczynnika zmienności zmniejszyły się i były porównywalne do wartości ze stycznia i lutego. W przydennej warstwie wody, wartość współczynnika zmienności stężenia azotu amonowego wykazywała tendencję malejącą od stycznia do września (rys. 111). Od września do grudnia odnotowano tendencję wzrostową.



Rys. 109111. Współczynnik zmienności stężenia azotu amonowego w przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice dla okresu 2004–2011

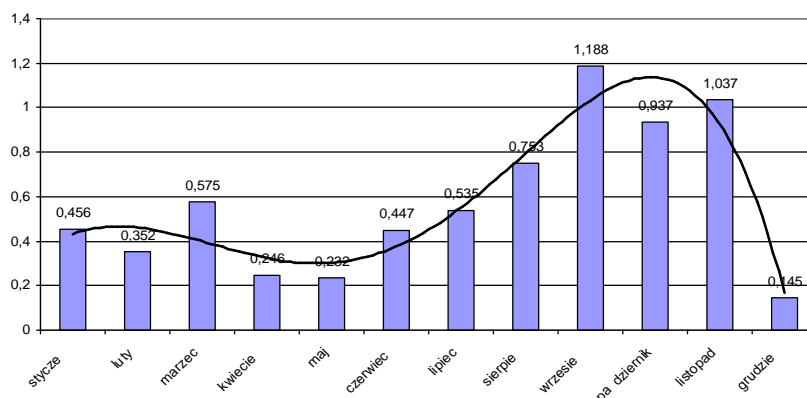
Przyjmując, że współczynnik zmienności odzwierciedla intensywność przemian wykazano, że w powierzchniowej warstwie wody przemiany z udziałem azotu amonowego były najintensywniejsze w miesiącach letnich. W tym samym okresie, w przydennej warstwie wody, przemiany powodujące zmiany stężenia azotu amonowego w okresie letnim były mniej intensywne.

Współczynnik zmienności stężenia azotu azotanowego w powierzchniowej warstwie wody, w skali roku początkowo, od stycznia do maja, zmniejszał się, a następnie, od maja do grudnia systematycznie wzrastał (rys. 112). Najniższe wartości współczynnika zmienności wystąpiły od lutego do września, najwyższe odnotowano w styczniu a następnie od października do grudnia. Porównanie kształtowania się współczynnika zmienności stężenia azotu amonowego i azotu azotanowego wykazało, że w powierzchniowej warstwie wody przebieg zmian tego wskaźnika kształtuje się przeciwnie.



Rys. 112. Współczynnik zmienności stężenia azotu azotanowego w powierzchniowej warstwie wody zbiornika Pławniowice dla okresu 2004–2011

W przydennej warstwie wody najniższe wartości współczynnika zmienności stężenia azotu azotanowego w skali roku odnotowano od stycznia do maja (rys. 113).



Rys. 113. Współczynnik zmienności stężenia azotu azotanowego w przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice dla okresu 2004–2011

Od maja do listopada wartość tego współczynnika systematycznie wzrastała. Najniższą wartość obliczono dla miesiąca grudnia. Takie w przypadku przydennej warstwy wody kształtowanie się współczynnika zmienności stężenia azotu amonowego oraz azotu azotanowego przebiega na zasadzie przeciwności. Okresowi najwyższych wartości współczynnika zmienności stężenia azotu amonowego odpowiada okres najniższych wartości współczynnika stężenia azotu azotanowego.

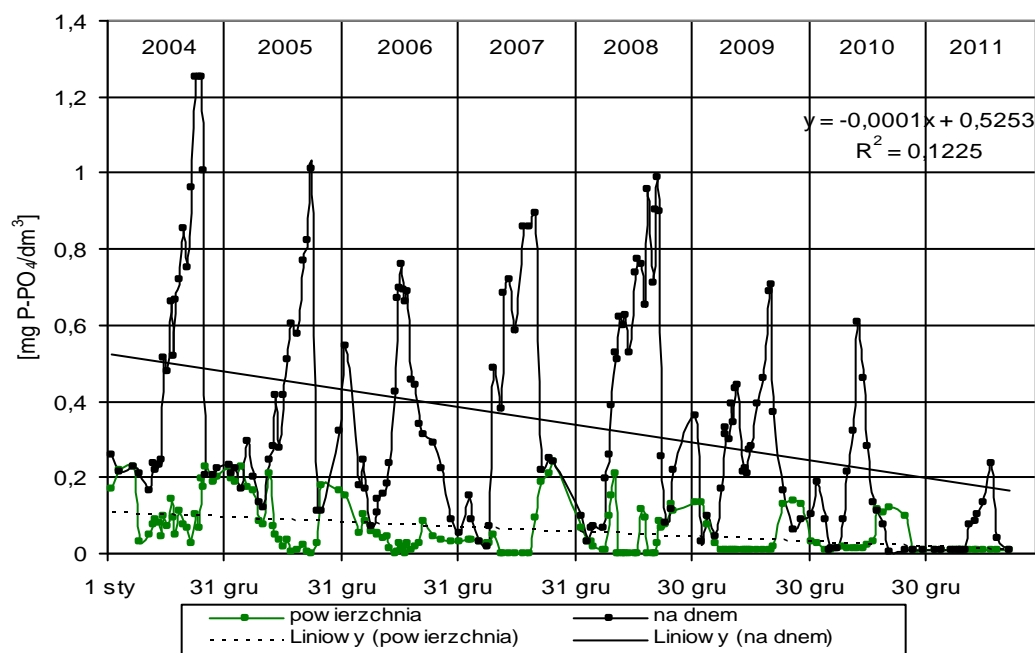
8.8.2. Związki fosforu

8.8.2.1. Stężenia związków fosforu

Fosfor, a głównie jego mineralne formy, są czynnikiem inicjującym procesy przemiany materii [6, 42, 132–135]. Z tego względu wiedza zarówno o zasobności ekosystemu w związki fosforu jak i o kierunku i intensywności ich przemian jest podstawą dla podejmowania przedsięwzięć organizacyjnych i technicznych, w celu poprawy jakości wody [18, 51, 69, 138, 139].

Stężenie ortofosforanów

W latach 2004–2011 zmiany stężenia ortofosforanów w warstwie powierzchniowej cechowała cykliczność przy nieznacznej tendencji malejącej stężenia tej formy fosforu (rys. 114).



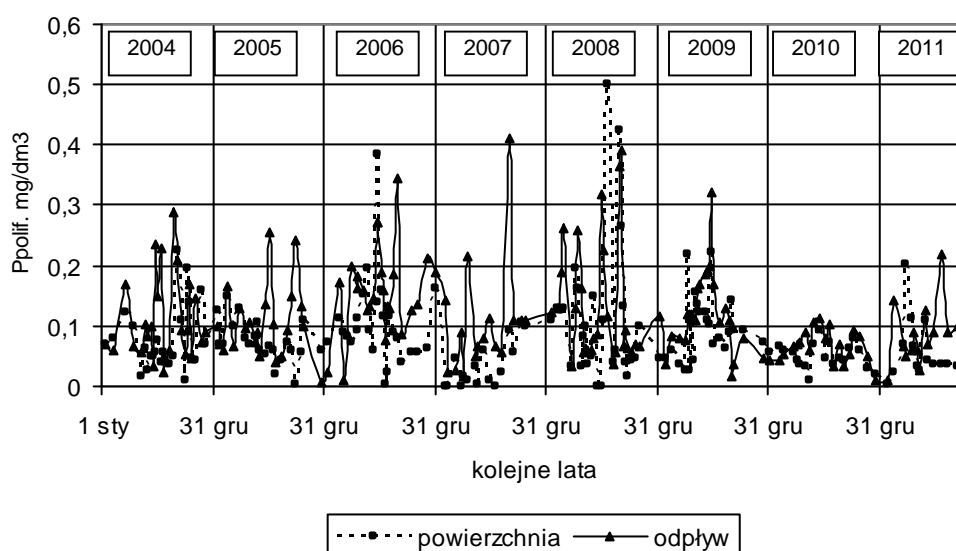
Rys. 114. Stężenie ortofosforanów w powierzchniowej i przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Najwyższe stężenia ortofosforanów na tym poziomie głębokości, wynoszące około $0,25 \text{ mg P-PO}_4/\text{dm}^3$ odnotowywano na przełomie kolejnych lat, w miesiącach jesienno-zimowych. Najniższe stężenia występowały w miesiącach letnich. W okresach stagnacji letniej stężenie ortofosforanów w epilimnionie spadało praktycznie do zera analitycznego, co było spowodowane procesem produkcji pierwotnej.

Zmiany stężenia ortofosforanów w przydennej warstwie wody zbiornika wykazywały wyraźną tendencję spadkową. I w tym przypadku stwierdzono pewnego rodzaju cykliczność (rys. 115). Charakterystyczny wzrost stężenia ortofosforanów w okresach stagnacji letniej był wynikiem procesu wzbogacania wewnętrznego. Stwierdzono, że wzrost stężenia ortofosforanów w hypolimnionie rozpoczyna się pod koniec kwietnia lub z początkiem maja. Maksymalne stężenia odnotowywano z reguły w ostatnich dniach stagnacji letniej. Stwierdzono, że maksymalne wartości stężenia omawianego wskaźnika, w okresie od 2004 do 2011 roku, wykazywały tendencję spadkową, od $1,25 \text{ mg P-PO}_4/\text{dm}^3$ w roku 2004 do $0,26 \text{ mg P-PO}_4/\text{dm}^3$ w roku 2011. Z punktu widzenia skuteczności prowadzonej rekultywacji zbiornika należy fakt ten uznać za optymistyczny.

Stężenie polifosforanów

Na przestrzeni lat 2004–2011 stężenie polifosforanów w powierzchniowej warstwie wody było nieco niższe niż w przydennej warstwie wody (rys. 115). Na obu poziomach głębokości obserwowano silną dynamikę zmian stężenia. Silna dynamika zmian stężenia utrudnia zaobserwowanie wyraźnych, określonych tendencji w skali roku.

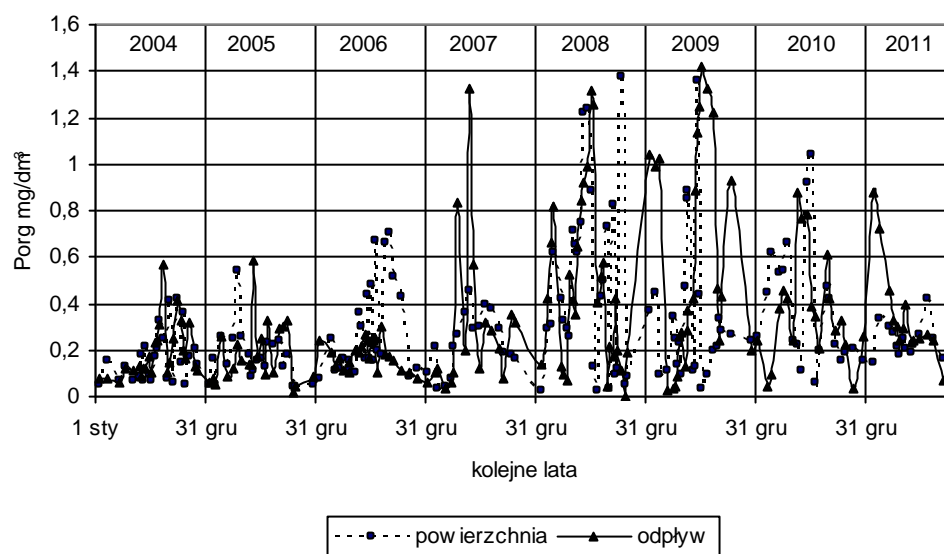


Rys. 115. Stężenie polifosforanów w powierzchniowej i przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Na ogół w miesiącach zimowo-wiosennych w powierzchniowej warstwie wody odnotowywano wyższe stężenia polifosforanów, natomiast w miesiącach letnich odnotowywano najniższe stężenia tej formy fosforu. W przydennej warstwie wody najwyższe stężenia polifosforanów występowały w miesiącach letnich a najniższe jesienią i zimą. Kilkakrotnie odnotowano skokowy wzrost stężenia polifosforanów o charakterze incydentalnym. Na przestrzeni pierwszych ośmiu lat rekultywacji zbiornika nie stwierdzono określonych tendencji zmian zarówno w warstwie powierzchniowej jak i przydennej warstwie wody.

Stężenie fosforu organicznego

W okresie od 2004 do 2009 roku zmiany stężenia fosforu organicznego w powierzchniowej i przydennej warstwie wody wykazywały tendencję wzrostową (rys. 116). Od roku 2009 do 2011 odnotowano wyraźnie niższe wartości tego wskaźnika na obu poziomach głębokości.



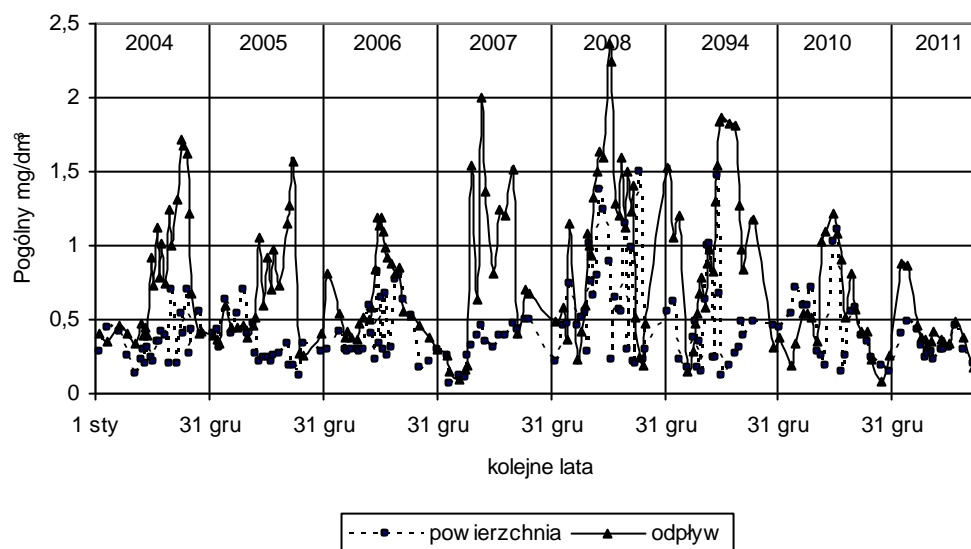
Rys. 116. Stężenie fosforu organicznego w powierzchniowej i przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

W latach 2004 i 2005 maksymalne stężenia fosforu organicznego wynosiły $0,6 \text{ mg P/dm}^3$. W latach 2007 do 2009 odnotowano najwyższe stężenia wynoszące $1,4 \text{ mg P/dm}^3$.

Najniższe wartości stężenia występowały w miesiącach jesienno-zimowych, na przełomie roku. Wartości najwyższe występowały w miesiącach letnich. Wiskazy zakres zmian stężenia obserwowano w hypolimnionie, nieco mniejszy w epilimnionie zbiornika.

Stężenie fosforu ogólnego

Stężenie fosforu ogólnego w przydennej warstwie wody było przeciętnie od dwukrotnie do trzykrotnie wyższe od stężenia w powierzchniowej warstwie wody (rys. 117).



Rys. 115+117. Stężenie fosforu ogólnego w powierzchniowej i przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

W latach 2004–2011 zakres stężenia fosforu ogólnego w powierzchniowej warstwie wody zmieniał się od $0,1 \text{ mg P/dm}^3$ do $1,0 \text{ mg P/dm}^3$. W warstwie wody przydennej zakres zmian wynosił od $0,1 \text{ mg P/dm}^3$ do $2,4 \text{ mg P/dm}^3$.

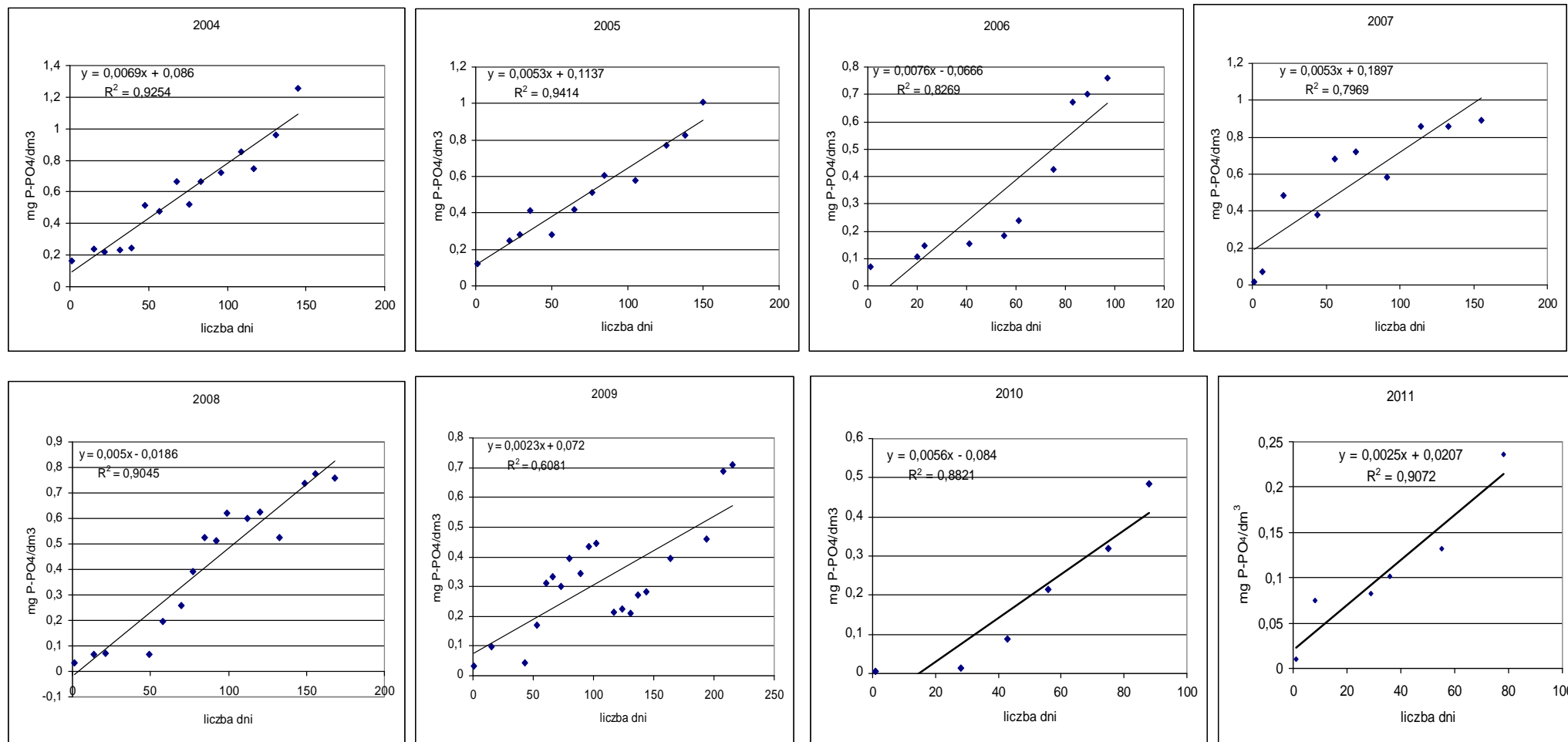
Wzrost stężenia fosforu ogólnego w hypolimnionie obserwowano od maja do końca września. Najniższe stężenia występowały w miesiącach jesienno-zimowych, od listopada do marca. Cyrkulacja wiosenna i jesienna powodowała wyrównanie stężenia omawianego wskaźnika w całym słupie wody.

Od roku 2008 pojawiła się tendencja spadkowa stężenia fosforu ogólnego w hypolimnionie zbiornika. Maksymalne stężenie wskaźnika w szczycie stagnacji letniej zmniejszyło się z $2,4 \text{ mg P/dm}^3$ w roku 2009 do $0,5 \text{ mg P/dm}^3$ w roku 2011.

W powierzchniowej warstwie wody na przestrzeni ośmiu lat rekultywacji zbiornika zmiany stężenia fosforu ogólnego nie wykazywały określonej tendencji. Natomiast od roku 2008 do 2011 maksymalne stężenie fosforu ogólnego w epilimnionie zmniejszyło się z $1,0 \text{ mg P/dm}^3$ do $0,3 \text{ mg P/dm}^3$.

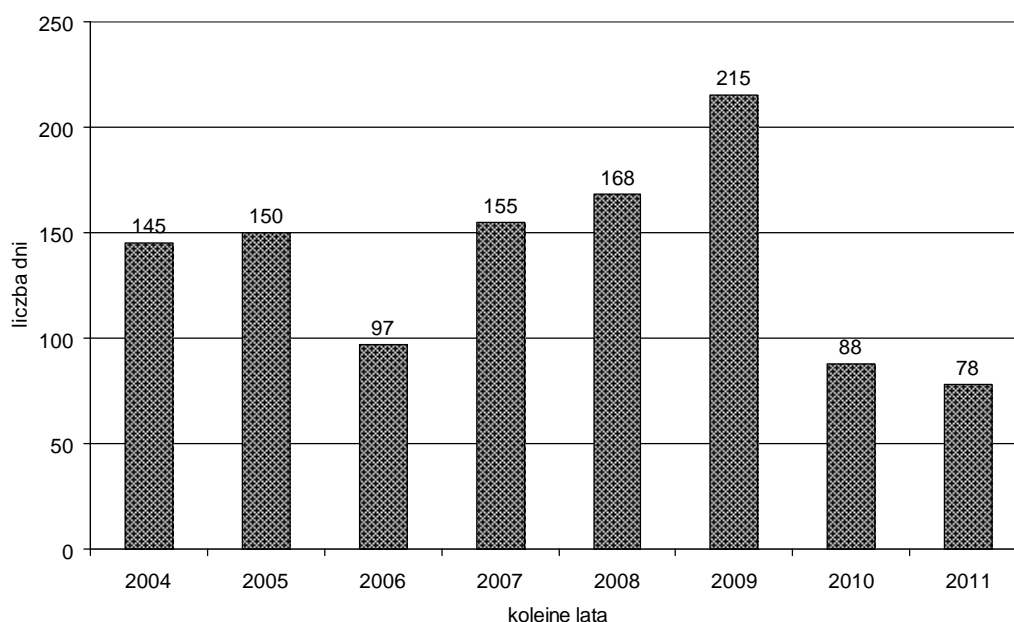
8.8.2.2. Kinetyka wzbogacania wewnętrznego

Proces uwalniania ortofosforanów z osadów dennych w czasie stagnacji letniej przebiegał w poszczególnych latach z różną intensywnością (rys. 118).



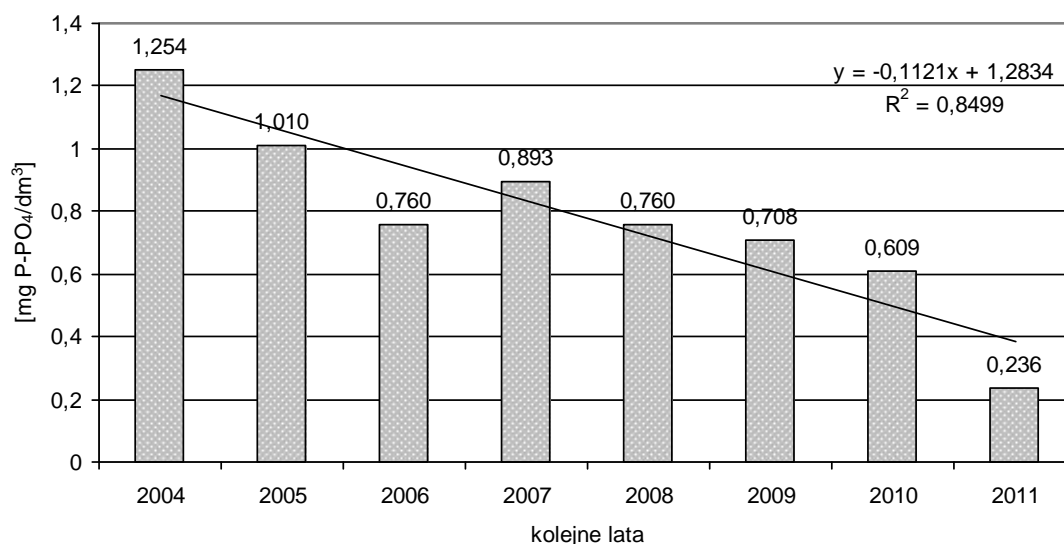
Rys. 116118. Kinetyka wzbogacania wewn trznego w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Tak jak w przypadku reakcji amonifikacji, zauważyć można, że w latach 2004–2009, w czasie stagnacji letniej okres uwalniania fosforanów z osadów dennych ulega wydłużeniu (rys 119). W latach 2010 i 2011 czas uwalniania ortofosforanów uległ znacznemu skróceniu, do 88 dni w roku 2010 i 78 dni w roku 2011.



Rys. 117119. Liczba dni reakcji uwalniania fosforanów z osadów dennych zbiornika Pławniowice w okresie 2004–2011

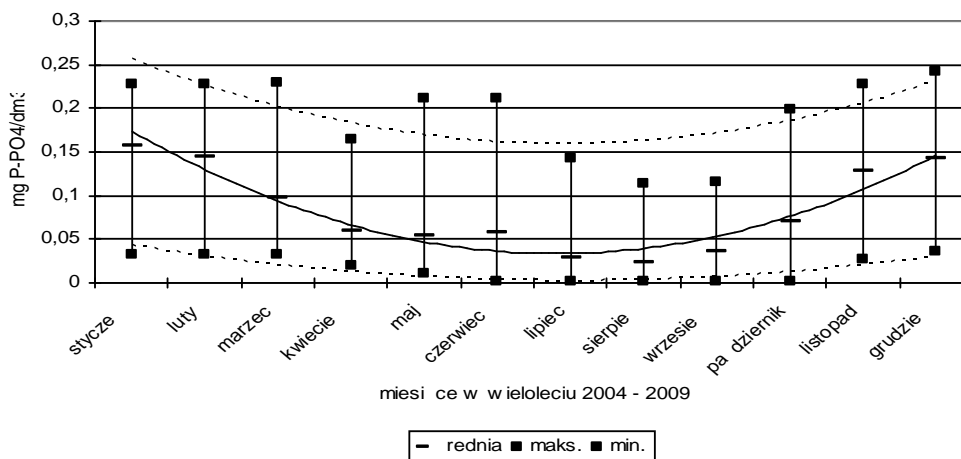
W kolejnych latach rekultywacji zbiornika odnotowywano coraz niższe maksymalne stężenia ortofosforanów w hypolimnionie zbiornika, w czasie stagnacji letniej (rys 120).



Rys. 118120. Maksymalne stężenia ortofosforanów w hypolimnionie zbiornika, w czasie stagnacji letniej w latach 2004–2011

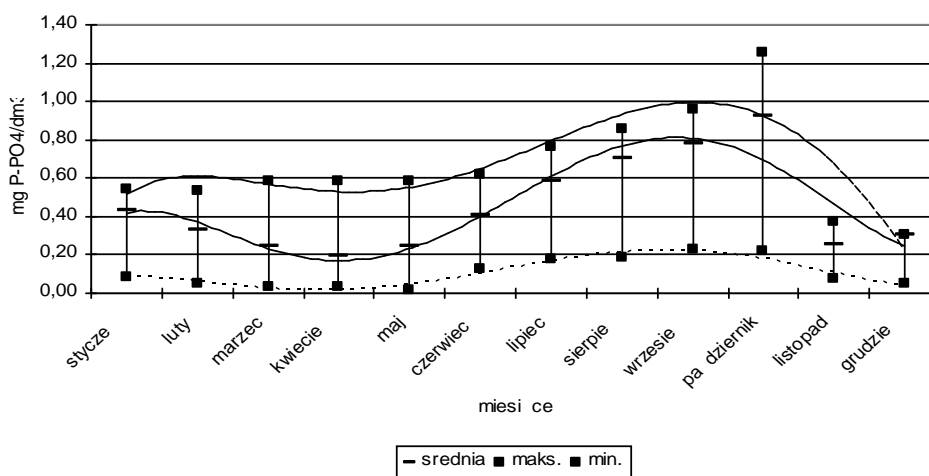
8.8.2.3. Zmienność stężenia ortofosforanów w skali rocznej

Zakres zmian stężenia ortofosforanów w powierzchniowej warstwie zbiornika Pławniowice, w poszczególnych miesiącach wielolecia 2004–2011 przedstawiono na rysunku 121.



Rys. 121. Zakres zmienności stężenia ortofosforanów w powierzchniowej warstwie wody zbiornika Pławniowice dla okresu 2004–2011

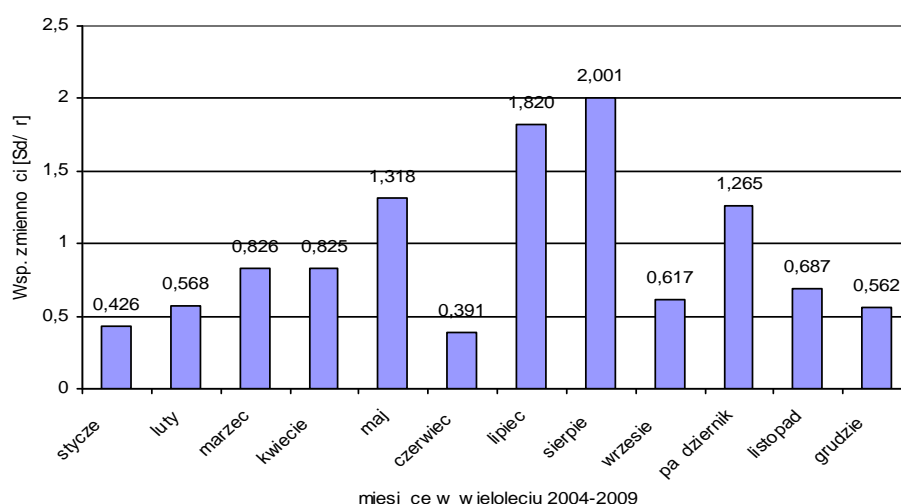
Najwyższe wartości stężenia tego wskaźnika oraz największe zakresy zmian stwierdzono dla okresu zimowo-wiosennego (od stycznia do czerwca), a następnie dla okresu jesienno-zimowego (od października do grudnia). W miesiącach letnich – od lipca do września, maksymalne wartości stężenia, w porównaniu z pozostałymi okresami roku były najniższe. Co do stężenia minimalnych, w miesiącach tych obserwowano całkowite wyczerpanie ortofosforanów w powierzchniowej warstwie wody. W przydennej warstwie wody zmienność stężenia ortofosforanów kształtowała się odwrotnie niż w warstwie powierzchniowej (rys. 122).



Rys. 122. Zakres zmienności stężenia ortofosforanów w przydennej warstwie wody zbiornika Pławniowice dla okresu 2004–2011

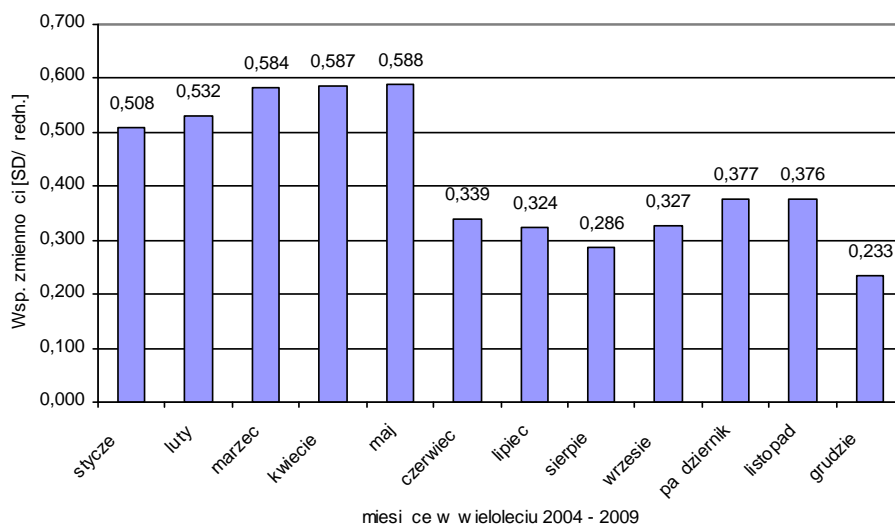
Najmniejsze wartości i zakresy zmian stężeń ortofosforanów występowały w okresie zimowo-wiosennym – od stycznia do czerwca, a następnie jesieni – w listopadzie i grudniu. Od lipca do października zakres zmian stężeń ortofosforanów w hypolimnionie był największy. W tych miesiącach występowały również najwyższe, maksymalne wartości stężeń.

Przytę, że w oparciu o współczynnik zmienności stężeń można wskazać okresy najintensywniejszych przemian. Współczynnik zmienności stężeń ortofosforanów w powierzchniowej i przydennej warstwie wody obliczono uwzględniając wyniki analiz z wielolecia 2004–2011. W powierzchniowej warstwie wody wartość współczynnika zmienności wzrastała od stycznia do sierpnia. Jesieni – od września do grudnia – były to wartości wyraźnie niższe. Dynamika zmian omawianego wskaźnika wskazuje, że w epilimnionie zbiornika najintensywniejsze procesy przemiany materii przebiegają od maja do października (rys. 123).



Rys. 123. Współczynnik zmienności stężeń „ c_v ” ortofosforanów w powierzchniowej warstwie wody zbiornika pławniowskiego dla okresu 2004–2011

Wartości współczynnika zmienności stężeń ortofosforanów obliczone dla hypolimnionu (rys. 124) wskazują dwa okresy, różniące się intensywnością przemian wewnątrz zbiornikowych. Wyższe wartości obliczono dla okresy od stycznia do maja. W tym czasie wartości wskaźnika nieznacznie wzrastały od 0,508 do 0,588. W drugim półroczu stwierdzone wartości współczynnika zmienności były niższe o około 50%. Najniższe wartości obliczono dla okresu od czerwca do września.



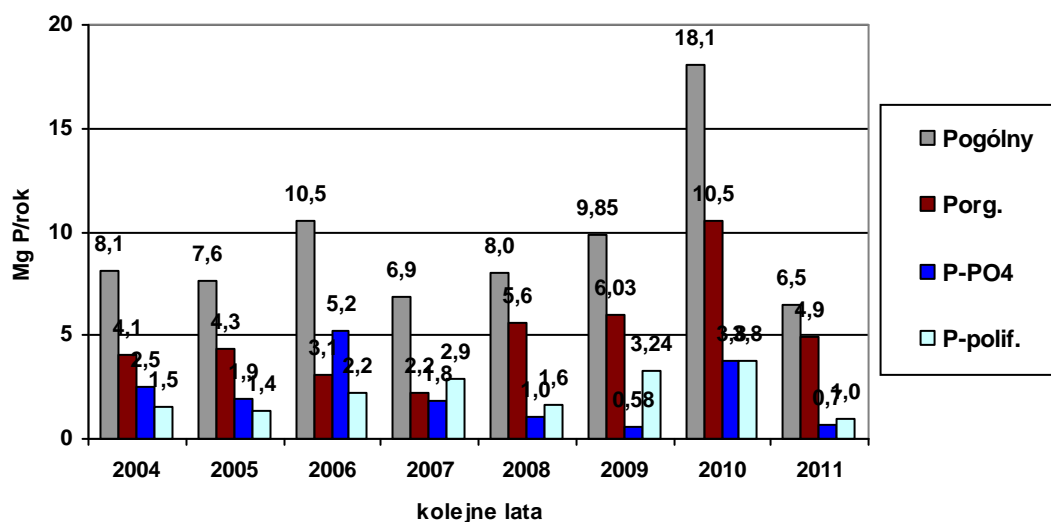
Rys. 122+124. Współczynnik zmienności „ C_v ” ortofosforanów w przydennej warstwie wody zbiornika pławniowickiego dla okresu 2004–2011

9. Bilans fosforu i azotu w aspekcie oligotrofizacji zbiornika

Zbiornik wodny można postrzegać jako reaktor, w którym zachodzi wiele skomplikowanych procesów. Badania limnologiczne ekosystemów jeziornych sprowadzają się najczęściej do badania stosunków termiczno-tlenowych, zasobności w substancje biogenne, zawartości metali ciężkich w osadach dennych [52, 92, 128–130, 138]. Chcąc ocenić jego rolę w kształtowaniu jakości zasobów wodnych, należy określić sumy ładunków zanieczyszczeń wprowadzanych do zbiornika oraz ładunki z niego odprowadzane [3, 21, 46, 51,]. Na tej zasadzie sporządzono bilanse wybranych zanieczyszczeń. Sporządzenie bilansu zanieczyszczeń dla określonego zbiornika wymaga maksymalnie dokładnej znajomości poszczególnych wskaźników jakości wody oraz wielkości przepływów charakterystycznych [20–22, 87, 93].

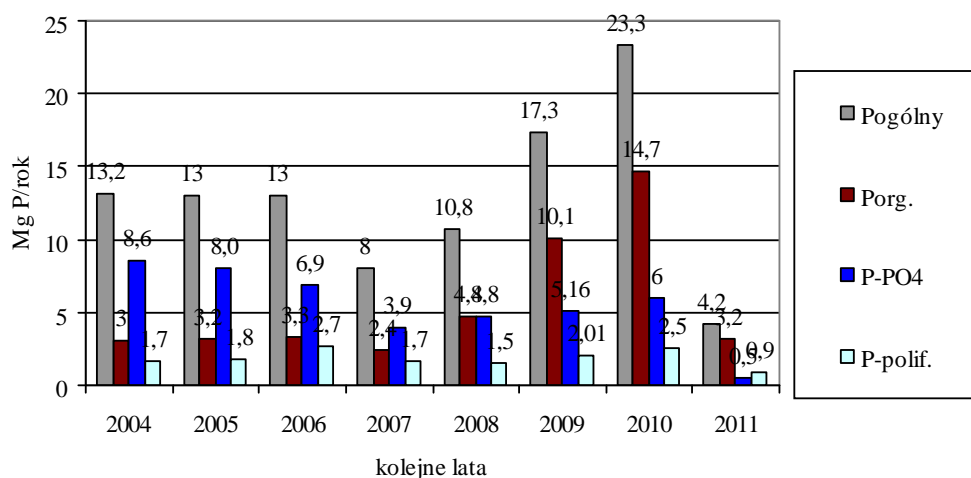
9.1. Bilans zwińzków fosforu

Wielkości ładunków poszczególnych form fosforu doprowadzane do zbiornika Pławniowice z wód Potoku Toszeckiego przedstawiono na rys. 125. W okresie od 2004 do 2010 roku całkowite roczne ładunki fosforu wynosiły od około 7 Mg Pog./rok do ponad 18 Mg Pog./rok. Dominującą formą fosforu w wodzie dopływającej do zbiornika był fosfor organiczny. Roczne ładunki tego wskaźnika wynosiły od 2,2 Mg Porg./rok do 10,5 Mg Porg./rok. W przypadku ładunków fosforu organicznego oraz polifosforanowego widoczna jest tendencja wzrostowa.



Rys. 123125. Roczne ładunki związków fosforu doprowadzane do zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

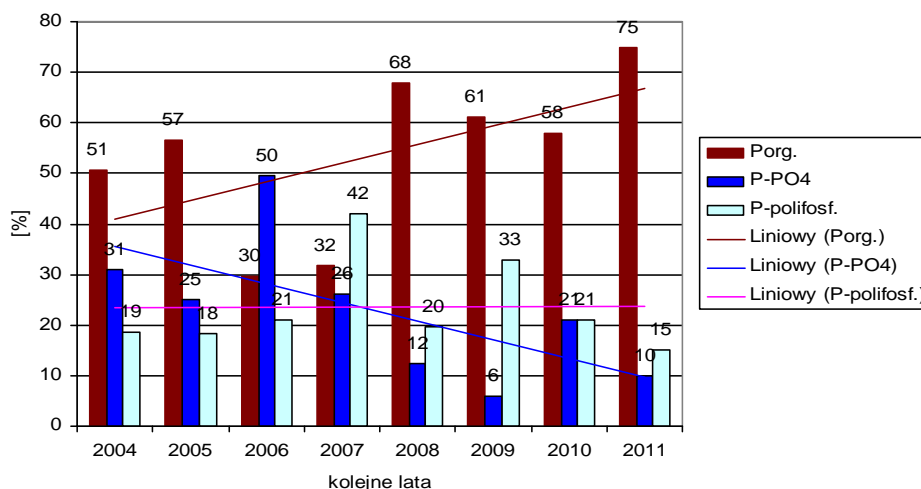
W wodzie odprowadzanej ze zbiornika rur upustów całkowite ładunki fosforu wynosiły od 8,0 Mg Pog. w roku 2007 do ponad 23 Mg Pog. w roku 2010 (rys 126).



Rys. 124126. Roczne ładunki związków fosforu odprowadzane do zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Na przestrzeni lat 2004–2011 obserwowano wzrost ładunków fosforu organicznego z 3 Mg Porg. w roku 2004 do 14,7 Mg Porg. w roku 2010. Jednocześnie nie wielka tendencja spadkowa odnotowana w przypadku ortofosforanów. Roczny ładunek tej formy fosforu, wyprowadzony ze zbiornika wyniósł w roku 2004 około 8,6 Mg P-PO₄ a 0,9 Mg P-PO₄ w roku 2011.

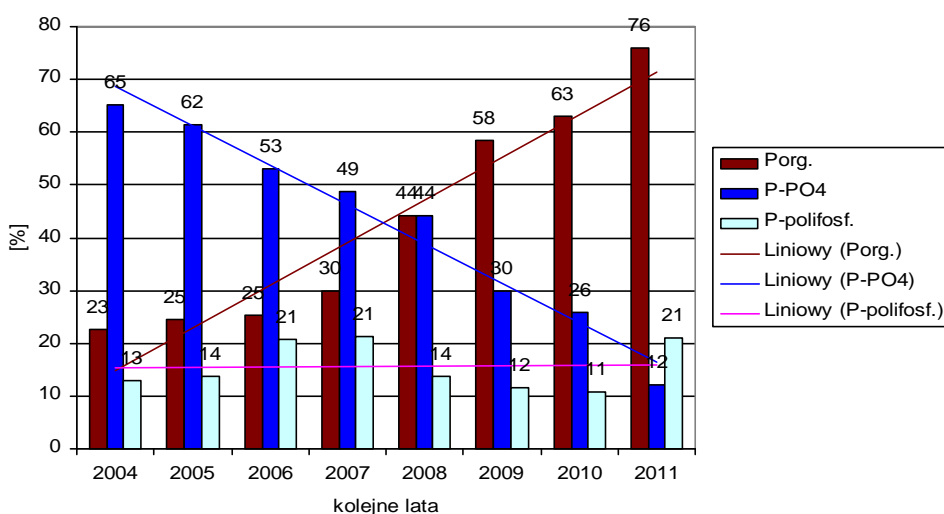
Zmiana jakości wody znajduje swój wyraz m.in. w wielkości udziałów poszczególnych form fosforu, w stosunku do całkowitej ilości tego pierwiastka (rys. 127).



Rys. 127. Udział poszczególnych form fosforu w odniesieniu do fosforu ogólnego w wodzie doprowadzanej do zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

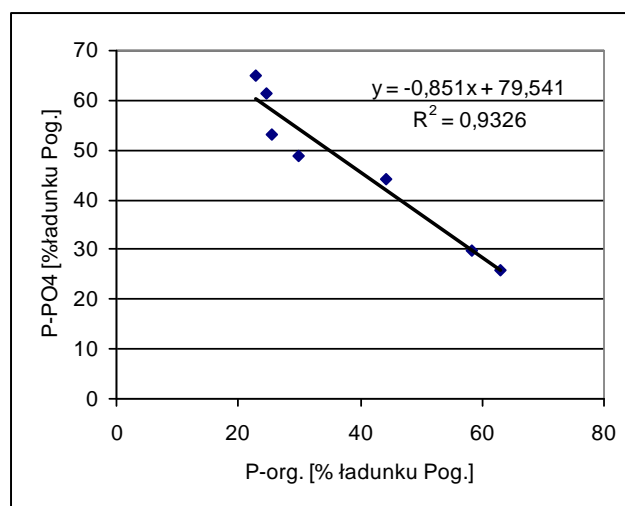
Dominującą formą fosforu w wodzie dopływającej do zbiornika był fosfor organiczny. Udział tej formy fosforu w całkowitym, rocznym ładunku tego pierwiastka wprowadzanym do zbiornika na przestrzeni lat wzrastał z 51% do 75%. W tym samym okresie zmiany udziału ortofosforanów wykazały tendencję malejącą, z 31% w roku 2004 do 10% w roku 2011. W przypadku udziału polifosforanów, mimo różnych wartości w poszczególnych latach, linia trendu wskazuje na stabilność.

W wodzie odprowadzanej ze zbiornika wystąpiły takie same tendencje jak w przypadku wody zasilającej zbiornik (rys. 128).



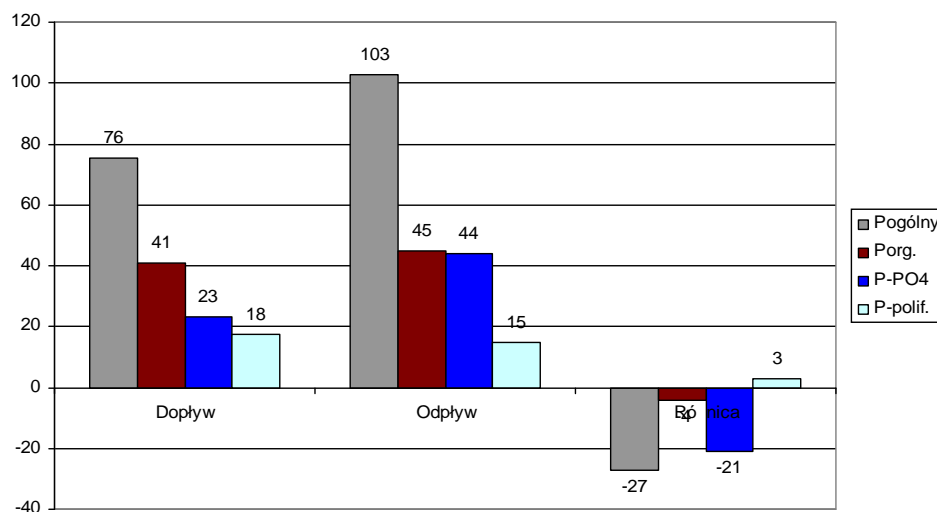
Rys. 128. Udział poszczególnych form fosforu w odniesieniu do fosforu ogólnego w wodzie odprowadzanej ze zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Na przestrzeni lat 2004–2011 wystąpiła wyraźna tendencja wzrostowa udziału ładunku fosforu organicznego, z 23% w roku 2004 do 76% w roku 2011. Dla tego samego okresu odnotowano również tendencję spadkową udziału ładunków ortofosforanów. Najwyższą wartość wynoszącą 65% odnotowano dla roku 2004, a najniższą – 12% - dla roku 2011. Wzrost udziału ładunku organicznej formy fosforu następuje kosztem zmniejszenia udziału ładunku ortofosforanów (rys. 129).



Rys. 129. Współzależność udziału ładunków ortofosforanów i fosforu organicznego w wodzie odprowadzanej ze zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011.

Z punktu widzenia oligotrofizacji zbiornika najważniejsze jest, że każdego roku, począwszy od momentu uruchomienia „rury Olszewskiego” ładunek ortofosforanów odprowadzany ze zbiornika był większy od ładunku doprowadzonego. Również większe od dopływających były ładunki fosforu ogólnego. W ciągu pierwszych ośmiu lat rekultywacji zbiornika sumaryczny ładunek fosforu doprowadzony do zbiornika określono na 76 Mg Pog., zaś ładunek wyprowadzony ze zbiornika na 103 Mg Pog. (rys. 130).

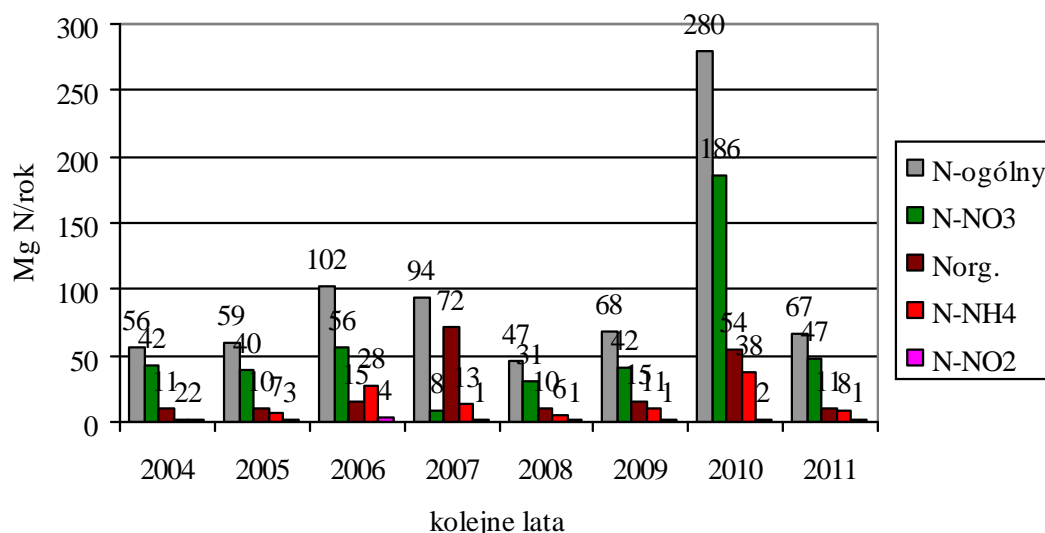


Rys. 130. Sumaryczny bilans fosforu w zbiorniku Pławniowice w latach 2004–2011.

Zatem ekosystem zbiornika Pławniowice został, w ciągu ośmiu lat zubożony o około 30 ton fosforu. Z tej ilości 21 ton (78%) stanowiły ortofosforany, które są głównym czynnikiem eutrofizacji jezior.

9.2. Bilans związków azotu

Wielkość ładunków azotu ogólnego wprowadzanego do zbiornika Pławniowice z wody Potoku Toszeckiego w latach 2004–2011 wynosiła od 47 Mg N_{og.}/rok do 280 Mg N_{og.}/rok (rys. 131).

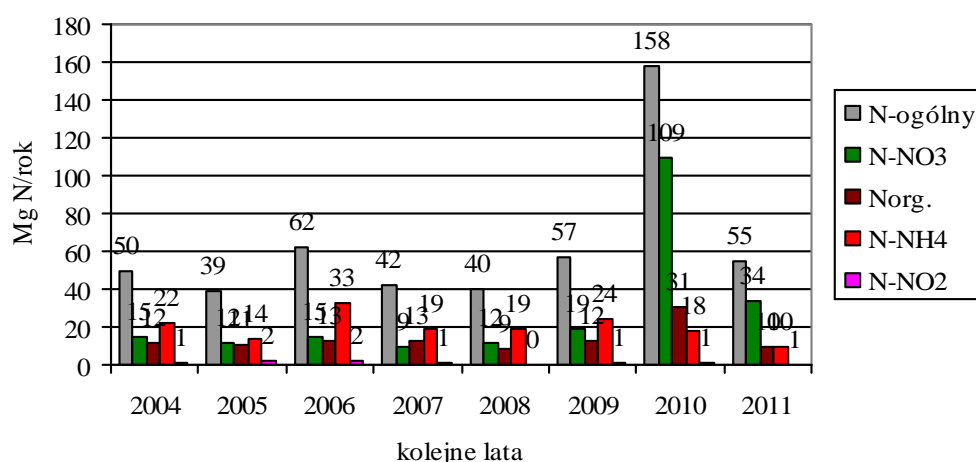


Rys. 129-131. Wielkość rocznych ładunków związków azotowych doprowadzanych do zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Pod względem wielkości ładunku wyróżnia się rok 2010, w którym do zbiornika wpłynęło 280 Mg N_{og.} W ten sposób uwidocznił się wpływ fali wezbraniowej, która spowodowała, że ładunek był większy od ładunków z pozostałych lat od 7 do 2,5 krotnie. Drugim pod względem wielkości rocznych ładunków, form azotu był azot azotanowy, którego ładunki wynosiły od 8 Mg N-NO₃ w roku 2007 do 186 Mg N-NO₃ w roku 2010. Takie w tym przypadku tak wysoki ładunek należy przypisywać fali wezbraniowej. Na uwagę zasługuje wyjątkowo duży, w porównaniu z pozostałymi latami, ładunek 72 Mg azotu organicznego, obliczony dla roku 2007. Na ogół wielkość rocznych ładunków tej formy azotu wynosiła kilkanaście Mg Norg.. Incydentalny charakter tak wysokiego ładunku, zwłaszcza w porównaniu z podwyższonym ładunkiem 38 Mg N w roku 2010, spowodowanym falą wezbraniową, wskazuje na możliwość wystąpienia w roku 2007 na terenie zlewni Potoku Toszeckiego czynnika mającego związek z wprowadzaniem do środowiska organicznych form azotu.

Ładunki azotu amonowego wynosiły od 2 Mg N-NH₄ w roku 2004 do 38 Mg N-NH₄ w roku 2010. Podwyższone w stosunku do pozostałych lat ładunki 28 Mg N-NH₄ w roku 2006 oraz 38 Mg N-NH₄ w roku 2010 wskazują na możliwość zrzutów cieków bytowo-gospodarczych w okresach wezbrań i wysokich stanów wód.

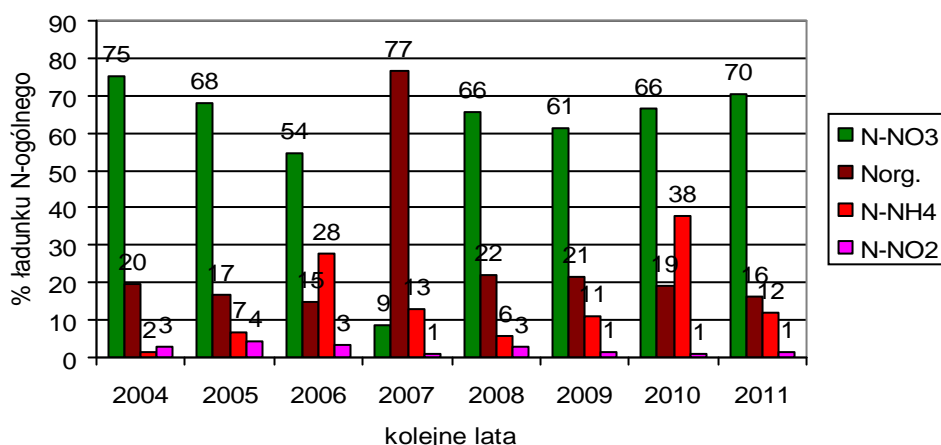
Ładunki azotu odprowadzane ze zbiornika rur upustów były niższe od wprowadzanych. W przypadku azotu ogólnego wynosiły one od 39 Mg N_{og}/rok do 158 Mg N_{og}/rok (rys. 132). Również na odpływie ze zbiornika widać skutek fali wezbraniowej jaka wystąpiła w roku 2010, w postaci 158 Mg N ogólnego oraz 109 Mg N-NO₃.



Rys. 132. Wielkość rocznych ładunków związków azotowych odprowadzanych ze zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Wielkość rocznych ładunków azotu azotanowego w wodzie odprowadzanej ze zbiornika wynosiła od 9 Mg N-NO₃ w roku 2007 do 109 Mg N-NO₃ w roku 2010. Wyraźnie widać w porównaniu z ładunkami wprowadzanymi były odprowadzane ładunki azotu amonowego, które wynosiły od 14 Mg N-NH₄ w roku 2005 do 33 Mg N-NH₄ w roku 2006. W tym przypadku największego ładunku azotu amonowego nie odnotowano w roku 2010. Można więc stwierdzić, że ładunek tej formy azotu powstający na terenie zlewni Potoku Toszeckiego jest określony (stały), a fala wezbraniowa okazała się na tyle duża, że uwidocznił się efekt jego rozcieńczenia.

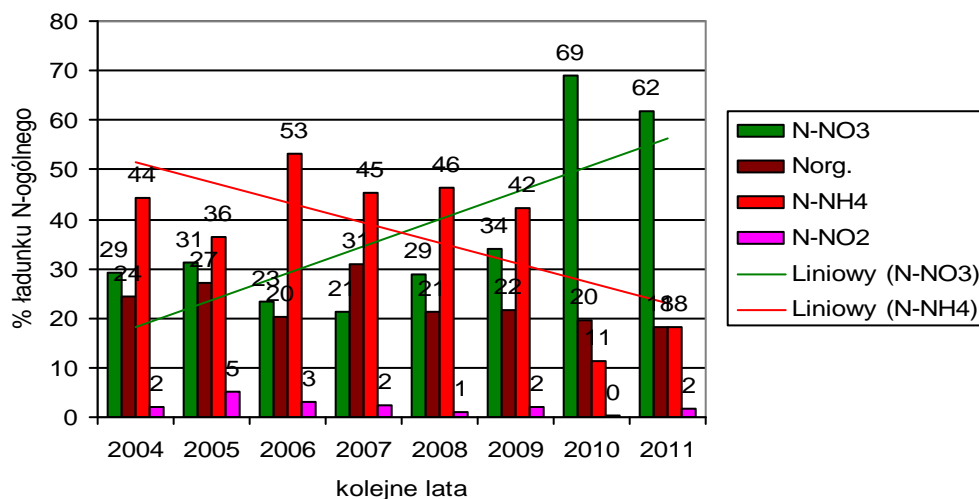
W wodzie dopływającej do zbiornika dominującą formą azotu był – za wyjątkiem roku 2007 – azot azotanowy, stanowił on od 54% do 75% ładunku w poszczególnych latach (rys. 133).



Rys. 133. Udział ładunków poszczególnych form azotu w odniesieniu do ładunku azotu ogólnego w wodzie dopływającej do zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Wspomniany wyżej wyjątkowo duży ładunek azotu organicznego spowodował, że udział tej formy azotu w całkowitym ładunku w roku 2007 wyniósł 77%. Ta wartość udziału wyraźnie odbiega od wartości obliczonych dla pozostałych lat, wynoszących od 5% do 18%. Na przestrzeni lat prowadzenia badań wyróżnia się także udział ładunku azotu amonowego w latach 2006 i 2010. Są to lata, w których miały miejsce wezbrania wód w Potoku Toszeckim. To również wskazuje na rolę wysokich stanów wody i możliwość ich wykorzystywania do zrzucania cieków bytowo-gospodarczych.

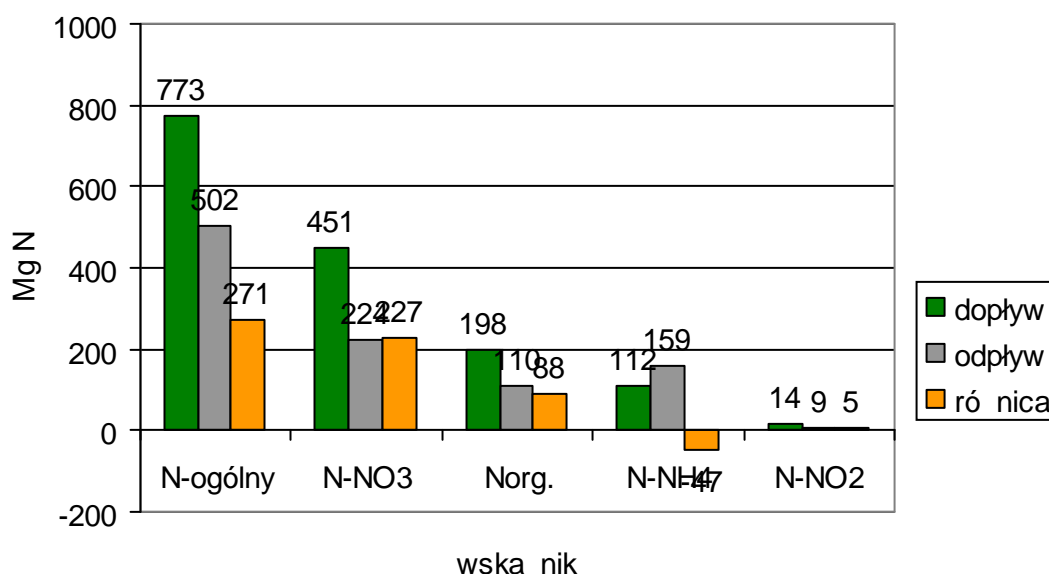
W okresie od 2004 do 2009 roku w wodzie odprowadzanej ze zbiornika rur upustów największe udziały miały ładunki azotu amonowego (rys. 134). Wielkość udziału ładunków tej formy azotu wynosiła od 11% do 53%. Jest to rezultat przemian związków azotowych w warunkach beztlenowych, panujących w hypolimnionie zbiornika, w czasie stagnacji letniej. W latach 2010 i 2011 odnotowano wyraźny spadek udziału ładunków azotu amonowego do 11% i 18%, oraz wzrost udziału ładunków azotu azotanowego odpowiednio do 69% i 62%. Ponieważ w czasie występowania fali wezbraniowej w 2010 roku nie odnotowano zakłócenia stratyfikacji, przyczyny mniejszego udziału azotu amonowego należy upatrywać nie w skutkach wezbrania, lecz w poprawie warunków tlenowych w zbiorniku oraz w konsekwencji mniejszej intensywności reakcji amonifikacji w hypolimnionie zbiornika.



Rys. 134. Udział ładunków poszczególnych form azotu w odniesieniu do ładunku azotu ogólnego w wodzie odprowadzanej ze zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

Udział ładunku azotu organicznego w wodzie odpływającej ze zbiornika stanowił od 18% do 31% ładunku całkowitego. Taki zakres zmian wskazuje na ustabilizowanie.

Bilans związków azotowych wykazał, że zbiornik Pławniowice posiada zdolność kumulowania azotu. Obliczono, że z 773 Mg Nog. wprowadzonych do zbiornika w ciągu ośmiu lat, ze zbiornika odprowadzono 502 Mg Nog. (rys. 135). Ponad 270 Mg Nog. zostało zatrzymane w zbiorniku.



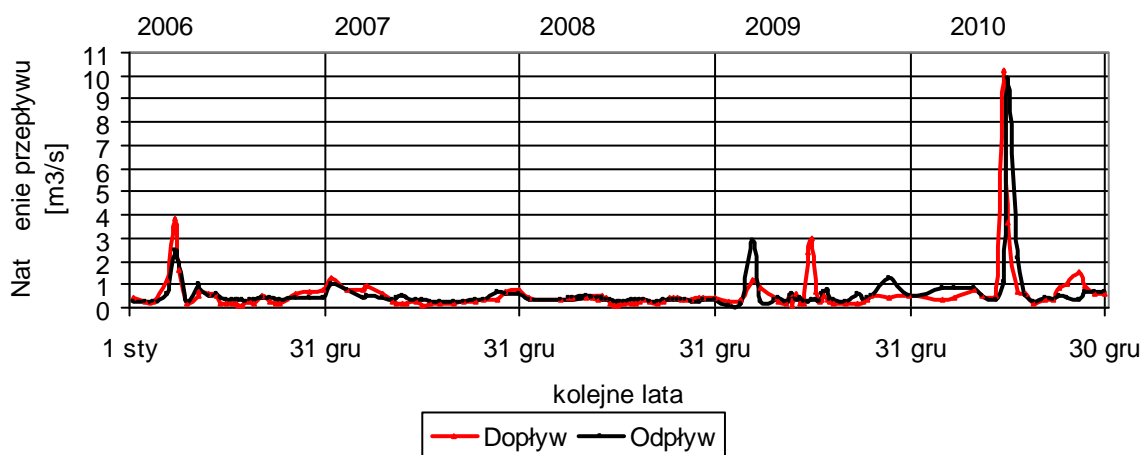
Rys. 133-135. Bilans azotu w zbiorniku Pławniowice w latach 2004–2011

Z ponad 450 Mg N-NO₃, ze zbiornika odpłynęło 224 Mg N-NO₃, w zbiorniku zatrzymanych zostało 227 Mg N-NO₃. Równie doprowadzony ładunek azotu organicznego zmniejszył się z 198 Mg N_{org.} do 110 Mg N_{org.} w wodzie odprowadzanej. W przypadku azotu amonowego ładunek odprowadzony ze zbiornika (159 Mg N-NH₄) był większy od doprowadzonego (112 Mg N-NH₄). Wskazuje to w dalszym ciągu na występowanie procesów beztlenowych, w szczególności reakcji amonifikacji, w hypolimnionie zbiornika.

9.3. Wstępna ocena roli fali wezbraniowej w kształtowaniu bilansu azotu i fosforu

Gwałtowny przybór wody w cieku wynika ze zwiększonego odpływu wody ze terenu jego zlewni. Wraz ze spływami powierzchniowymi do cieku a następnie do zbiornika wprowadzane są określone ładunki m.in. substancji biogennych. Z tego powodu wysokie stany wody (fale wezbraniowe) stanowi szczególne zagrożenie dla zbiorników, których celem jest zatrzymanie fali wezbraniowej wraz z niesionymi przez nią ładunkami zanieczyszczeń.

Systematyczne wykonywanie pomiarów natężenia przepływu wody od chwili rozpoczęcia rekultywacji zbiornika, umożliwiło uchwycenie i zarejestrowanie danych pozwalających na wstępne oceny fali wezbraniowej jako elementu bilansu substancji biogennych, a także odpowiedź na pytanie, czy i w jakim stopniu fale wezbraniowe mogą wpływać na procesy wewnętrzne zbiornikowe w aspekcie procesu rekultywacji (rys. 136).

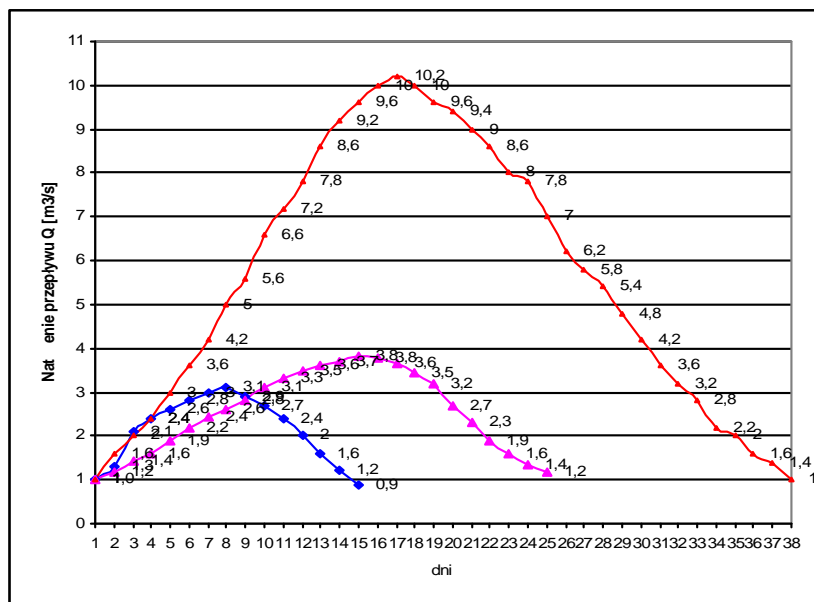


Rys. 134136. Natęenie przepływu wody w Potoku Toszeckim – dopływ do zbiornika i odpływ ze zbiornika Pławniowice w latach 2006–2010

Wiosn w roku 2006, nast pnie latem w roku 2009 i 2010, wskutek intensywnych opadów deszczu, w Potoku Toszeckim wyst piły wysokie stany wody, które w postaci fal wezbraniowych wpłyn ły do zbiornika.

9.3.1. Natęenie przepływu wody w czasie wezbra powodziowych

Za okres trwania fali wezbraniowej przyj to natęenie przepływu w profilu kontrolnym na dopływie do zbiornika Pławniowice od 1 m³/s i powy ej (rys. 137).



Rys. 135137. Natęenie przepływu wody w Potoku Toszeckim na dopływie do zbiornika Pławniowice w czasie wyst pienia fal wezbraniowych w latach 2006, 2007 i 2010.

W roku 2006 fala wezbraniowa wyst piła od trzeciej dekady marca do trzeciej dekady kwietnia, w sumie w czasie 25 dni. W roku 2009 fala wezbraniowa wyst piła od połowy czerwca do ko ca pierwszej dekady lipca, w ci gu 15 dni. W roku 2010 pocz tek fali

wezbraniowej odnotowano w pierwszej dekadzie maja, a zakończenie w połowie czerwca. Czas wystąpienia fali wezbraniowej wyniósł 38 dni.

Ilość wody wprowadzanej do zbiornika przez fale wezbraniowej w poszczególnych latach oraz udział mas wodnych stanowiących całość fali wezbraniowych, w stosunku do całkowitej pojemności zbiornika pławniowickiego przedstawiono w Tabeli 4. Udział fal wezbraniowych, w stosunku do całkowitej pojemności zbiornika pławniowickiego wynosił od 10% do ponad 60%.

Tabela 4. Udział fal wezbraniowych w bilansie wodnym zbiornika Pławniowice

| | Czas trwania, dni | Suma, mln m ³ | % obj. Zbiornika |
|------|-------------------|--------------------------|------------------|
| 2006 | 25 | 5,5 | 19 |
| 2009 | 15 | 2,8 | 10 |
| 2010 | 38 | 18,25 | 63 |

9.3.2. Fala wezbraniowa jako źródło ładunków fosforu i azotu

Wielkość ładunków azotu i fosforu wnoszonych do zbiornika przez fale wezbraniowe określono przyjmując do obliczeń średnie stężenia fosforu ogólnego i azotu ogólnego oraz natężenie przepływu w poszczególnych dniach trwania fali wezbraniowej. Obliczone ładunki dobowe azotu i fosforu przedstawiono na rys. (138, 139, 140). Przedstawione obliczenia mają charakter szacunkowy i przedstawiają rzekomo wielkość ładunków wskazujących na rolę wezbrania z punktu widzenia obciążenia zbiornika ładunkami azotu i fosforu oraz w aspekcie intensywności wymiany wody w zbiorniku.

Tabela 5. Wartości przyjęte do obliczenia ładunków N i P dla fali wezbraniowej w 2006r.

| Wskaźnik | Stężenie wskaźnika w czasie fali wezbraniowej, mg/dm ³ | | | | średnia, mg/dm ³ | Odch. standard. | Wsp. zm. |
|----------|---|-------|-------|-------|-----------------------------|-----------------|----------|
| Pog | 5,704 | 5,662 | 4,271 | 3,334 | 4,74275 | 1,151252 | 0,242 |
| Nog | 0,329 | 0,402 | 0,538 | 0,696 | 0,49125 | 0,161657 | 0,329 |

Tabela 6. Wartości przyjęte do obliczenia ładunków N i P dla fali wezbraniowej w 2009r.

| Wskaźnik | Stężenie wskaźnika w czasie fali wezbraniowej, mg/dm ³ | | | | średnia, mg/dm ³ | Odch. standard. | Wsp. zm. |
|----------|---|-------|-------|-------|-----------------------------|-----------------|----------|
| Pog | 0,574 | 1,458 | 1,251 | 0,567 | 3,40825 | 1,06155 | 0,311 |
| Nog | 2,785 | 4,655 | 3,885 | 2,308 | 0,9625 | 0,460473 | 0,478 |

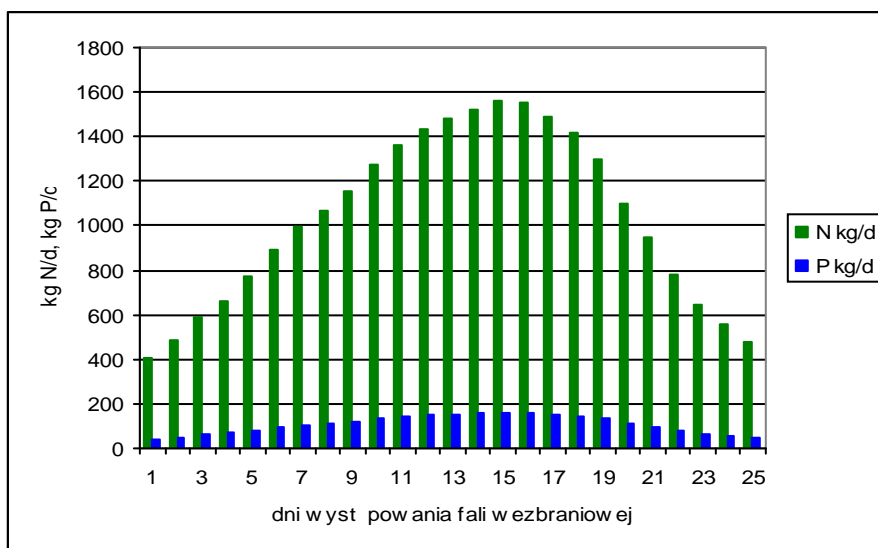
Tabela 7. Wartości przyjęte do obliczenia ładunków N i P dla fali wezbraniowej w 2010r.

| Wskaźnik | Stężenie wskaźnika w czasie fali wezbraniowej mg/dm ³ | | | | | średnia mg/dm ³ | Odch. standard. | Wsp. zm. |
|----------|--|-------|--------|-------|-------|----------------------------|-----------------|----------|
| Pog | 0,456 | 0,379 | 0,321 | 0,297 | 1,007 | 0,492 | 0,294345 | 0,598 |
| Nog | 5,352 | 6,877 | 6,6263 | 6,698 | 6,396 | 6,38986 | 0,605258 | 0,094 |

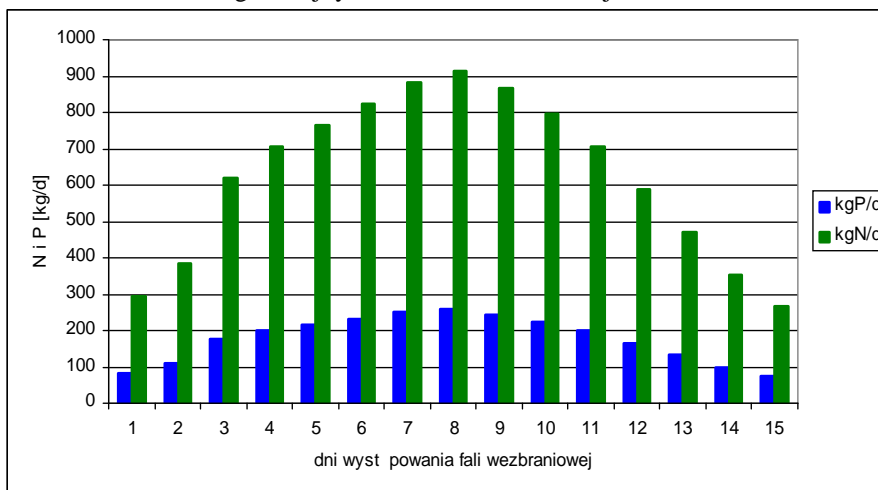
W czasie poszczególnych wezbrań wystąpiły wyraźne różnice w wielkości dobowych ładunków azotu i fosforu. W roku 2006 wielkość dobowych ładunków azotu wynosiła od 405 kg N/dob do 1557 kg N/dob, wielkość ładunków fosforu wynosiła od 42 kg P/dob do 161 kg P/dob. W roku 2009 wielkość dobowych ładunków azotu wynosiła od 280 kg N/d do 910 kg N/d. Wielkość ładunków fosforu wynosiła od 90 kg P/d do 270 kg P/d. W roku 2010 wielkość dobowych ładunków azotu wynosiła od 550 kg N/d do 5630 kg N/d. Wielkość dobowych ładunków fosforu wynosiła od 40 kg P/d do 430 kg P/d.

Całkowity ładunek azotu wniesiony z falą wezbraniową do zbiornika Pławniowice w roku 2006 określono na około 28 ton N w ciągu 25 dni. Ładunek fosforu określono na około 2,9 ton P. Ładunek azotu wniesiony z falą wezbraniową do zbiornika Pławniowice w roku 2009 określono na 9,5 Mg N, a ładunek fosforu na 2,7 Mg P. W roku 2010 fala wezbraniowa wprowadziła do zbiornika 122 ton N oraz 9,4 ton P, w czasie 38 dni. W porównaniu z rocznymi ładunkami azotu i fosforu wprowadzonymi do zbiornika w latach, w których wystąpiły wezbrania wykazano, że w roku 2006 udział ładunku azotu wniesiony wraz z falą wezbraniową wyniósł około 27%, taki sam był udział ładunku fosforu.

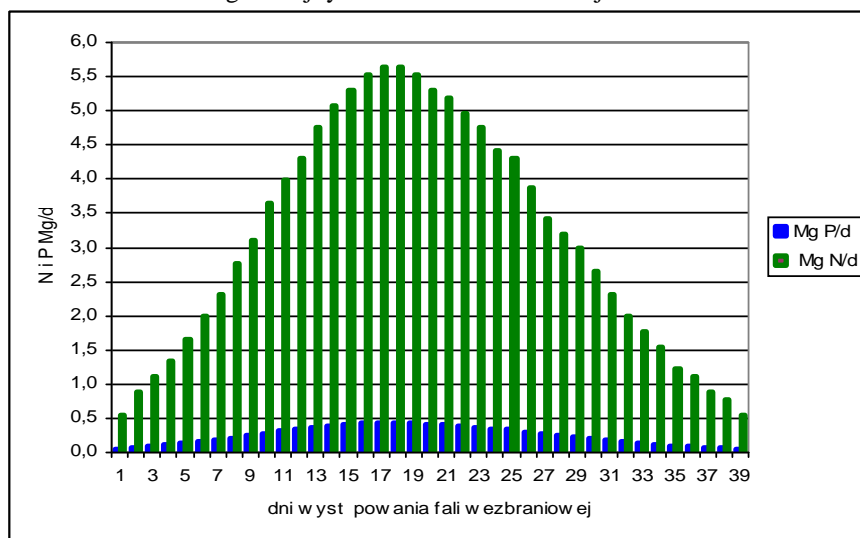
W roku 2009 udział ładunku azotu wniesionego wraz z falą wezbraniową wyniósł około 15%, a udział ładunku około 28%. W roku 2010 udział ładunku azotu wniesionego do zbiornika z falą wezbraniową określono na 44% a udział ładunku fosforu na 50%. W trakcie największego wezbrania, w roku 2010 odnotowano nie tylko największe ładunki fosforu wnoszone do zbiornika, ale także największy ich udział w stosunku do ładunków rocznych.



Rys. 136138. Ładunki azotu i fosforu wnoszone do zbiornika Pławniowice w ciągu kolejnych dni fali wezbraniowej w 2006 r.



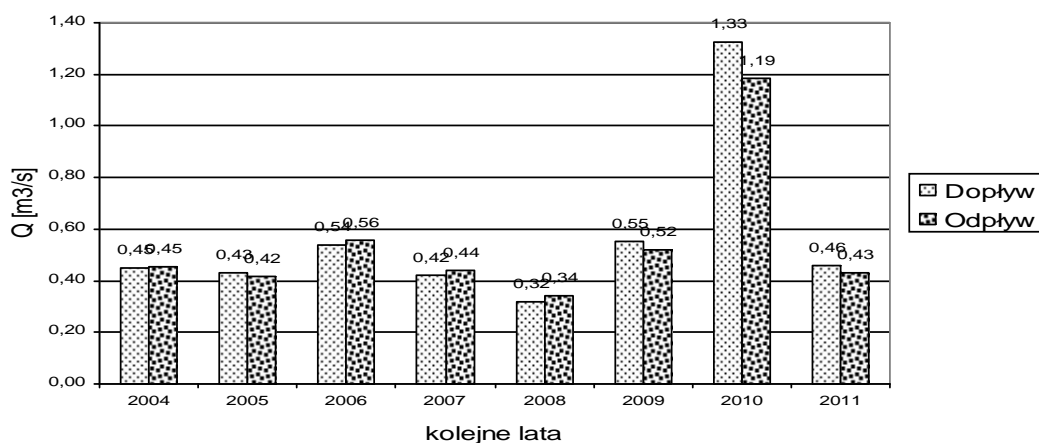
Rys. 137139. Ładunki azotu i fosforu wnoszone do zbiornika Pławniowice w ciągu kolejnych dni fali wezbraniowej w 2009 r.



Rys. 138140. Ładunki azotu i fosforu wnoszone do zbiornika Pławniowice w ciągu kolejnych dni fali wezbraniowej w 2010 r.

9.3.3. Zmienność natężenia przepływu wody zasilającej zbiornik

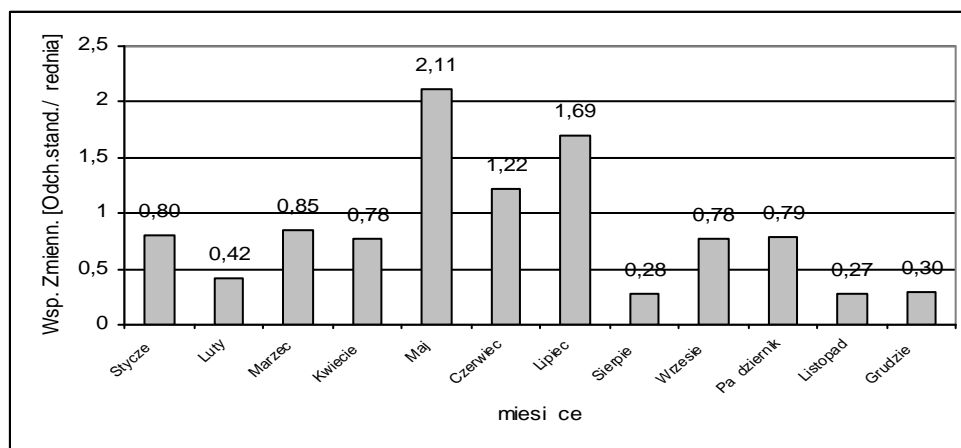
Pomiary własne natężenia przepływu wody prowadzone od momentu rozpoczęcia rekultywacji zbiornika wskazywały, że od roku 2004 do roku 2008 średnioroczne natężenie przepływu wody zarówno dopływającej jak i odpływającej, zmniejszało się z około $0,45 \text{ m}^3/\text{s}$ do około $0,33 \text{ m}^3/\text{s}$ (rys. 141).



Rys. 139|141. Średnioroczne wartości natężenia przepływu wody powyżej i poniżej zbiornika Pławniowice, w latach 2004–2011

W roku 2008 odnotowano najniższe wartości natężenia przepływu wody na dopływie i na odpływie ze zbiornika. Wartości obliczone dla roku 2009 są zbliżone do danych z roku 2006, co wynika z faktu wystąpienia w tych latach wezbrań powodziowych. W roku 2010 odnotowano najwyższe natężenie przepływu. W szczycie fali wezbraniowej odnotowano ponad 3-krotnie wyższe wartości niż w roku 2009.

Dla lat 2004 – 2011 obliczono współczynniki zmienności natężenia przepływu wody Potoku Toszeckiego w profilu powyżej zbiornika Pławniowice (rys. 142).



Rys. 140|142. Współczynniki zmienności (c_v) natężenia przepływu wody Potoku Toszeckiego w profilu powyżej zbiornika Pławniowice – lata 2004–2010

Warto ci tego współczynnika wskazuj , e najbardziej niestabilne pod wzgl dem hydrologicznym były w tym okresie miesi ce maj, czerwiec i lipiec. Miesi cami najbardziej stabilnymi były miesi ce: luty, sierpie oraz listopad i grudzie .

10. Zjawiska lodowe na zbiorniku

Zjawiska lodowe na zbiornikach wodnych (jeziora, zbiorniki antropogeniczne), rozumiane, jako wyst powanie lodu w jego zró nicowanych postaciach s procesem zło onym. Obejmuj one zarówno opady atmosferyczne w okresie zimowym i ich rol w tworzeniu lodu jak i proces tworzenia si trwałej pokrywy lodowej [16, 35].

Problematyka zjawisk lodowych jest w polskiej literaturze limnologicznej poruszana stosunkowo rzadko [120] . Najwcze niejsze badania pochodz z okresu 1939 nast pnie z roku 1965 i z roku 1974 [35, 36, 64, 80]. Tak e wczesne prace Olszewskiego, Patalasa, i Paławskiego, poruszaj znaczenie zjawisk lodowych [102– 105].

Wiedzy w przedmiotowym zakresie dotycz cej zbiorników wodnych pochodzenia antropogenicznego dostarczaj prace Gierszewskiego [34], Jankowskiego [39], Machowskiego [77], oraz Rumana, Rzały, Skowrona, Solarskiego i Strugały [120, 121, 125 - 127].

W warunkach klimatycznych Polski wi kszo stratyfikuj cych jezior i zbiorników wodnych to zbiorniki dimiktyczne [16, 39]. Masy wodne tych zbiorników podlegaj mieszanii pod wpływem wiatru w warunkach homotermii, wyst puj cej jesieni oraz, po zej ciu pokrywy lodowej, w okresie wiosennym. Bilans tlenowy zbiornika, a tym samym jego zdolno do tlenowego rozkładu produkowanej w nim oraz wprowadzanej materii organicznej zale y od czasu, w którym masy wodne napowietrzaj si , oraz od temperatury wody determinuj cej rozpuszczalno tlenu [12, 35]. Z tego wzgl du szczególn uwag zwraca si na przestrzenne zró nicowanie grubo ci pokrywy lodowej oraz na okresy jej wyst powania [16, 39, 120]. Zalecane [35], systematyczne pomiary wykonywane na przestrzeni wieloleci nale do rzadko ci [120].

Dane pomiarowe przeanalizowano pod k tem czasu wyst powania i mi szo ci pokrywy lodowej oraz współzale no ci mi dzy tymi elementami. Wyniki wieloletnich pomiarów uwidoczniły bardzo du e ró nice w kształtowaniu si pokrywy lodowej, w zbiorniku Pławniowice. Nast puj ce po sobie poszczególne lata ró niły si zarówno liczb dni całkowitego pokrycia zbiornika lodem jak i grubo ci pokrywy lodowej. Podobie stwo

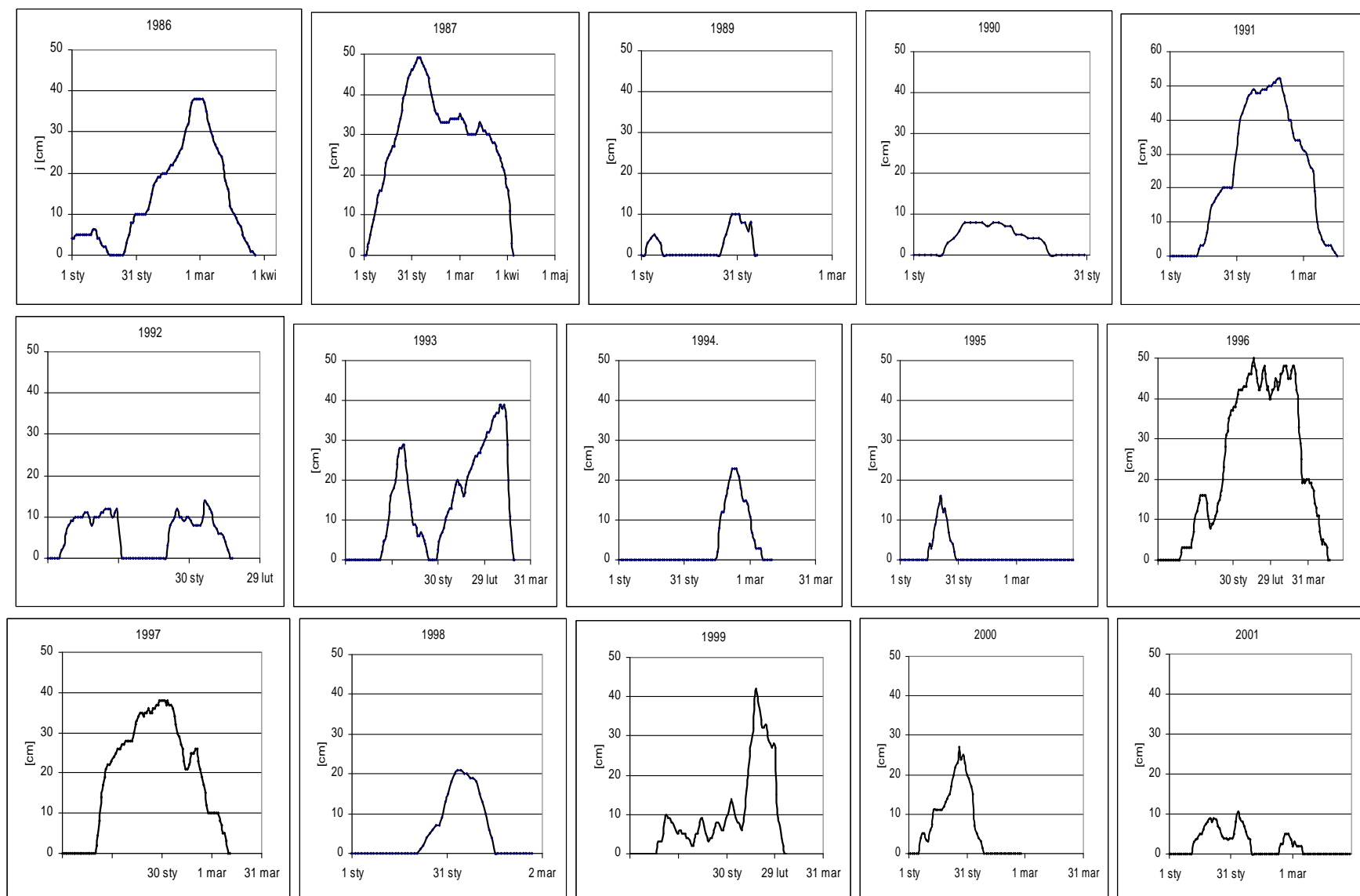
okresów zimowych pod tymi względami w następujących po sobie kolejnych latach było bardzo rzadkie.

Analiza wyników pomiarów z wielolecia 1986–2012 (rys. 143, 144), pozwala wyróżnić cztery grupy różniące się maksymalną grubością pokrywy lodowej. Pierwszą stanowi lata 1988 i 2007. W tych latach pokrywa lodowa na zbiorniku nie wystąpiła. Następną grupą to lata: 1989, 1990, 1992, 1995, 2001, 2008. W tych latach zimowa pokrywa lodowej nie przekroczyła 20cm. Grupa trzecia to lata: 1994, 1998, 2000, 2002, 2004, 2005, 2009. W tych latach grubość pokrywy lodowej przekroczyła 20 cm, ale nie przekroczyła 30cm. W latach: 1986, 1987, 1991, 1993, 1996, 1997, 1999, 2003, 2006, 2010, 2011, 2012 grubość pokrywy lodowej wynosiła od ponad 30 cm do 52 cm.

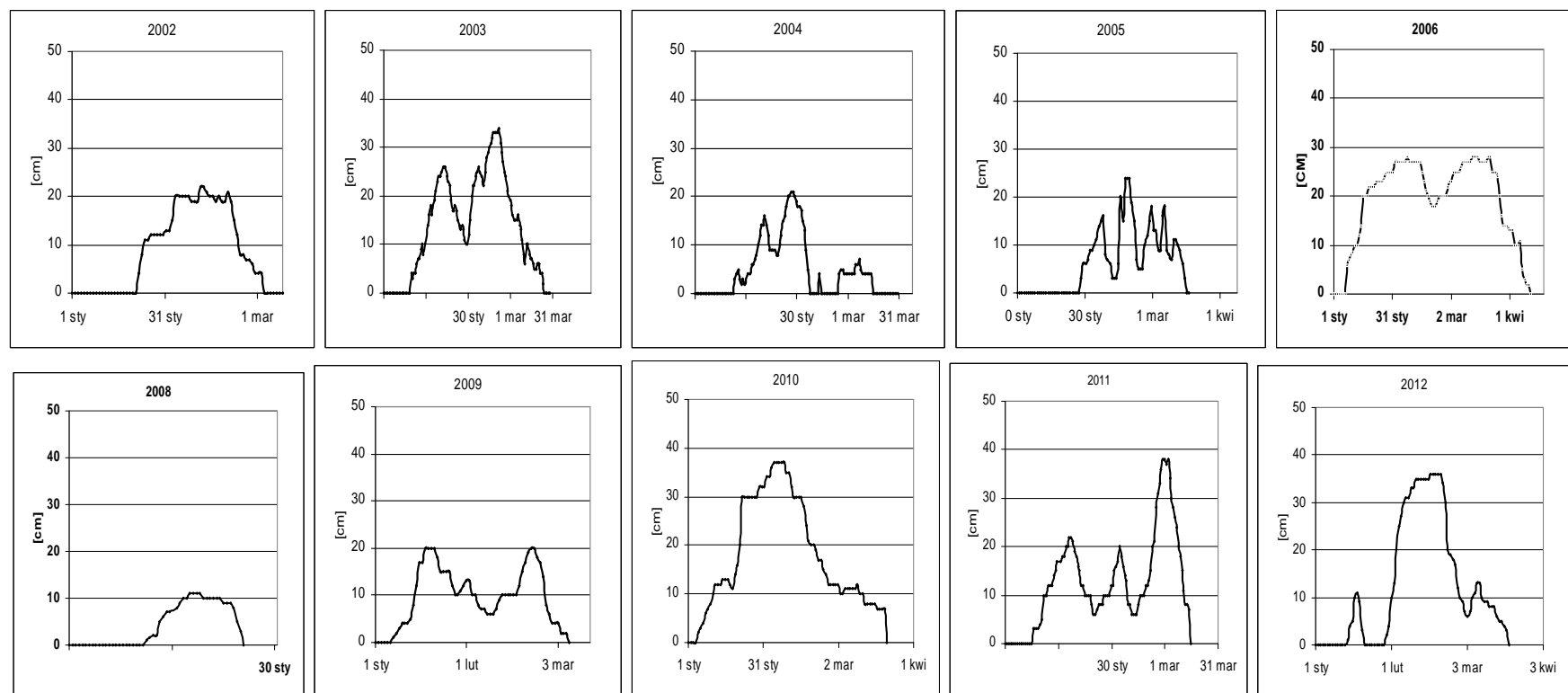
Do pierwszej grupy zaliczono dwa lata, do drugiej 6, do trzeciej 7 a do czwartej 12.

Poza dwoma latami, w których nie doszło do zamarznięcia zbiornika, najmniejszą grubość pokrywy lodowej wynoszącą maksymalnie około 10cm, odnotowano w latach 1989, 1990, 1992, 2001 i 2008. W latach 1989, 1992, 1993, 2001, 2004, 2012 – pokrywa lodowa pojawiała się dwukrotnie. Między pierwszym a drugim okresem dochodziło do zejścia lodu.

Zauważono, że przyrost grubości pokrywy lodowej nie następuje liniowo. W niektórych latach – 1993, 1999, 2004, 2005, 2011 - jest to szczególnie wyraźnie widoczne. Po okresach przyrostu grubości następuje okres, w którym lód staje się cieńszy, a następnie ponownie jego grubość się zwiększa. W latach, w których pokrywa lodowa osiągała największą grubość – 1986, 1987, 1991, 1996, 2006, 2010, 2012 - zarówno przyrost grubości jak i zanik, były najbardziej stabilne, a dynamika zmian najsłabsza. Największą dynamiką zmienności grubości pokrywy lodowej odnotowano w latach 1993, 1999, 2003, 2005, 2011.

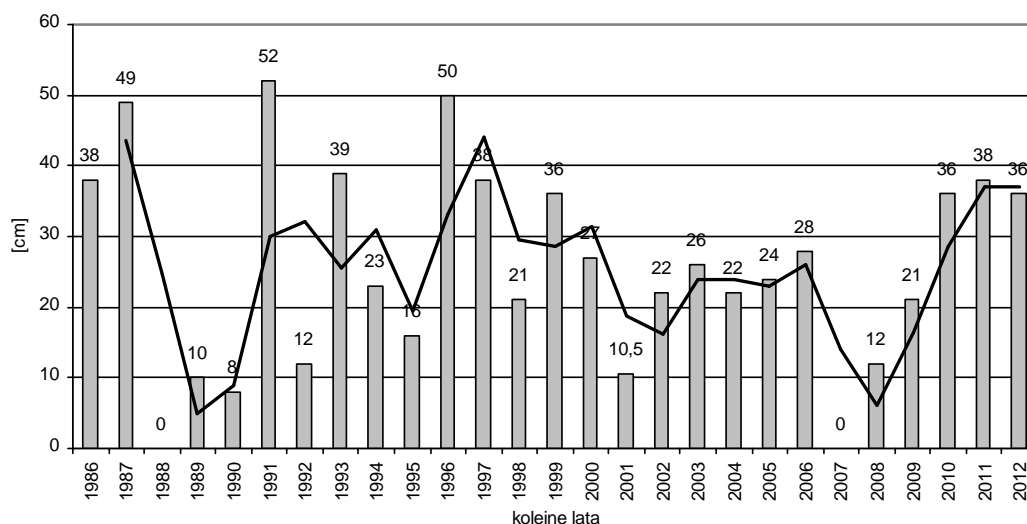


Rys. 141143. Czas wyst. powania oraz grubo pokrywy lodowej – zbiornik Pławniowice 1986–2012



Rys. [142144](#). Czas wyst powania oraz grubo pokrywy lodowej – zbiornik Pławniowice 1986–2012 c.d.

Zestawienie maksymalnych grubości pokrywy lodowej w następujących po sobie latach, ukazuje dużą zmienność (rys. 145). W okresie objętym opracowaniem wartość tego wskaźnika zmieniała się od zera (zbiornik nie zamarzał w latach 1988 i 2007) do 52 cm. Najgrubsza pokrywa lodowa występowała w latach 1987 (49 cm), 1991 (52 cm) oraz 1996 (50 cm).

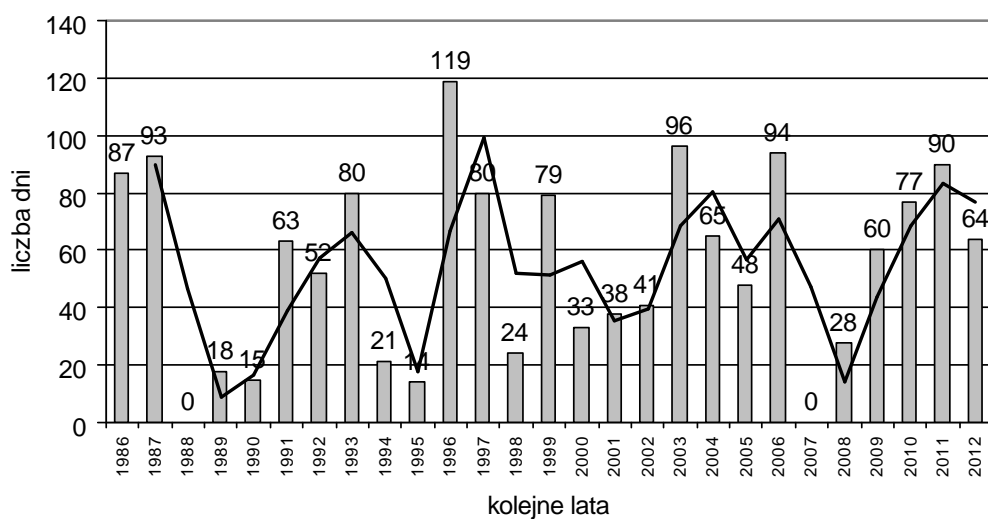


Rys. 143-145. Maksymalna grubość pokrywy lodowej w zbiorniku Pławniowice w latach 1986–2012

Zmiany grubości pokrywy lodowej wskazują na ich cykliczny, choć nie regularny charakter. Wyraźnie widoczny jest spadek grubości lodu w latach 1986–1988. Największą wartość tego wskaźnika wystąpiła miedzyrokiem 1987, a 1988. Od roku 1988 do roku 1996 maksymalna grubość pokrywy lodowej wykazywała tendencję wzrostową. Następnie, od roku 1996 (maksymalna grubość lodu 50 cm) do roku 2007 (brak pokrywy lodowej) odnotowano tendencję malejącą. Ponownie, wyraźną tendencję wzrostową widawa od roku 2007 (brak lodu) do lat 2010–2012 (maksymalna grubość lodu 36–38 cm). Jak widać, brak pokrywy lodowej miał miejsce w odstępie 20 lat. W połowie tego okresu pokrywa lodowa osiągnęła najwyższe wartości.

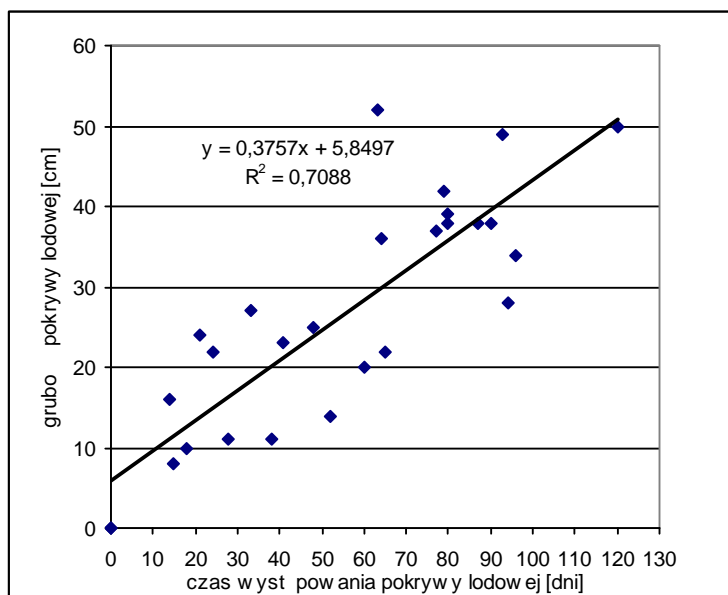
Największe podobieństwo pod względem omawianego wskaźnika w kolejnych, następujących po sobie latach widawa w okresie 2002–2006 (grubość lodu od 22 do 28 cm) oraz w okresie 2010–2012 (grubość lodu od 36 do 38 cm).

Długość okresu występowania pokrywy lodowej w okresie objętym opracowaniem wynosiła od zera – brak lodu w latach 1988 i 2007 – do 119 dni w roku 1996 (rys. 146).



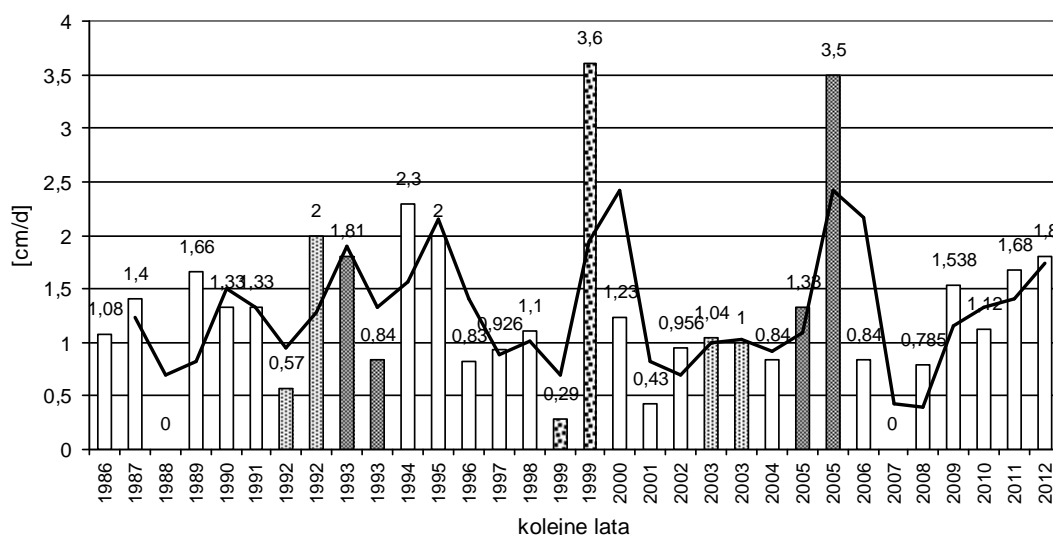
Rys. 144. Liczba dni z pokrywą lodową - zbiornik Pławniowice w latach 1986–2012

Zmiany długości okresu występowania pokrywy lodowej również wykazują pewną cykliczność. Na wykresie (rys. 148) widoczne są okresy od 1988 do 1995 roku, od 1995 do 2001 roku, od 2001 do 2007 roku oraz od 2007 do 2012 roku. W przypadku tego wskaźnika najniższe wartości pojawiają się, co 7 lat. Najbardziej wyraźny wzrost liczby dni z całkowitym zalodzeniem zbiornika widoczny jest od roku 1998 do 1993, następnie od roku 2007 do 2011. Maksymalna grubość pokrywy lodowej pozostaje w zależności od długości okresu jej występowania (rys. 147).



Rys. 145. Zależność między grubością pokrywy lodowej, a czasem jej występowania – Zbiornik Pławniowice 1986–2012

Uwzględniając oba te parametry określono szybko przyrostu grubości pokrywy lodowej w badanym zbiorniku (rys. 148). Pomijając lata 1988, 2007 i 2013, kiedy to zbiornik nie zamarzał, w okresie objętym opracowaniem wartość tego wskaźnika wynosiła od 0,29 cm/d do 3,6 cm/d.



Rys. 148. Szybkość przyrostu pokrywy lodowej – zbiornik Pławniowice w latach 1986–2012

Wpływ na zmienność przestrzenną grubości pokrywy lodowej mają uwarunkowania morfometryczne, w szczególności jej głębokość (w tym głębokość średnia), objętość zbiornika, jego powierzchnia, ukształtowanie powierzchni wokół zbiornika, obecność barier w postaci wzgórz, lasów, zabudowa [120, 121]. Wyniki pomiarów miłoścy pokrywy lodowej w czasie jednego lub dwóch sezonów zimowych, w celu wykazania jej zmienności przestrzennej [125–127] wskazują na czynniki lokalne, występujące w określonym zbiorniku. Dysponowanie dużą liczbą pomiarów umożliwia ich pełniejszą analizę pod kątem przyrostu i spadku miłoścy pokrywy lodowej.

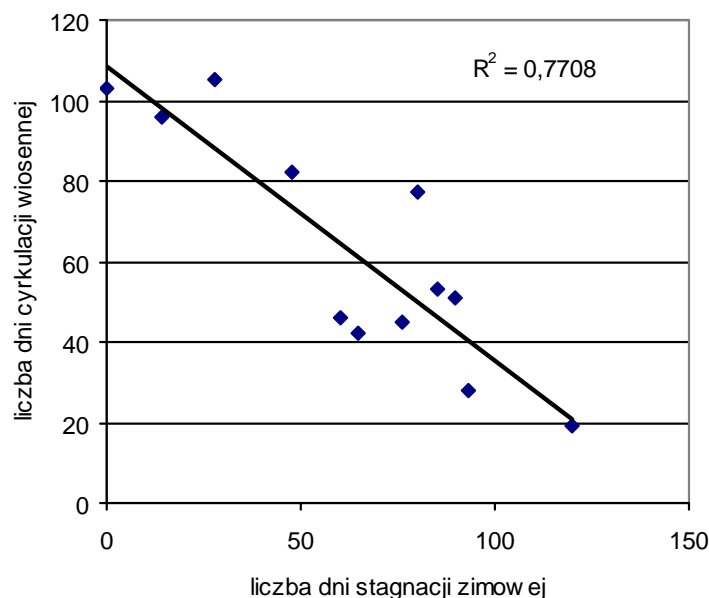
Jak wspomniano wyżej, pomiary miłoścy lodu na zbiorniku Pławniowice wykonywano na jednym stanowisku. Odnotowano – widoczne na wykresach (rys. 143, 144) – serie o skokowej zmienności następujących po sobie wyników pomiarów. Na uwagę zasługują pomiary z lat 1992, 1996, 1999, 2005. Lata 1992, 1999 i 2005 charakteryzowały się lekkimi zimami. W roku 1992, następujące po sobie pomiary wykazywały rozrzut wyników od 8 cm do 14 cm w roku 1999 – od 4 cm do 10 cm, w roku 2005 – od 8 cm do 18 cm. Na uwagę zasługuje fakt, iż wyniki pomiarów wykonywane w okresie największej miłoścy pokrywy lodowej różniły się w granicach 10 cm (od 40 cm do 50 cm). Grubość pokrywy lodowej zależy od warunków cyrkulacyjnych i termicznych masy wodnej [107, 120].

Czas występowania poszczególnych etapów cyklu limnologicznego określono dla lat, odnośnie, których autor posiadał wyniki pomiarów temperatury (tab. 8).

Tabela 8. Liczba dni elementów cyklu limnologicznego – zbiornik Pławniowice 1993–2011

| lata | Stagnacja zimowa | Cyrkulacja wiosenna | Stagnacja letnia | Cyrkulacja jesienna |
|------|------------------|---------------------|------------------|---------------------|
| | liczba dni | | | |
| 1993 | 85 | 53 | 131 | 147 |
| 1995 | 14 | 96 | 168 | 61 |
| 1996 | 120 | 19 | 176 | 54 |
| 1997 | 80 | 77 | 140 | 70 |
| | | | | |
| 2004 | 65 | 42 | 152 | 116 |
| 2005 | 48 | 82 | 119 | 96 |
| 2006 | 93 | 28 | 147 | 90 |
| 2007 | 0 | 103 | 139 | 54 |
| 2008 | 28 | 105 | 155 | 91 |
| 2009 | 60 | 46 | 145 | 82 |
| 2010 | 76 | 45 | 133 | 91 |
| 2011 | 90 | 51 | 154 | 100 |

O ładunku tlenu wprowadzanego do wody decyduje liczba dni, w czasie których masy wody mieszane są pod wpływem wiatru [89, 92, 102, 105]. Analiza zależności między liczbą dni stagnacji zimowej oraz liczbą dni mieszania wiosennego (cyrkulacji wiosennej) wykazała, że w zbiorniku Pławniowice długość okresu występowania pokrywy lodowej określa długość mieszania wiosennego (rys. 149).



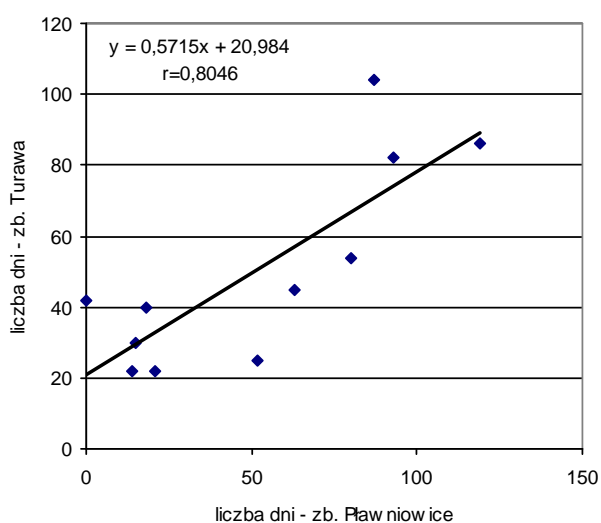
Rys. 149. Zależność między liczbą dni stagnacji zimowej i cyrkulacji wiosennej - zbiornik Pławniowice w latach 1993–2011

Zakres przestrzennej zmienności grubości pokrywy lodowej w zbiornikach antropogenicznych Wyżyny Katowickiej określany jest na od 5 do 11 cm [16, 39, 125–127]. W zbiorniku Pławniowice, na stosunkowo niewielkiej powierzchni i w niewielkiej odległości od siebie, grubość lodu różniła się od 4 cm do 10 cm.

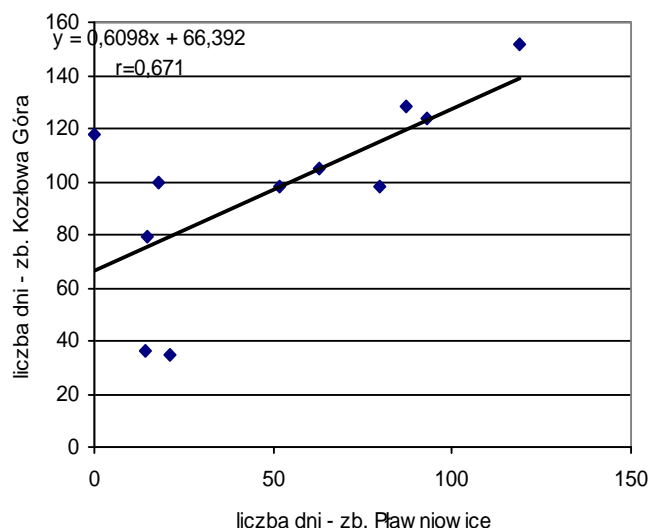
Analiza wyników pomiarów miłośności pokrywy lodowej na zbiorniku Pławniowice wykazała ich dużą zmienność. Dla analizowanego wielolecia grubość pokrywy lodowej zmieniała się od zera (brak pokrywy lodowej) do 52 cm. Długość okresu występowania pokrywy lodowej w zbiorniku Pławniowice w okresie objętym opracowaniem wynosiła od zera do 119 dni w roku. Zmiany wykazują pewną cykliczność. Najniższe wartości pojawiają się co 7 lat. Przebieg zmian maksymalnych wartości grubości pokrywy lodowej wskazuje, że zmiany te mają charakter cykliczny. W okresie objętym opracowaniem brak pokrywy lodowej miał miejsce w odstępach 20 lat. W połowie tego okresu pokrywa lodowa osiągała najwyższe wartości.

Wieloletnie badania i obserwacje zbiornika Pławniowice [46–56] pozwoliły stwierdzić brak opisywanego w literaturze [34, 121] wpływu ruchów pokrywy lodowej na zmiany brzegów zbiornika. Maksymalna grubość pokrywy lodowej pozostaje w zależności od długości okresu jej występowania. Szybkość przyrostu grubości pokrywy lodowej w zbiorniku Pławniowice, w okresie objętym opracowaniem wartości tego wskaźnika wynosiła od 0,29 cm/d do 3,6 cm/d.

Porównanie danych pomiarowych ze zbiornika Pławniowice z danymi ze zbiorników Turawa i Kozłowa Góra [120], pozwoliło wykazać wzajemną zależność w zakresie długości okresu występowania pokrywy lodowej (rys. 150 i 151).

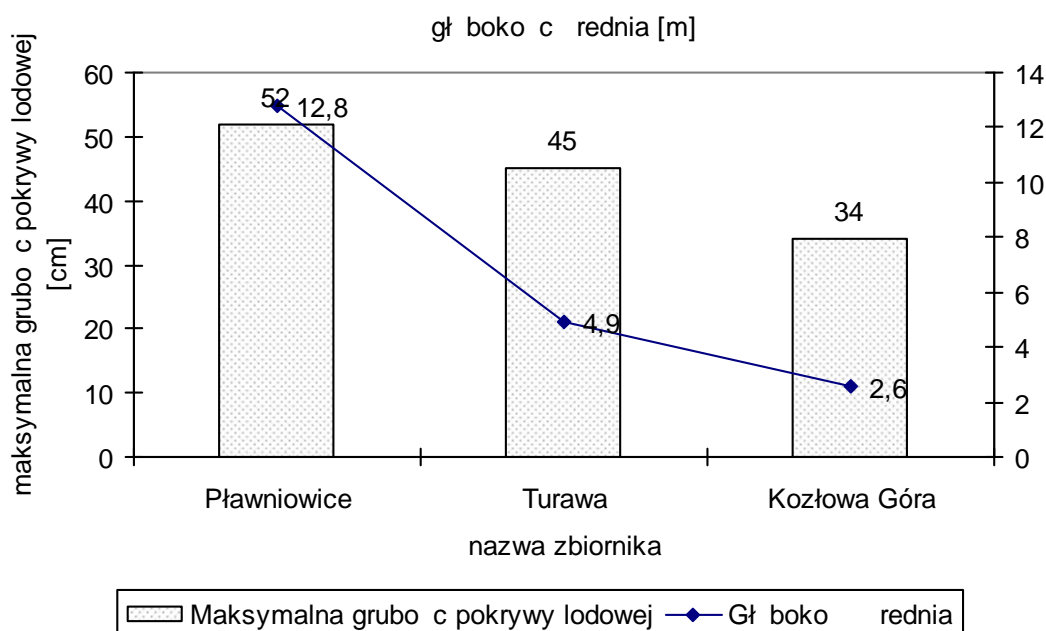


Rys. 148150. Współzależność okresu występowania pokrywy lodowej na zbiornikach Pławniowice i Turawa – dla lat 1986–1996



Rys. 149151. Współzależność okresu występowania pokrywy lodowej na zbiornikach Pławniowice i Kozłowa Góra – dla lat 1986–1996

Przedstawiona zależność uwidocznia bardzo podobne tendencje w kształtowaniu się długości okresu występowania pokrywy lodowej na różnych zbiornikach antropogenicznych i ska [120]. Z kolei różnice w grubości pokrywy lodowej świadczą o zróżnicowaniu lokalnych warunków klimatycznych w rejonach poszczególnych zbiorników, znajdujących się w stosunkowo niewielkiej odległości od siebie [16, 39, 120].



Rys. 150152. Współzależność pomiędzy maksymalną grubością pokrywy lodowej i średnią głębokością zbiornika wodnego (na przykładzie zbiorników Pławniowice, Turawa i Kozłowa Góra) [120]

Zależność między grubością pokrywy lodowej, a średnią głębokością zbiorników Pławniowice, Turawa i Kozłowa Góra wskazuje, że w zbiornikach o większej głębokości

redniej niż pokrywy lodowej jest większa aniżeli w zbiornikach o mniejszej głębokości (rys. 152).

Analiza danych pomiarowych z wielolecia 1986–2012 wykazała, że długość okresu występowania pokrywy lodowej determinuje długość okresu cyrkulacji wiosennej. Tym samym zjawiska lodowe – w szczególności okres występowania szczelnej pokrywy lodowej – odgrywa ona rolę w bilansie tlenowym – w tym przypadku antropogenicznego – zbiornika wodnego. Należy zatem podkreślić, że tylko systematyczne, wykonywane w długim horyzoncie czasowym, pomiary wskaźników fizyczno-chemicznych mogą być podstawą i warunkiem dla określenia prawidłowości oraz trendów, a tym samym dla prognozowania w zakresie kształtowania się zjawisk lodowych w ekosystemach limnicznych.

11. Omówienie wyników

Obszar województwa łódzkiego poddawany jest nadzwyczaj silnej antropopresji. Przekształcenia powierzchni ziemi, w szczególności zapadliska na terenach szkód górniczych oraz wyeksploatowane wyrobiska kopalni piasku następują bardzo dynamicznie [9, 41]. Część tych terenów zostaje poddana tzw. rekultywacji wodnej (tworzenie antropogenicznych zbiorników wodnych) w sposób zamierzony i przynajmniej częściowo kontrolowany. W innych przypadkach – zwłaszcza na terenach szkód górniczych – zapadliskowe zbiorniki wodne powstają samoczynnie [41, 51].

Należy podkreślić, że na tym bardzo specyficznym poligonie do wiadczalnych powstają unikalne warunki do badania procesów zarówno powstawania ekosystemów limnicznych, następnie ich eksploatacji, a niejednokrotnie ich likwidacji [51, 120, 121].

Autor niniejszej pracy miał możliwość prowadzenia badań limnologicznych zbiornika pławniowickiego na przestrzeni 36 lat, od chwili jego powstania (1975) do roku 2012 [46–56]. Zgromadzenie bogatego materiału pomiarowego i analitycznego pozwoliło na całościowe opisanie zmian zachodzących w antropogenicznym ekosystemie limicznym pod wpływem antropopresji, a następnie zmian będących rezultatem procesu rekultywacji zbiornika metodą usuwania hypolimnionu.

Podstawą metody rekultywacji ekosystemu limicznego polegającej na usuwaniu hypolimnionu jest wykorzystanie stratyfikacji termicznej oraz procesów beztlenowych zachodzących w hypolimnionie [28, 51, 66, 86, 97]. Rekultywacja jezior opisaną metodą wymaga wielu lat stosowania i przebiega wolniej w porównaniu do usuwania osadów

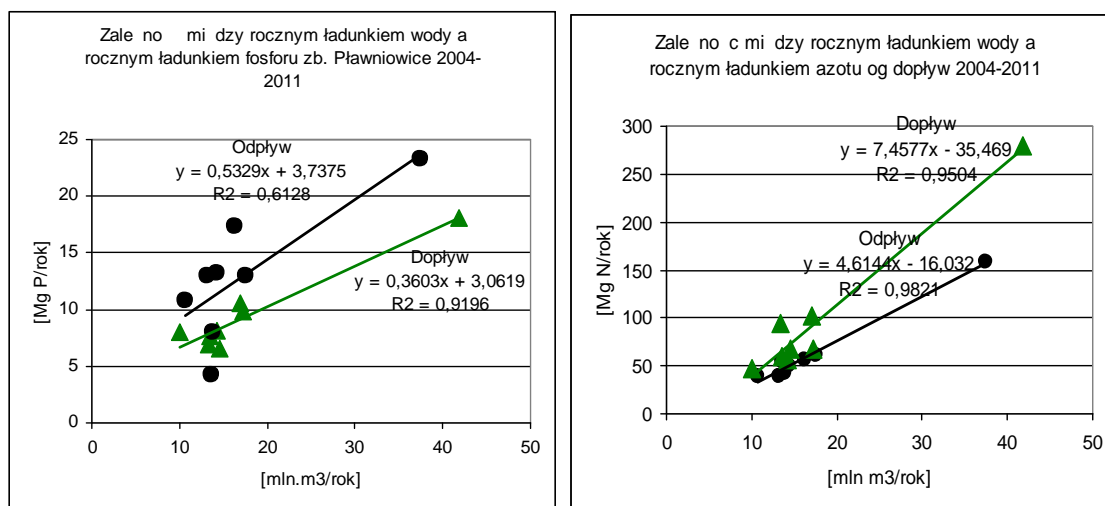
dennych czy sztucznego napowietrzania. Natomiast po eliminacji zewnętrznych różel zanieczyszcze, uzyskana poprawa jest trwała, ponieważ substancje biogenne usuwane są poza ekosystem [66, 76, 92]. Metoda ta ma również zasadniczą przewagę nad innymi: po zainstalowaniu urządzeń, rekultywacja przebiega bez nakładów energetycznych.

Jak wspomniano wcześniej, wielkość dopływu wody w badanym zbiorniku równoważyła się w skali kolejnych lat, różnica wynosząca około 3,5% mieści się w granicach błędów pomiaru.

Tabela 9. Bilans wodny zbiornika Pławniowice w latach 2004–2011

| Rok | Dopływ mln m ³ /rok | Odpływ mln m ³ /rok | Czas retencji w danym roku - lata |
|------|--------------------------------------|--------------------------------------|---|
| 2004 | 14,2 | 14,3 | 2,0 |
| 2005 | 13,5 | 13,2 | 2,15 |
| 2006 | 17 | 17,5 | 1,7 |
| 2007 | 13,3 | 13,8 | 2,15 |
| 2008 | 10,1 | 10,7 | 2,9 |
| 2009 | 17,3 | 16,3 | 1,7 |
| 2010 | 41,8 | 37,4 | 0,7 |
| 2011 | 14,5 | 13,6 | 2 |

Wielkość rocznych ładunków azotu i fosforu wprowadzanych pozostaje w zależności od ilości wprowadzonych i odprowadzonych mas wodnych (rys. 153).

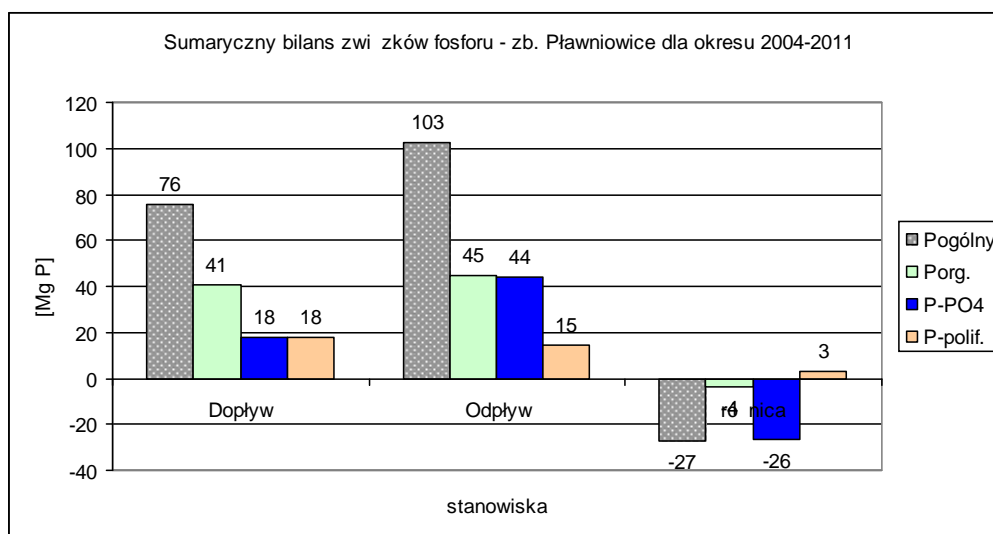


Rys. 153. Zależności między ilością doprowadzanej i odprowadzanej wody a wielkością doprowadzanych i odprowadzanych ze zbiornika ładunków fosforu i azotu – zb. Pławniowice w latach 2004–2011

Badania wykazały, że na przestrzeni lat 2004–2011 zmniejszają się ładunki ortofosforanów odprowadzane ze zbiornika. Wzrastają natomiast ładunki fosforu organicznego (rys. 154). Ponadto w poszczególnych latach tego okresu wyprowadzane ze zbiornika ładunki fosforu ogólnego i ortofosforanów były większe od doprowadzanych,

natomiast wyprowadzane ze zbiornika ładunki azotu ogólnego były mniejsze od doprowadzanych natomiast ładunki azotu amonowego większe od doprowadzanych.

Ładunek fosforu ogólnego wyprowadzany w ciągu roku ze zbiornika był około 2-krotnie większy od doprowadzanego. Dominującą postacią w ogólnym ładunku był fosfor fosforanowy, którego ładunki wyprowadzane ze zbiornika były w kolejnych latach od 2,5 do 3 razy większe od doprowadzanych. Z sumarycznego bilansu związków fosforu wynika, że uruchomienie „rury Olszewskiego” spowodowało w przeciwieństwie do pierwszych ośmiu lat rekultywacji zmniejszenie zasobności zbiornika w fosfor o 27 ton. Z tego 26 ton P stanowiły ortofosforany (96%).



Rys. 152154. Sumaryczny bilans fosforu w zbiorniku Pławniowice dla lat 2004–2011

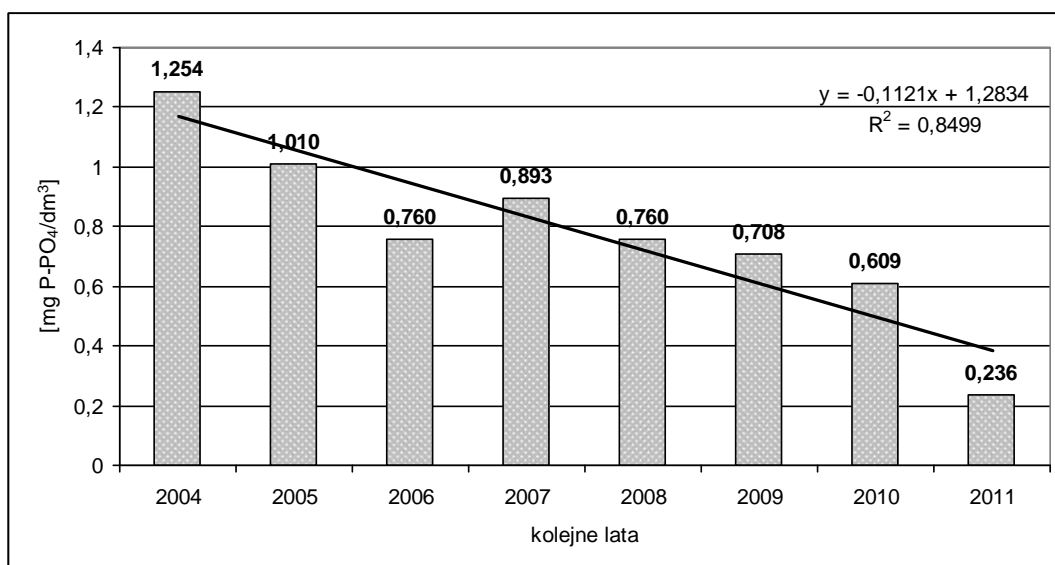
Rolniczy charakter zlewni zbiornika oraz nieuporządkowana gospodarka cieków powodują, że zewnętrzne obciążenie powierzchniowe fosforem i azotem zbiornika Pławniowice jest bardzo wysokie (tab. 10).

Tabela 10. Zewnętrzne obciążenie powierzchniowe zbiornika Pławniowice fosforem i azotem

| lata | Zewnętrzne obciążenie powierzchniowe | | | | | |
|------|--|-------------------------|--|-------------------------|--|-------------------------|
| | Uwzględniając całkowity ładunek doprowadzany | | Uwzględniając ładunek doprowadzany i czas retencji | | Uwzględniając czas retencji i ładunek odprowadzany | |
| | g P/m ² /rok | g N/m ² /rok | g P/m ² /rok | g N/m ² /rok | g P/m ² /rok | g N/m ² /rok |
| 1976 | 3,48 | 18,66 | 2,32 | 12,44 | 2,19 | 8,29 |
| 1993 | 5,42 | 90,66 | 2,46 | 41,21 | 1,36 | 8,09 |
| 1997 | 2,4 | 80,77 | 2,4 | 80,77 | 2,4 | 30,66 |
| 1998 | 2,22 | 84,66 | 1,11 | 42,33 | 1,11 | 13,30 |
| 2004 | 3,61 | 24,8 | 1,74 | 12,4 | -1,1 | 1,3 |
| 2005 | 3,37 | 26,2 | 1,57 | 12,19 | -1,12 | 4,09 |
| 2006 | 4,60 | 45,3 | 2,71 | 26,65 | -0,65 | 10,41 |
| 2007 | 3,06 | 41,7 | 1,42 | 19,40 | -0,22 | 10,74 |
| 2008 | 3,55 | 20,8 | 1,22 | 7,17 | -0,43 | 1,07 |
| 2009 | 4,37 | 30,2 | 2,57 | 17,76 | -1,95 | 2,87 |
| 2010 | 8,00 | 124,0 | 11,43 | 177,14 | -3,30 | 77,43 |
| 2011 | 2,88 | 29,8 | 1,44 | 14,90 | 0,51 | 2,67 |

W przypadku ładunków fosforu, zewnętrzne obciążenie powierzchniowe oraz obciążenie hydrauliczne przekracza wartość dopuszczalną dla jezior o tej głębokości około 10-krotnie. W przypadku ładunku azotu zewnętrzne obciążenie powierzchniowe oraz obciążenie hydrauliczne przekracza wartość dopuszczalną około 15-krotnie. Uwzględnienie w obliczeniach ładunku odprowadzanego ze zbiornika wskazuje, że w wyniku zastosowanej metody rekultywacji uzyskano ujemne wartości obciążenia powierzchniowego ładunkiem fosforu. Oznacza to uruchomienie procesu oligotrofizacji zbiornika.

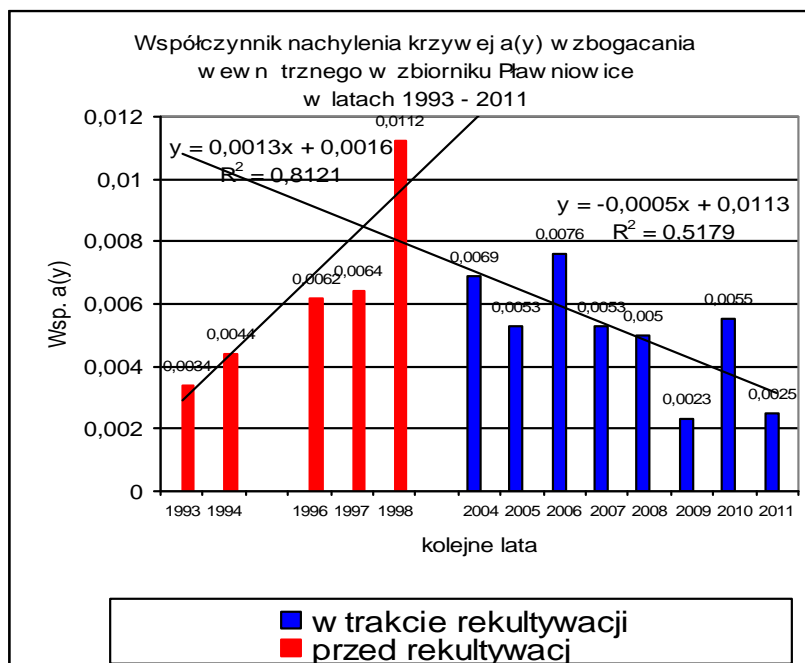
W przypadku zmian stężeń ortofosforanów w przydennych warstwach wody występowała charakterystyczna cykliczność. Obserwując przebieg uwalniania ortofosforanów stwierdzono, że wzrost ich stężeń w hypolimnionie rozpoczyna się pod koniec kwietnia lub z początkiem maja. Maksymalne stężenia odnotowywano z reguły w ostatnich dniach stagnacji letniej. Stwierdzono, że maksymalne wartości stężeń omawianego wskaźnika, w okresie od 2004 do 2011 roku, wykazują tendencję spadkową (rys. 155). Najwyższe stężenie ortofosforanów $1,25 \text{ mg P-PO}_4/\text{dm}^3$ odnotowano w roku 2004, najniższe – $0,236 \text{ mg P-PO}_4/\text{dm}^3$ w roku 2011.



Rys. 155. Maksymalne stężenia ortofosforanów w hypolimnionie zbiornika Pławniowice, w kolejnych latach rekultywacji zbiornika

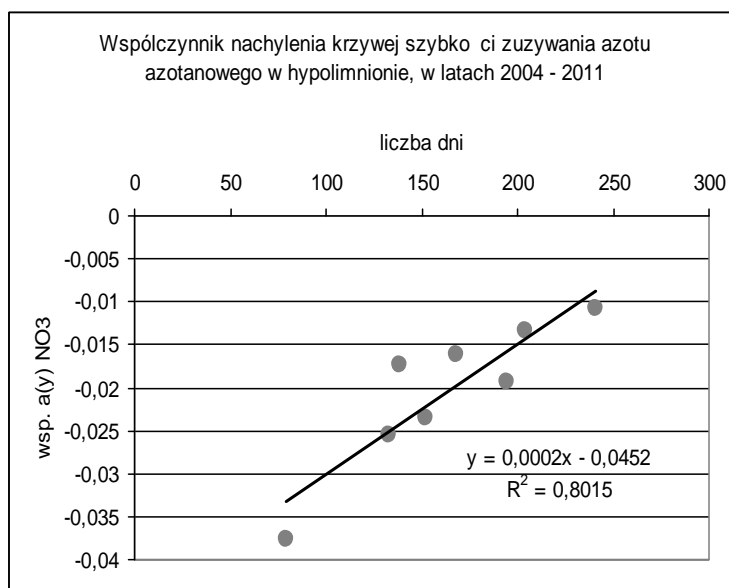
Porównanie intensywności procesu wzbogacania wewnętrznego w okresie 1993–1998, czyli przed rozpoczęciem rekultywacji oraz w okresie 2004–2009, czyli w okresie pierwszych sześciu lat prowadzenia procesu rekultywacji wykazało wyraźne różnice (rys. 156). W latach poprzedzających uruchomienie procesu rekultywacji proces uwalniania ortofosforanów z osadów dennych nasilał się. Z chwilą rozpoczęcia usuwania hypolimnionu odnotowano stopniowy spadek szybkości tego procesu. Najwyższą wartość współczynnika $a(y)$ wynoszącą

0,0112 mgP-PO₄/d odnotowano w roku 1998. W roku 2011 po o miu latach rekultywacji, szybko uwalniania ortofosforanów z osadów dennych wynosiła 0,0025 mg P-PO₄/d. Stanowi to zaledwie 22% warto ci z roku 1998. Z punktu widzenia skuteczno ci prowadzonej rekultywacji zbiornika nale y fakt ten uzna za optymistyczny.



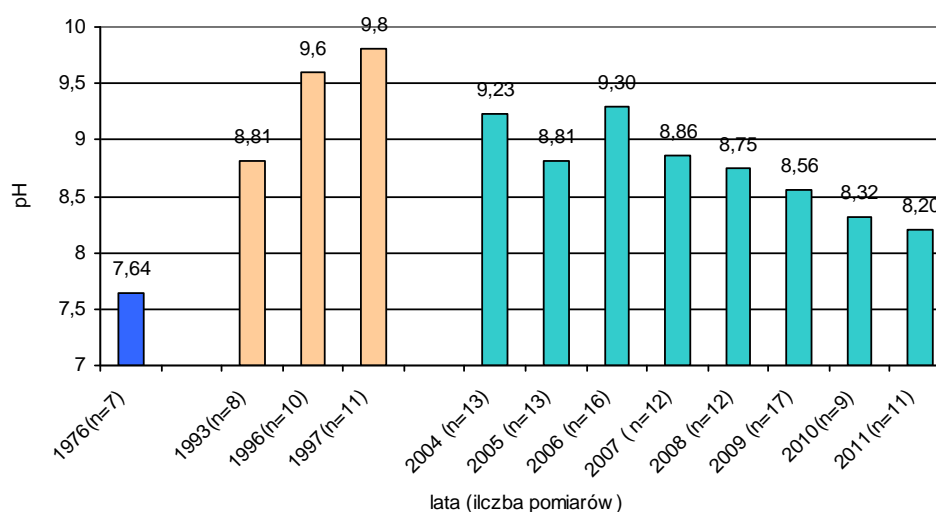
Rys. 154156. Współczynniki nachylenia krzywej wzbogacania wewn trznego w zbiorniku Pławniowice przed rekultywacją oraz w trakcie rekultywacji

W warunkach beztlenowych panuj cych w hypolimnionie zbiornika, w czasie stagnacji letniej obserwowano spadek st enia azotu azotanowego z jednoczesnym wzrostem st enia azotu amonowego. Pocz tkowo, w latach 2004–2006 nie obserwowano okre lonej tendencji zmian szybko ci reakcji amonifikacji. Wyra ne słabni cie tego procesu odnotowano od roku 2007. Spadkowi intensywno ci reakcji amonifikacji towarzyszyło zmniejszenie intensywno ci wyczerpywania (redukcji) azotu azotanowego w hypolimnionie zbiornika (rys. 157).



Rys. 155157. Współczynnik nachylenia krzywej redukcji azotu azotanowego w hypolimnionie w latach 2004–2011

Systematyczne zmniejszanie zasobności zbiornika w związków fosforu spowodowało zmniejszenie intensywności produkcji pierwotnej. Znalazło to wyraz w zmianach pH epilimnionu w czasie stagnacji letniej (rys. 158).

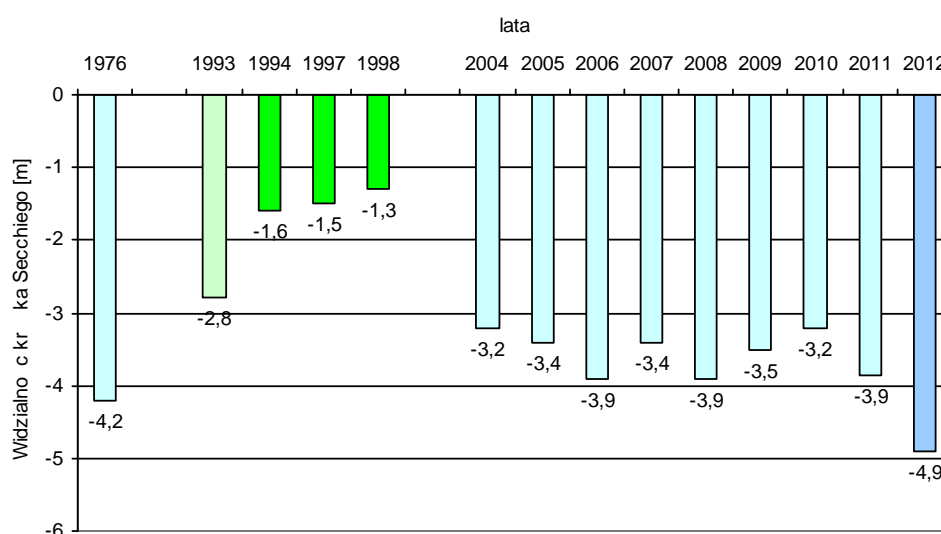


Rys. 156158. Zmiany pH powierzchniowej warstwy wody zbiornika Pławniowice w czasie stagnacji letniej, w latach 1976–2011 – wartości średnie

Najniższe średnie wartości pH epilimnionu wynoszące 7,64 odnotowano w 1976 r. tj. pierwszym roku po zalaniu wodą wyrobiska i utworzeniu zbiornika. W latach 1993–1998, przed rozpoczęciem rekultywacji zbiornika pH epilimnionu systematycznie wzrastało, osiągając w 1998 roku średnią wartość 9,8. W tym roku odnotowano również najwyższą maksymalną wartość pH wynoszącą 10,7. Z chwilą rozpoczęcia usuwania hypolimnionu

odnotowano stopniowe, systematyczne obniżenie wartości pH. W porównaniu z rokiem 1998, po ośmiu latach rekultywacji odnotowano spadek średniego pH dla okresu stagnacji letniej z 9,8 do 8,2 czyli o 1,6 jednostki.

Najbardziej spektakularnym wskaźnikiem zmian jakości wody jest przezroczystość. Jak wspomniano wcześniej, badania zbiornika z lat 1993–1998 wykazały najmniejszą widzialność kręka Secchiego wynoszącą w czasie stagnacji letniej 0,8–0,9 m. Średnie wartości widzialności kręka Secchiego w okresie stagnacji letniej wynosiły od 2,8 do 4,2 m. (rys. 159).



Rys. 159. Widzialność kręka Secchiego w czasie stagnacji letniej w latach 1976–2012 zbiornik Pławniowice – wartości średnie

Z chwilą uruchomienia na zbiorniku „rury Olszewskiego” odnotowano wzrost przezroczystości wody. Średnia widzialność kręka Secchiego w latach 2004–2011 w każdym z tych lat przekraczała 3 m. Średnią wartość obliczono dla okresu stagnacji letniej, w czasie występowania w zbiorniku stratyfikacji termicznej. Należy zaznaczyć, że nie brano pod uwagę wyników pomiarów z okresów cyrkulacji jesiennej, kiedy to przezroczystość wody gwałtownie wzrastała.

Najwyższe wartości obliczono dla lat 2006 i 2008, w których wynosiły one 3,9 m. Na przestrzeni 7 lat rekultywacji zbiornika, mimo wyraźnych wartości, nie odnotowano stałej tendencji wzrostu omawianego wskaźnika. Można raczej mówić o jego wyrównaniu, czy raczej o ustabilizowaniu. Nie mniej nie ulega w tym czasie przezroczystość wody uległa dużej poprawie. Od ośmiu lat przezroczystość wody w okresie stagnacji letniej

utrzymuje się przy wartościach średnich powyżej 3 m dochodząc do prawie 4 m widzialności kręka Secchiego.

Wieloletnie pomiary przezroczystości wody pozwoliły zaobserwować pewną prawidłowość zarówno w dynamice jak i przebiegu zmian. W okresie, kiedy woda ze zbiornika była odprowadzana przelewem powierzchniowym (do grudnia 2003 r.), zbiornik osiągnął stan silnej eutrofii. W tym stanie pomiary widzialności kręka Secchiego wskazywały na jeden, długo trwający – od kwietnia do października, zakwit glonów. Z chwilą rozpoczęcia rekultywacji metodą odprowadzania wód hypolimnionu, kolejne wykresy przedstawiające zmiany widzialności kręka Secchiego wskazują występowanie kilku (trzech lub czterech) okresów zakwitów glonów. Uwaga zwraca pewne podobieństwo zmian przezroczystości wody w roku 1976 i 2010 i 2011 r. W tych latach odnotowano dwa, okresy zmniejszonej przezroczystości wody: wiosenny i późnoletni. W czasie stagnacji letniej w obu porównywanych latach przezroczystość wody wynosiła około 3 m.

Ważnym elementem związanym z rekultywacją jezior są warunki termiczne. W ekosystemie limnicznym kształtują się one pod wpływem czynników klimatycznych oraz warunków morfometrycznych misy zbiornika. Są one najbardziej stabilnym elementem warunków środowiskowych. Od temperatury zależy intensywność reakcji chemicznych, biochemicznych oraz aktywność procesów życiowych organizmów roślinnych i zwierzęcych.

Szczególnie istotne, w warunkach rekultywacji metodą kortowską jest występowanie stratyfikacji termicznej. W latach, w których prowadzono badania, termoklina pojawiała się w zbiorniku przeważnie w pierwszej połowie maja, rzadziej w drugiej połowie miesiąca. Tylko jeden raz, w roku 2009, termoklina pojawiła się najwcześniej, bo w drugiej połowie kwietnia. Z kolei najpóźniej, bo w pierwszej połowie czerwca, termoklina pojawiła się w roku 2005. Zanik stratyfikacji termicznej następował najczęściej w pierwszej połowie października, albo w drugiej połowie miesiąca. Wyjątek stanowił rok 1997, w którym stratyfikacja termiczna utrzymywała się do drugiej połowy listopada.

Obliczono, że w poszczególnych latach, w których wykonywano pomiary temperatury wody, okres stratyfikacji termicznej (okres występowania termokliny) wynosił; dla lat przed rekultywacją, od 150 dni (1976 r.) do 194 dni (1993 r.), dla lat w których prowadzono rekultywację, od 147 dni (2005 r.) do 189 dni (2009 r.). Dla lat przed rekultywacją, średnia długość okresy stratyfikacji termicznej wyniosła 178 dni, dla lat z okresu rekultywacji 175 dni. Zatem zmiana sposobu odprowadzania wody ze zbiornika z odpływu powierzchniowego na odprowadzanie wody „rurą Olszewskiego” nie wpłynęła na długość okresu stratyfikacji letniej. Dlatego należy uznać, że różnice długości okresu, w jakim masy wody w zbiorniku

dzieli się pod względem termicznym na epi-, meta- i hypolimnion, wynikają z czynników klimatycznych występujących w poszczególnych latach.

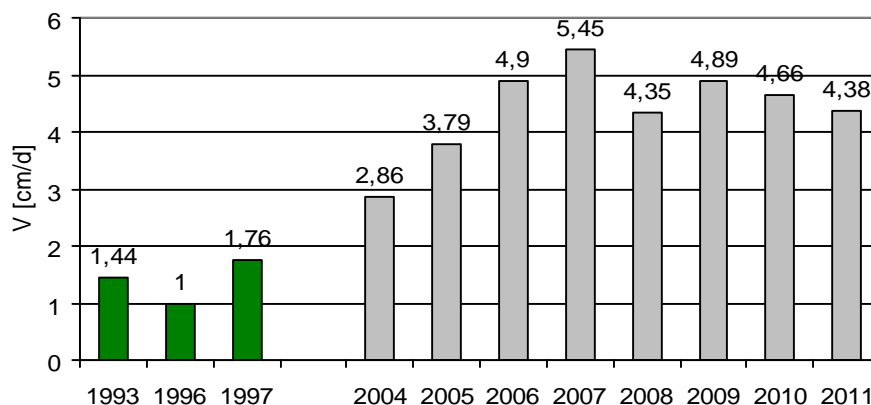
Wieloletnie obserwacje stosunków termicznych wykazały, że zbiornik Pławniowice cechuje wyraźna, silna stratyfikacja termiczna w okresie stagnacji letniej. Podział mas wodnych na warstwy termicznie zróżnicowane ogranicza stopień wymiany pomiędzy epi- a hypolimnionem, oraz utrudnia wymieszanie wody w czasie cyrkulacji jesiennej.

Obserwacje zmian temperatury wody hypolimnionu wykazały, że w zakresie obserwowanych wartości trend zmian charakteryzuje linia pozioma. Powyższa, wstępna analiza szybkości nagrzewania i stygnięcia mas wodnych zbiornika wskazuje, że z uwagi na wpływ temperatury na procesy wewnętrzne zbiornikowe, można zakładać ich regularność.

Mientki, który zaobserwował to zjawisko na jeziorze Kortowskim uważa, że odprowadzanie znacznych ilości wód hypolimnionu powoduje pogłębienie epilimnionu i ogrzanie hypolimnionu (do 16°C - 18°C). Wskazuje na wynikający z tego fakt, że podwyższenie temperatury przydennych warstw wody przyspiesza mineralizację materii organicznej rozpuszczonej w wodzie oraz opadającej z warstw powierzchniowych i oddalonej na powierzchni osadów dennych, co oczywiście pociąga za sobą zwiększenie rozpuszczonego w wodzie tlenu [82, 86, 89].

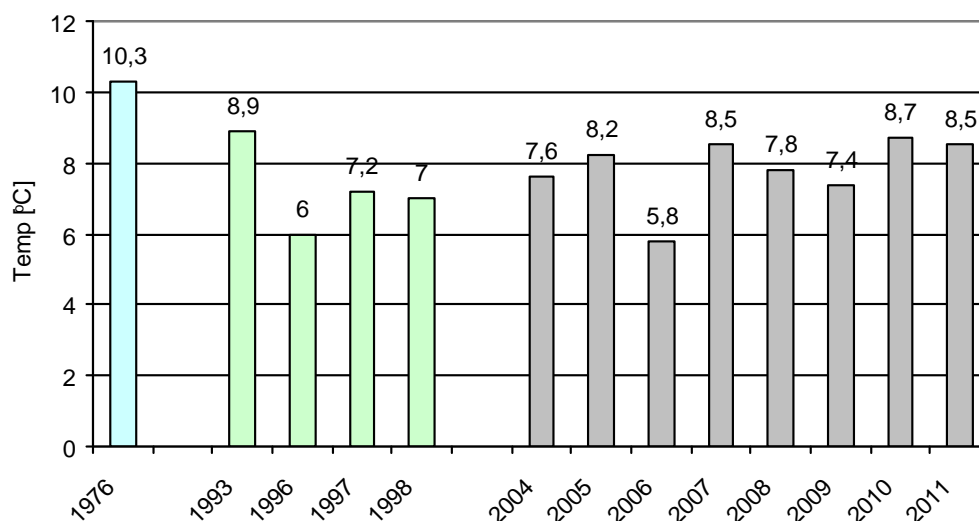
Zdaniem autora „wysze nié dotychczas” temperatury głębszych warstw wody należy rozumieć nie jako skutek ich ogrzania lecz jako wynik odprowadzenia z jeziora zimnych wód hypolimnionu miejsce których zajmują ciepłe masy wody epilimnionu. W tym miejscu znaczenia nabierają warunki morfometryczne zbiornika oraz wynikające z tego wzajemne proporcje objętości epilimnionu i hypolimnionu [25, 52, 75, 92]. Wydaje się prawdopodobne, że wzrost temperatury hypolimnionu może nastąpić w sytuacji, kiedy zdecydowanie większą objętość zbiornika zajmuje epilimnion, co ma miejsce w jeziorze Kortowskim [82, 85]. Określenie wzajemnych zależności pomiędzy elementami hydrologii – objętości epi- i hypolimnionu, z uwzględnieniem intensywności wymiany wody – jako czynnikami fizycznymi kształtującymi uwarunkowania dla czynników biologicznych, wydaje się być – z punktu widzenia skuteczności rekultywacji – elementem bardzo istotnym.

Przed rozpoczęciem rekultywacji zbiornika szybko obniżania dolnej granicy termokliny w zbiorniku Pławniowice wynosiła od 1,0 do 1,76 cm/d (rys. 160). W wyniku uruchomienia „rury Olszewskiego” szybko obniżania dolnej granicy termokliny wzrosła i w okresie 2004–2011 wynosiła od 2,86 cm/d do 5,45 cm/d.



Rys. 158+160. Szybkość obniżania dolnej krawędzi termokliny w zbiorniku Pławniowice w latach 1993–2011

Powyższe pomiary potwierdzają zwiększenie dynamiki ruchów mas wodnych. Jednakże nie autor opracowania nie stwierdził wpływu usuwania hypolimnionu na podwyższenie jego temperatury do wartości podawanych w literaturze (12°C – 16°C). Jest on zdania, że występowanie tego zjawiska zależy od głębokości zbiornika, gradientu całkowitego termokliny, oraz proporcji pomiędzy objętościami epi- i hypolimnionu.

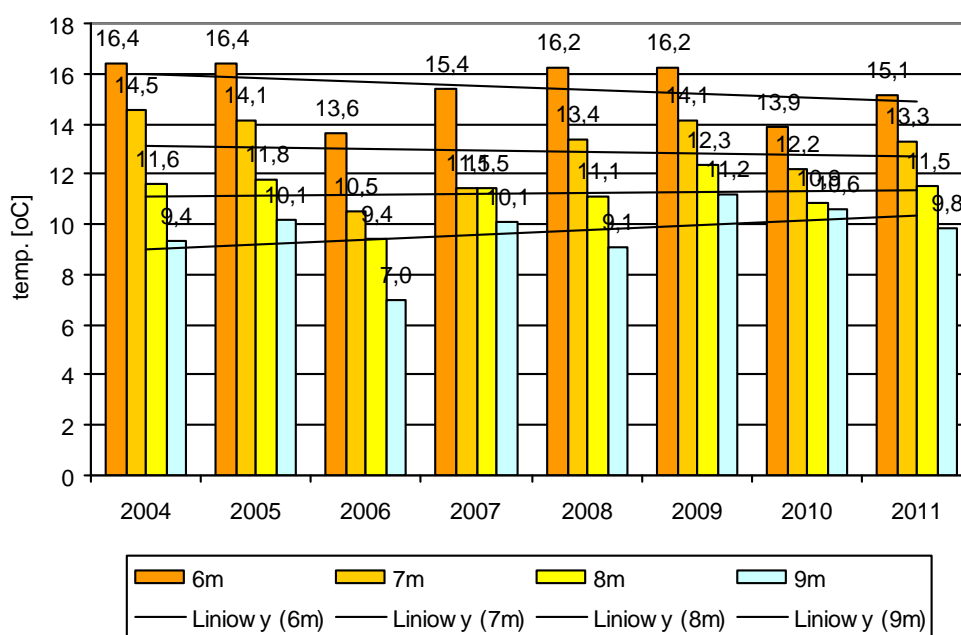


Rys. 159+161. Średnie temperatury przydennej warstwy wody – zbiornik Pławniowice 1976–2011

Wyniki pomiarów temperatury przydennej warstwy wody (rys. 161) nie wskazują jednoznacznie, aby usuwanie wód hypolimnionu powodowało wzrost temperatury, w szczególności przydennej warstwy wody. W ciągu kolejnych lat rekultywacji nie wzrastała także temperatura wyżej położonych warstw metalimnionu (rys. 162).

Linie trendu nie wskazują na to, aby w ciągu pierwszych ośmiu lat rekultywacji występowała tendencja wzrostu temperatur od 6 do 9 metra głębokości.

W antropogenicznym zbiorniku Pławniowice, którego kształt misy został uformowany w trakcie eksploatacji wyrobiska kopalni piasku, warstwa epilimnionu wraz z warstwą przejściową stanowi około 55% objętości zbiornika a warstwa hypolimnionu około 45%. Wydaje się, że w tych warunkach mimo, iż znaczna objętość hypolimnionu jest wyprowadzana ze zbiornika, zjawisko podwyższenia temperatury najniższych położonych warstw wody może nie występować.



Rys. 160+62. średnie temperatury metalimnionu – zbiornik Pławniowice 2004–2011 r.

W zależności od warunków morfometrycznych hypolimnion może mieć różni się. Należy zatem rozważyć czy mówimy o średniej temperaturze hypolimnionu, czy o temperaturze warstwy przydennej. Czy mówiąc o podwyższeniu temperatury hypolimnionu nie mówimy przypadkiem o temperaturze dolnej krawędzi metalimnionu. Usuwanie mas wodnych zalegających poniżej warstwy skoku termicznego teoretycznie może powodować rozciąganie i zwiększanie miłości epilimnionu i metalimnionu i w rezultacie zmniejszanie miłości hypolimnionu. W ten sposób dolna krawędź metalimnionu o temperaturze wyższej od temperatury usuwanego hypolimnionu może przemieszczać się na niższy poziom głębokości. Jednak nawet w takiej sytuacji nie spowoduje to podwyższenia temperatury warstwy wody nad samym dnem.

W trakcie prowadzonych badań obserwowano okresowe zjawisko odwrotne. Uwidocznił się wpływ majowo-czerwcowej fali wezbraniowej z roku 2010 która

spowodowała, że w warstwie od 6 do 9 metra głębokości wystąpiły najniższe z całego okresu temperatury wody.

W latach, w których prowadzono badania, termoklina pojawiała się w zbiorniku przeważnie w pierwszej połowie maja, rzadziej w drugiej połowie miesiąca. Tylko jeden raz, w roku 2009, termoklina pojawiła się najwcześniej, bo w drugiej połowie kwietnia. Z kolei najpóźniej, bo w pierwszej połowie czerwca, termoklina pojawiła się w roku 2005. Pokazuje to, jak duże znaczenia mają uwarunkowania klimatyczne w danym roku kalendarzowym. Występowanie nietypowo wysokich temperatur w okresie wczesnowiosennym powoduje wczesną stratyfikację termiczną z jej konsekwencjami.

Zanik stratyfikacji termicznej następuje najczęściej w pierwszej połowie października, albo w drugiej połowie miesiąca. Wyjątek stanowił rok 1997, w którym stratyfikacja termiczna utrzymywała się do drugiej połowy listopada. Poniżej (tab. 11) przedstawiono orientacyjny czas pojawiania się i zaniku podziału mas wodnych zbiornika Pławniowice, na warstwy termicznie zróżnicowane.

Tabela 11. Terminy występowania pierwszej (P) i ostatniej (O) termokliny w wodzie zbiornika Pławniowice w latach 1976–2011

| l.p. | kwiecień | | maj | | czerwiec | | październik | | listopad | |
|-----------------|----------|----------|----------|----------|----------|---|-------------|----------|----------|----------|
| | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Połowa miesiąca | | | | | | | | | | |
| 1976 | | | | P | | | O | | | |
| 1993 | | | P | | | | O | | | |
| 1996 | | | P | | | | | O | | |
| 1997 | | | | P | | | | | | O |
| 2004 | | | P | | | | | O | | |
| 2005 | | | | | P | | | O | | |
| 2006 | | | P | | | | O | | | |
| 2007 | | | P | | | | O | | | |
| 2008 | | | P | | | | | O | | |
| 2009 | | P | | | | | O | | | |
| 2010 | | | P | | | | O | | | |
| 2011 | | | P | | | | | O | | |

Obliczono, że w poszczególnych latach, w których wykonywano pomiary temperatury wody, okres stratyfikacji termicznej (okres występowania termokliny) wynosił: dla lat przed rekultywacją, od 150 dni (1976 r.) do 194 dni (1993 r.), dla lat w których prowadzono rekultywację, od 147 dni (2005 r.) do 189 dni (2009 r.). Dla lat przed rekultywacją, średnia długość okresy stratyfikacji termicznej wyniosła 178 dni, dla lat z okresu rekultywacji 175

dni. Można więc przyjąć, że zmiana sposobu odprowadzania wody ze zbiornika z odpływu powierzchniowego na odprowadzanie wody „rur Olszewskiego” nie wpłynęła na długo okresu stratyfikacji letniej. Dlatego należy uznać, że czas, w jakim masy wody w zbiorniku dzielą się pod względem termicznym na epi-, meta- i hypolimnion, zależy od warunków klimatycznych występujących w poszczególnych latach.

Wieloletnie obserwacje stosunków termicznych wykazały, że badany zbiornik cechuje wyraźna, silna stratyfikacja termiczna w okresie stagnacji letniej. W tym czasie masy wodne zbiornika podzielone są na warstwy termicznie zróżnicowane, co ogranicza stopień wymiany pomiędzy epi- a hypolimnionem, oraz utrudnia wymieszanie wody w czasie cyrkulacji jesiennej. Obserwacje zmian temperatury wody hypolimnionu wykazały, że w zakresie obserwowanych wartości trend zmian charakteryzuje linia pozioma. Powyższa analiza szybkości nagrzewania i stygnięcia mas wodnych zbiornika wskazuje, że z uwagi na wpływ temperatury na procesy wewnętrzne zbiornikowe, można zakładać ich regularność.

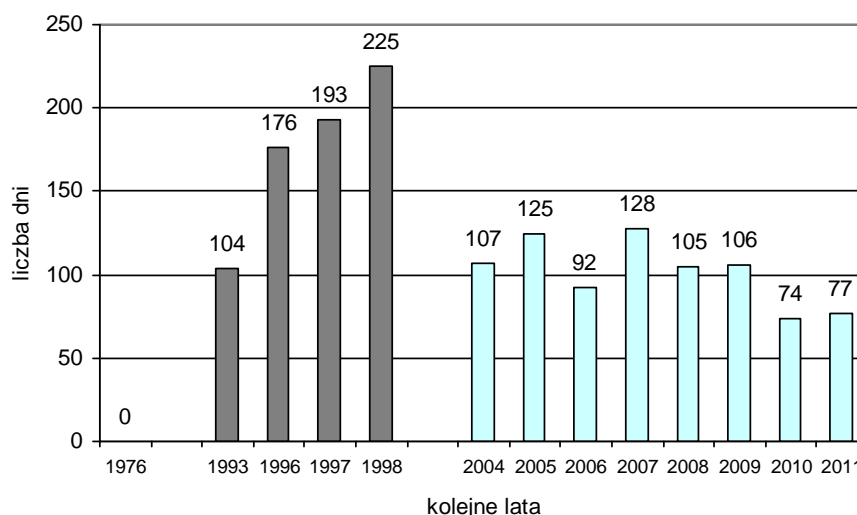
Podkreśla się fundamentalne znaczenie bilansu tlenowego dla wydolności ekosystemu limnicznego [17, 20]. Paradoksalnie, nawet w zbiorniku skrajnie eutroficznym można znaleźć ogólnie ilość tlenu wystarczającą do mineralizacji powstającej materii organicznej. Problem jednak w tym, że tlen, w okresie stagnacji letniej, nie jest rozmieszczony równomiernie [52, 70, 73]. Stężenia tlenu w epilimnionie są zdecydowanie zbyt duże natomiast w hypolimnionie brak jest tlenu całkowicie. Z tego powodu, w każdym przypadku, kiedy dochodzi do rozpoczęcia rekultywacji jeziora lub zbiornika wodnego, autorzy przedsięwzięcia mają nadzieję, że dojdzie m.in. do poprawy tego stanu. Jednak w pierwszych latach rekultywacji na ogół nie obserwuje się jakichś szczególnych zmian w znaczeniu poprawy warunków tlenowych [70, 71].

Niektórzy badacze podają, że w następstwie usuwania hypolimnionu następuje pogorszenie warunków tlenowych i uważają to za jeden z nielicznych mankamentów tej metody, szczególnie w początkowym okresie jej stosowania [75, 84, 89]. Autor niniejszej pracy nie stwierdził tego zjawiska w zbiorniku Pławniowice. Natomiast podziela pogląd, że poprawa warunków tlenowych jest trudno zauważalna. Korzystne zmiany stosunków tlenowych zachodzą powoli i wymagają długiego okresu prowadzenia badań oraz dużej czułości pomiarów.

Autor niniejszej pracy obserwując, na przestrzeni lat od 1976 roku do 2012 roku kształtowanie się stosunków tlenowych w zbiorniku Pławniowice, poszukiwał również m.in. w czasie trwania okresów całkowitego braku tlenu w przydennej warstwie wody.

Jedynym rokiem w którym nie stwierdzono całkowitego wyczerpania tlenu w przydennych warstwach wody był, mimo zauważalnej tendencji spadkowej, rok 1976 (rys. 163).

Prowadz c badania w ci gu o miu lat w zbiorniku Pławniowice odnotowano skrócenie okresu wyst powania deficytu tlenu w hypolimnionie, w czasie stagnacji letniej.



Rys. 161-163. Liczba dni warunków beztlenowych w hypolimnionie zbiornika Pławniowice w latach 1976–2011

W latach poprzedzaj cych rekultywacj zbiornika, deficyt tlenu z roku na rok wyra nie si nasilał. Spadek st enia tlenu był coraz szybszy, a okresy całkowitego braku tlenu w warstwie wody nad dnem, coraz dłu sze (rys. 164). W roku 1993 długo okresu, w którym deficyt tlenu w wodzie nad dnem osi gn ł 100% wynosiła 104 dni. W roku 1996 wzrosła do 176, w roku 1997 do 193 dni, a w roku 1998 do 225 dni.

Bardzo trudno jest zaobserwowa popraw warunków tlenowych, poniewa proces ten przebiega bardzo powoli i trzeba wielu lat, aby osi gn zauwa alne rezultaty. W zbiorniku Pławniowice obserwuje si popraw tych warunków wyra aj ca si głównie utrzymaniem dolnej granicy obecno ci tlenu rozpuszczonego w wodzie na 7–9 metrze gł boko ci. Jak wspomniano wy ej, popraw warunków tlenowych mo na wykaza porównuj c przekroje tlenowe dla poszczególnych miesi cy w nast puj cych po sobie latach. W ten sposób wykazano stopniowe skracanie okresu całkowitego braku tlenu jak równie si ganie pułapu tlenu do coraz ni szych poziomów gł boko ci. Po osi gni ciu ujemnego bilansu fosforu deficyty tlenowe w hypolimnionie zaczynaj si stopniowo zmniejsza w zwi zku ze znacznym ograniczeniem produkcji biomasy fito- i zooplanktonu, wskutek ograniczenia dost pno ci fosforu w ła cuchu troficznym.

Uwa a si , e usuwanie wód hypolimnionu skraca czas trwania stagnacji letniej i tym samym wyst powania warunków beztlenowych na powierzchni osadów. Wydaje si , e brak

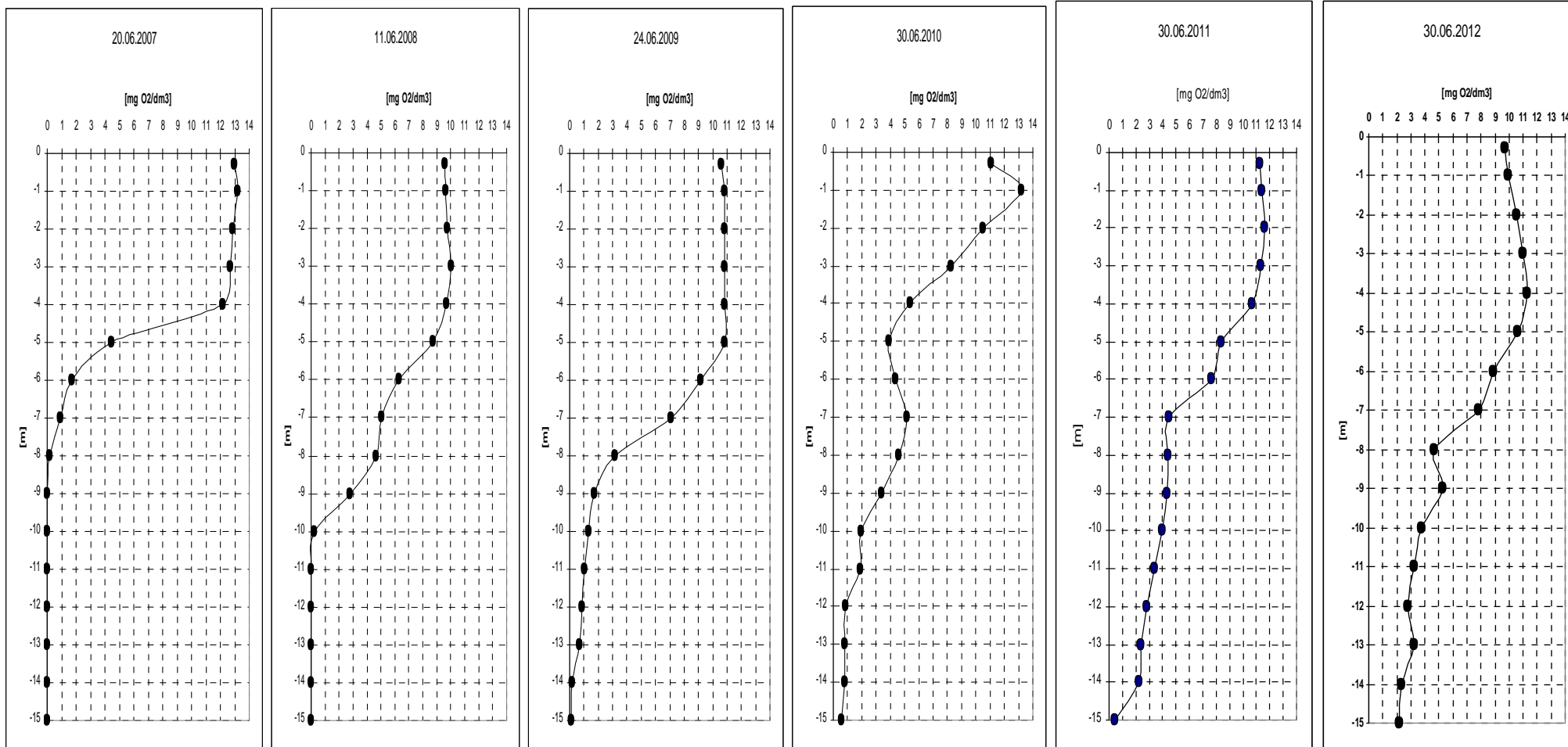
jest uzasadnienia dla tego poglądu. O czasie trwania stagnacji letniej decydują lokalne warunki klimatyczne. Wczesne zakończenie termokliny może – mimo usuwania hypolimnionu – przedłużyć okres stratyfikacji termicznej, a co za tym idzie, również tlenowej.

W okresie dotychczas prowadzonej rekultywacji okresy całkowitego braku tlenu w hypolimnionie uległy wyraźnemu skróceniu. Od 2004 do 2010 roku okres całkowitego braku tlenu w przydennej warstwie wody wynosił od 74 dni do 128 dni. Najkrótszy okres odnotowano w roku 2010 i 2011. Mimo korzystnego skrócenia w porównaniu z latami ubiegłymi, należy być ostrożnym z traktowaniem tego jako skutek rekultywacji.

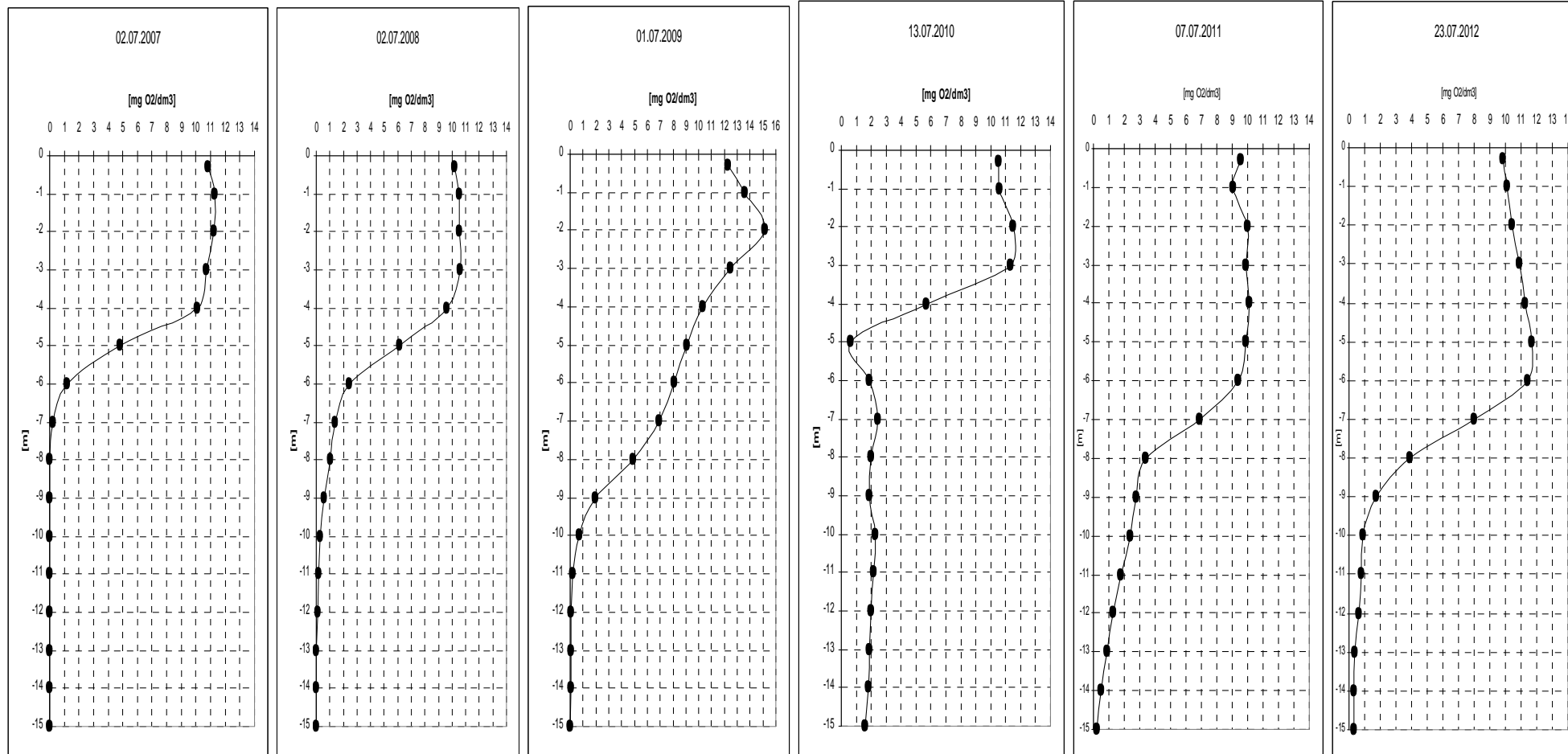
W zbiorniku Pławniowice obecnie stwierdza się występowanie tlenu w epilimnionie, w czasie stagnacji letniej do 8 metrów głębokości można bez wątpienia uznać za pozytywny skutek rekultywacji zbiornika.

Do ciekawych spostrzeżeń prowadzi analiza kształtowania się stosunków tlenowych w pełni stagnacji letniej. Poniżej (rys. 164 i 165) przedstawiono stężenie tlenu w wodzie zbiornika Pławniowice, w czerwcu i lipcu, w latach 2007–2012. W czerwcu roku 2007 w zbiorniku występował epilimnion o miąższości 4 metrów. Stężenie tlenu w epilimnionie wynosiło od 12 mg O₂/dm³ do 13 mg O₂/dm³. Położony niżej skok tlenowy miał miąższość 2 metrów (od 4 do 6 metrów głębokości). Na 7 metrze głębokości stężenie tlenu wynosiło 1 mg O₂/dm³. Całkowity brak tlenu występował poniżej 7 metrów aż do dna zbiornika. W czerwcu roku 2008 miąższość epilimnionu wynosiła 5 metrów. Stężenie tlenu w epilimnionie wynosiło 10 mg O₂/dm³. Skok tlenowy występował między 5 a 7 metrem głębokości. Na 9 metrze głębokości stężenie tlenu wynosiło prawie 3 mg O₂/dm³. Całkowity brak tlenu występował od 10 metrów głębokości do dna zbiornika. W czerwcu 2009 roku miąższość epilimnionu wynosiła 5 metrów, stężenie tlenu w epilimnionie od 10 mg O₂/dm³ do 11 mg O₂/dm³. Miąższość skoku tlenowego wzrosła. Oksykлина rozciągała się od 5 do 9 metrów głębokości. W tym czasie tlen występował do 13 metrów głębokości. Dopiero na 14 i 15 metrze głębokości odnotowano anoksję. W czerwcu 2010 roku epilimnion był jednocześnie warstwą skoku tlenowego. Należy szczególnie podkreślić, że odnotowano fakt występowania podwójnego maksimum tlenowego. Pierwsze maksimum występowało na 1 metrze głębokości, drugie na 7 metrze głębokości. W roku 2011 i 2012 epilimnion o miąższości 6 i 7 metrów i stężeniu tlenu od 8 mg O₂/dm³ do 11 mg O₂/dm³ był wyraźnie wykształcony. W latach 2010, 2011 i 2012 tlen występował w wodzie od powierzchni do dna. Nad dnem stężenie tlenu wynosiło od 0,6 mg O₂/dm³ do 2,2 mg O₂/dm³.

Występowanie maksimum tlenowego w metalimnionie jest uważane za cechę jezior mezotroficznych. W czerwcu 2010 roku zbiornik Pławniowice wykazał pierwsze symptomy przechodzenia ze stanu eutrofii do mezotrofii.



Rys. 162164. Profile tlenowe – zbiornik Pławniowice - czerwiec 2007–2012



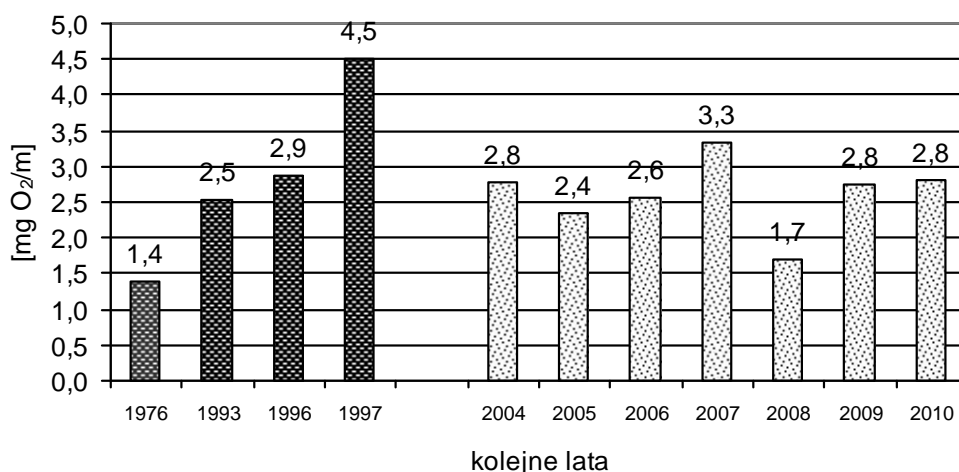
Rys. 163165. Profile tlenowe – zbiornik Pławniowice - lipiec 2007–2012

Kolejny rysunek przedstawia kształtowanie się stosunków tlenowych w lipcu, w okresie 2007–2010. W czerwcu 2007 roku mierszo epilimnionu wynosiła 4 metry. Skok tlenowy wystąpił między 4 a 6 metrem głębokości. Poniżej 7 metra głębokości stwierdzono całkowity brak tlenu w wodzie. W lipcu roku 2008 stwierdzono, w porównaniu z rokiem ubiegłym, poprawę warunków tlenowych. Warstwa wody silnie natlenionej miała, podobnie jak w roku 2007, 4 metry mierszości. Skok tlenowy wystąpił między 4 a 7 metrem głębokości. Na 9 metrze głębokości stężenie tlenu wynosiło $0,6 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$. Jeszcze na 10 i 11 metrze głębokości odnotowano ładowe stężenia tlenu. Anoksja wystąpiła poniżej 11 metra głębokości. W lipcu 2009 roku, w związku z intensywną fotosyntezą, wysokie stężenie tlenu wynosiło od $12 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ do $15,5 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ objęło górny, dwumetrowy warstw wody. Charakterystyczne jest, że stężenie tlenu było wyraźnie mniejsze przy powierzchni ($12 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$) niż na 2 metrze głębokości ($\text{mg O}_2/\text{dm}^3$). Pierwszy skok tlenowy stwierdzono między 2 a 4 metrem głębokości. Następnie stężenie tlenu w wodzie stopniowo obniżało się, wraz z głębokością, lecz mimo tego jeszcze na 7 metrze głębokości stwierdzono $7 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$. Między 7 a 10 metrem głębokości wystąpił drugi skok tlenowy. Na 11 metrze odnotowano stężenie tlenu wynoszące $0,2 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$. Anoksja wystąpiła poniżej 11 metra głębokości. W lipcu 2010 roku wysokie stężenie tlenu wynosiło od $10,5 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ do $11,5 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ stwierdzono w 4 metrowej, powierzchniowej warstwie wody. Na 2 i 3 metrze głębokości stężenie tlenu było wyraźnie niższe przy powierzchni. Skok tlenowy wystąpił między 3 a 5 metrem głębokości. Stężenie tlenu zmniejszyło się z $11,5 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ na 3 metrze do $0,5 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ na 5 metrze głębokości. Następnie odnotowano wzrost stężenia tlenu do $2 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ na 6 i $2,4 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ na 7 metrze głębokości. W pozostałej części słupa wody stężenie tlenu stopniowo zmniejszało się, lecz mimo to do dna nie stwierdzono anoksji. W warstwie wody nad dnem stężenie tlenu wynosiło w tym czasie $1,6 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$. Przebieg krzywej tlenowej w lipcu 2010 roku jest podobny do krzywej z czerwca 2010 roku. Wskazuje on na osłabienie procesu zużywania tlenu zarówno w warstwie powierzchniowej jak i w warstwach głębszych.

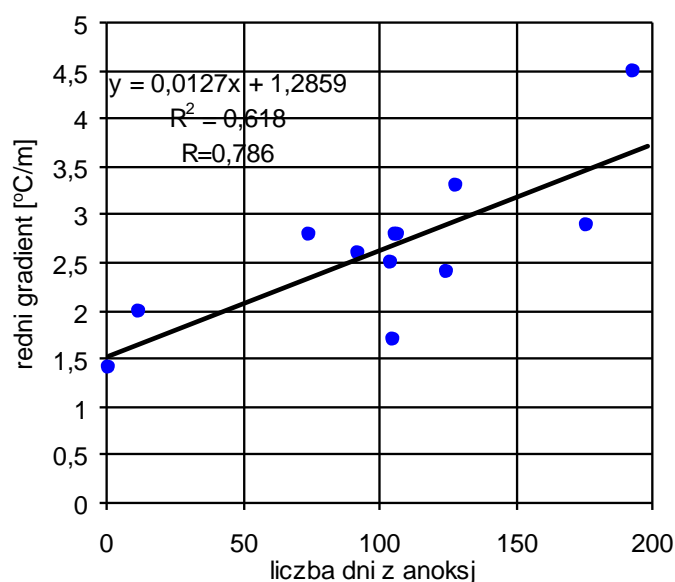
Przebieg krzywych tlenowych w sierpniu, w latach 2007–2010 wykazuje, że warunki tlenowe w tym miesiącu były zdecydowanie mniej korzystne niż w czerwcu i lipcu, zwłaszcza w roku 2010, w porównaniu z sytuacją w lipcu tego roku. Podkreśla to początkowy charakter obserwowanych, pozytywnych objawów w sytuacji stosunków tlenowych, w zbiorniku Pławniowice.

Na rys. 166 przedstawiono średnie wartości gradientów skoku tlenowego w czasie stagnacji letniej, w poszczególnych latach prowadzenia badań.

Najniższą wartość średniego gradientu oksykliny – 1,4 mg O₂/m – stwierdzono dla roku 1976, był to pierwszy rok istnienia zbiornika. W okresie od 1993 do 1997 roku średni gradient oksykliny wzrósł z 2,5 mg O₂/m w roku 1993 do 2,9 mg O₂/m w roku 1996 oraz do 4,5 mg O₂/m w roku 1997. Świadczy to o pogarszających się warunkach tlenowych w zbiorniku oraz o coraz silniejszym podziale na strefy zrośnicowane pod względem zawartości tlenu w wodzie. Średnie gradienty oksykliny w latach 2004–2011 były wyraźnie niższe oraz bardziej wyrównane.



Rys. 164. Gradienty skoku tlenowego w wodzie zbiornika Pławniowice w czasie stagnacji letniej – wartości średnie



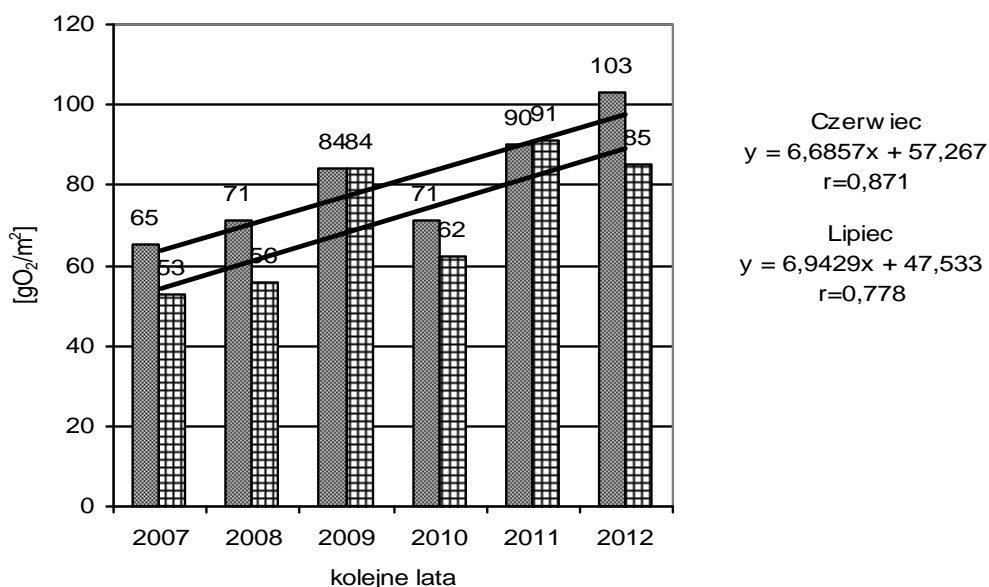
Rys. 165. Zależność między liczbą dni z anoksji a średnim gradientem oksykliny

Stwierdzono współzależność między średnim gradientem skoku tlenowego a czasem występowania anoksji (rys. 167). Wraz z długością okresu warunków beztlenowych wzrasta średni gradient oksykliny. Opisaną zależność należy tłumaczyć tym, że im dłuższy czas

wyst powania warunków beztlenowych, tym wy ej, do górnych warstw słupa wody si ga granica anoksji. Je eli jednocze nie w epilimnionie ma miejsce intensywna fotosynteza, st enie tlenu wzrasta, co powoduje, e wzrasta ró nica pomi dzy st eniem tlenu w epilimnionie a odtlenionym hypolimnionem. Zmniejsza si mi szo skoku tlenowego i wzrastaj jego gradienty.

W sytuacji, kiedy intensywno fotosyntezy w górnych warstwach wody słabnie, zmniejsza si ró nica między st eniem tlenu w warstwie trofogenicznej i warstwie przydennej. W zwi zku z tym, nawet przy podobnej mi szo ci oksykliny, malej jej gradienty. Tak wi c warto redniego gradientu oksykliny obliczona dla okresu stagnacji letniej mo e by przydatna dla zobrazowania intensywno ci procesów wyczerpywania tlenu.

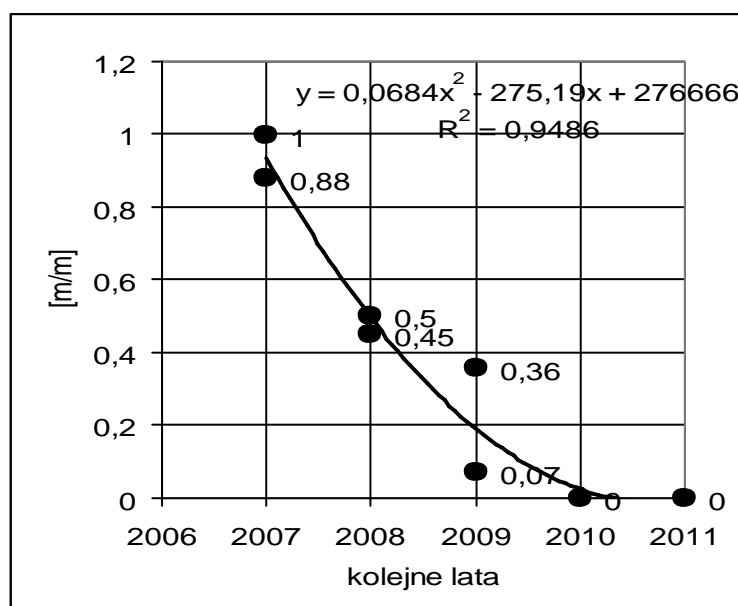
W celu sparametryzowania wyników obserwacji przyj to, e obni enie dolnej granicy wyst powania tlenu rozpuszczonego w wodzie b dzie powodowało wzrost na wykresie powierzchni okrelonej osiami y (gł boko w m), x ($\text{mg O}_2/\text{dm}^3$) oraz izooks okrelaj c profil tlenowy. Przyj to jednostk powierzchni w postaci pola okrelonego przez warto 1m gł boko ci i $1 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$. Po zliczeniu jednostkowych pól, otrzymano warto ci wyra one jako $[\text{g O}_2/\text{m}^2]$, umo liwiaj ce obiektywne porównanie ze sob warunków tlenowych w czerwcu i lipcu, w poszczególnych latach prowadzonych bada (rys. 168).



Rys. 168. Obci enie tlenem $[\text{g O}_2/\text{m}^2]$ jako wska nik poprawy warunków tlenowych w czerwcu i lipcu lat 2007–2012

Na przestrzeni lat 2007–2012 odnotowano wzrost warto ci proponowanego wska nika z $65 \text{ g O}_2/\text{m}^2$ do $103 \text{ g O}_2/\text{m}^2$ w czerwcu oraz z $53 \text{ g O}_2/\text{m}^2$ do $85 \text{ g O}_2/\text{m}^2$ w lipcu, co wiadczy poprawie stopnia natlenowania wody.

Poniżej (rys. 169) przedstawiono stosunek między warstwą wody pozbawionej tlenu do między warstwy wody zawierającej tlen w stężeniu powyżej $1,0 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$, w czerwcu i lipcu, w latach 2007–2011. Ten wskaźnik również wskazuje na stopniową poprawę warunków tlenowych w zbiorniku. W czerwcu i lipcu, w roku 2007, słup wody dzielił się na dwie równe warstwy, pozbawioną tlenu oraz natlenowaną. W roku 2010 i 2011 w tych samych miesiącach tlen w w/w stężeniach występował od powierzchni do dna, w całym słupie wody. W ten sposób wykazano stopniowe skracanie okresu całkowitego braku tlenu jak również sięganie pułapu tlenu do coraz niższych poziomów głębokości.



Rys. 167-169. Stosunek między warstwy beztlenowej do warstwy natlenionej jako wskaźnik warunków tlenowych, w czerwcu i lipcu 2007-2011.

Uzyskane wyniki pomiarów wykazały, że oligotrofizacja ekosystemu limnicznego powoduje stopniową poprawę warunków tlenowych. Znajduje to wyraz w skracaniu okresów całkowitego braku tlenu w hypolimnionie oraz stopniowy wzrost stężenia tlenu na coraz większych głębokościach. Opisanie zmian stosunków tlenowych jest możliwe poprzez porównywanie profili tlenowych z tych samych miesięcy, w czasie stagnacji letniej, pod warunkiem prowadzenia badań w wieloletnim horyzoncie czasowym.

Obciążenie powierzchniowe tlenem, a także stosunek między warstwą wody pozbawionej tlenu do między warstwy natlenowanej, stanowi wskaźniki umożliwiający uchwycenie zmian (w przypadku zbiornika Pławniowice ich poprawy) warunków tlenowych ekosystemu limnicznego.

12. Podsumowanie

Rekultywacja zbiorników wodnych jest zabiegiem zawsze bardzo trudnym, stwarzającym duże trudności techniczne i z reguły pociągającym znaczne koszty. Podejmując trud rekultywowania zbiornika wodnego podejmuje się jednocześnie ryzyko niepowodzenia. Wielu autorów podkreśla wagę długoletnich obserwacji zmian zachodzących w rekultywowanym jeziorze [19, 52, 65, 89–91, 94, 111]. Ograniczanie się do badań kontrolnych wykonanych bezpośrednio po rekultywacji, może dać złudne wrażenie poprawy, która bywa krótkotrwała lub wynikała z nietypowych warunków atmosferycznych [67, 70]. Podkreśla się także niepowodzenie wielu działań w sytuacji, kiedy niemożliwe było ograniczanie dopływu związków biogennych ze zlewni [76, 116, 118]. Zatrzymanie, a następnie cofanie procesu degradacji ekosystemu limnicznego wymaga skoordynowanych działań w zlewni oraz na zbiorniku [66, 108–110].

Badania zmian zachodzących w ekosystemach limnicznych pod wpływem różnego rodzaju zabiegów sprzyja rozwijaniu tych metod oraz powoduje stopniowe zbieranie doświadczeń. Niemniej szereg zagadnień nie doczekało się jeszcze jednoznacznego rozwinięcia. Odnotowano szereg skutecznych rozwiązań zwłaszcza w przypadku metody usuwania hypolimnionu [51, 93, 98, 108–111]. W wielu przypadkach niepowodzenie zostało spowodowane zbyt dużym pośpiechem, a także oczekiwaniem szybkiej lub nawet natychmiastowej poprawy po zastosowaniu rekultywacji [67]. Dodać do tego należy niedocenienie stopnia skomplikowania uwarunkowań występujących w ekosystemie jeziorowym. Wielokrotnie zwraca się uwagę na nie uwzględnianie unikalności każdego zbiornika. A jest to czynnik, który wyklucza bezkrytyczne powielanie doświadczeń uzyskanych na innym jeziorze [66, 97]. Wskazuje się też na konieczność przeprowadzenia wstępnych badań, których celem jest wskazanie głównych zagrożeń, a co za tym idzie określenie metody rekultywacji. Umożliwia to następnie prześledzenie skutków zastosowanych działań [129, 139].

Nie można zapominać, że rekultywacja zdegradowanego jeziora pociąga za sobą wysokie koszty. Ponadto zmiana musi ulec mentalności, sposób myślenia, ponieważ korzyści jakie się uzyskuje w postaci poprawy jakości wody w jeziorze, jakkolwiek mogły się wydawać niewymierne, są nie do przecenienia.

Podstawowym warunkiem wyboru prawidłowej metody rekultywacyjnej jest określenie przyczyn degradacji co oznacza w praktyce konieczność skrupulatnego rozeznania sposobów zagospodarowania zlewni [5, 7, 13]. Określenie podatności zbiornika wodnego na

degradacji, prawie zawsze wskazuje na rolę tzw. czynników „zlewniowych” w nadmiernym obciążeniu azotem i fosforem [13, 21, 42, 51, 62]. Niestety, w większości przypadków ograniczenie dopływu ładunków substancji biogennych do jeziora jest praktycznie niemożliwe do zrealizowania.

Podkreślana jest rola bilansu wodnego, przy czym zwraca się uwagę na znaczenie mas wodnych o jakości lepszej niż zalegająca w zbiorniku [5, 20]. Lossow [67, 70, 76] podkreśla konieczność weryfikowania efektywności proponowanych metod renowacji jezior, w tym sprawdzanie wydajności i sprawności urządzeń. Rekultywowanie jeziora często w oparciu o kosztowne zabiegi i urządzenia wymaga wieloletniej, stałej kontroli skuteczności oraz stosownego korygowania.

Wieloletnie badania na Jeziorze Kortowskim i Rudnickim Wielkim wykazały, że usuwanie wód hypolimnionu daje największe efekty w miesiącach letnich przy jednoczesnym odprowadzaniu wód powierzchniowych bogatych w związki organiczne i przydennych zawierających znaczne ładunki mineralnych związków azotu i fosforu [89–91]. Zabieg stosowany od 1982 roku na Jeziorze Rudnickim Wielkim wykazał, że „rurociąg Olszewskiego” może być stosowany na jeziorach płytkich z obciążeniem niewielkim hypolimnionem [137, 138]. Należy w tym miejscu zwrócić uwagę na paradoks polegający na tym, że usuwanie „rur Olszewskiego” fosforu poza ekosystem nie jest możliwe w bezwystępowania warunków beztlenowych w hypolimnionie.

Proces oligotrofizacji zbiornika wodnego wymaga długiego okresu czasu, dlatego zmiany zachodzące w ekosystemie limnicznym, zwłaszcza w pierwszych latach rekultywacji, są trudno zauważalne [124, 136]. Przyczyn niepowodzenia zabiegów rekultywacyjnych upatruje się w przedkładaniu rekultywacji nad ochronę. Niestety, bardzo rzadko udaje się ograniczyć dopływ substancji biogennych do zbiornika w stopniu powodującym radykalną poprawę. Jest to zadanie bardzo trudne i tak naprawdę, nie bardzo wiadomo jak je zrealizować, ponieważ szereg decyzji sprzyjających ograniczeniu dopływu zanieczyszczeń ze zlewni generuje koszty finansowe oraz może hamować wpływ na gospodarkę.

Rekultywację zbiornika wodnego rozpoczyna się zazwyczaj w sytuacji, kiedy jego degradacja osiąga stan społecznie nieakceptowany. Wieloletnie badania zbiornika Pławniowice, prowadzone od chwili jego powstania w 1974 roku do momentu, w którym niezbędną stała się jego rekultywacja, dostarczyły wiedzy o dynamice procesu degradacji oraz o kształtowaniu się warunków środowiskowych, w szczególności jakości wody, w antropogenicznym ekosystemie limnicznym w warunkach silnej antropopresji. Z kolei o kilkumiesięczny okres badań (2004–2011) nad reakcją zbiornika na rekultywację metodą usuwania

hypolimnionu (rura Olszewskiego). umo liwił zarówno zaobserwowanie jak i udokumentowanie korzystnych zmian jakie zaszły w zbiorniku, co bez zachowania ci gło ci bada byłoby niemo liwe [46, 51, 58, 59].

Przeprowadzone badania zbiornika Pławniowice wykazały, e podobnie jak jeziora naturalne, antropogeniczne ekosystemy limniczne s bardzo podatne na degradacj [51]. Główn przyczyn jest wysokie zewn trzne obci enie powierzchniowe zwi zkami fosforu i azotu. Zastosowana na zbiorniku Pławniowice metoda kortowska (rura Olszewskiego) pozwoliła na zatrzymanie, a nast pnie stopniowe cofanie procesu degradacji zbiornika. Po uwzgl dnieniu (odj ciu) ładunków fosforu odprowadzonych ze zbiornika, obci enie tym pierwiastkiem przed rozpocz ciem rekultywacji wynosiło od 2,2 do 3,3 g P/m²/rok. Jest to warto ponad 10-krotnie wi ksza od dopuszczalnej dla jezior o tej gł boko ci. Rekultywacja spowodowała, e w latach 2004–2010 wyst powało ujemne obci enie fosforem.

W ci gu kolejnych o miu lat osi gano ujemny bilans fosforu. Całkowity ładunek fosforu odprowadzany ze zbiornika był ka dego roku ponad dwukrotnie wi kszy od ładunku doprowadzanego. Odprowadzany ze zbiornika ładunek ortofosforanów był ponad trzykrotnie wi kszy od ładunku doprowadzanego. Bilans ładunków fosforu wykazał, e w ci gu o miu lat rekultywacji zbiornika zmniejszono jego zasobno w fosfor o około 30 ton P. Odpowiada to, w przeliczeniu na powierzchni zbiornika, usuni ciu z ka dego hektara lustra wody 120 kg P, tj. obni eniu st enia fosforu w wodzie o 1,1 mg P/dm³.

Systematycznie osi gany ujemny bilans fosforu zapewnił rozpocz cie oligotrofizacji zbiornika. Zmniejszenie zasobno ci zbiornika w fosfor spowodowało stopniowe zmniejszanie intensywno ci procesu wzbogacania wewn trznego (uwalnianie ortofosforanów z osadów dennych). Maksymalne st enie ortofosforanów w hypolimnionie zbiornika zmniejszyło si z 1,254 mg P-PO₄/dm³ w roku 2004 do 0,236 mgP-PO₄/dm³ w roku 2011. Szybko procesu wzbogacania wewn trznego w okresie rekultywacji zmniejszyła si z 0,0069 mg P-PO₄/d w roku 2004 do 0,0025 mgP-PO₄/d w roku 2011, czyli o 65%.

Oligotrofizacja spowodowała tak e zmniejszenie szybko reakcji amonifikacji. Maksymalne st enie azotu amonowego w hypolimnionie zbiornika, w czasie stagnacji letniej wynosiło w roku 2007 4,25 mg N-NH₄/dm³, a w roku 2011 wyniosło 1,95 mg N-NH₄/dm³. Szybko reakcji amonifikacji zmniejszyła si z 0,4545 mg N-NH₄/dm³/d, w roku 2007 do 0,0091 mg N-NH₄/dm³/d w roku 2011, czyli o ponad 90%.

Zmniejszenie zasobno ci zbiornika w fosfor spowodowało spadek równie intensywno ci fotosyntezy w epilimnionie dzi ki czemu znacznie zmniejszył si rozwój fitoplanktonu. Przyniosło to skutek w postaci obni enia alkalizacji epilimnionu w okresie

stagnacji letniej oraz spowodowało stopniowy wzrost przezroczystości wody. W porównaniu z rokiem 1998 (pH = 9,8), po ośmiu latach rekultywacji odnotowano spadek średniego pH dla okresu stagnacji letniej do 8,2 czyli o 1,6 jednostki. Przed rekultywacją – w roku 1998 – średnia widzialność kręka Secchiego w czasie stagnacji letniej wynosiła 0,9m. W czasie rekultywacji wartość tego wskaźnika wynosiła od 3,0 m do 3,85 m.

Zmiany (poprawa) stosunków tlenowych w wyniku rekultywacji zachodził bardzo powoli. Stopniowa oligotrofizacja zbiornika spowodowała poprawę warunków tlenowych, w szczególności ci:

- zmniejszenie powierzchniowej warstwy wody zawierającej korzystne - z punktu widzenia organizmów żywych - stężenia tlenu wzrosła z 4m w roku 1998 do 8-9 metrów w roku 2012,
- zmniejszenie intensywności zakwitów powoduje stopniowy zanik przetleniania epilimnionu,
- stopniowe skracanie okresu całkowitego wyczerpania tlenu w hypolimnionie, (w przypadku zbiornika Pławniowice z 225 dni w roku 1998 do 77 dni w roku 2011).

Obniżenie dolnego pułapu wody zawierającej tlen spowodowało znaczny wzrost powierzchni dna będącego w zasięgu strefy wody natlenowanej, poprawiając w ten sposób stan ekologiczny ekosystemu. Znalazło to wyraz w zwiększeniu zasięgu występowania racicznicy (*Dreissena polymorpha*). Jak wykazały badania Krodkiewskiej i Kosteckiego, w miarę poprawy warunków tlenowych skorupiaki ten pojawiały się na coraz większej głębokości. W roku 2011 stwierdzono duży udział w zgrupowaniach gatunków związanych z wodami mezotroficznymi do głębokości 6 m [58, 59].

13. Wnioski

1. Podstawą skuteczności rekultywacji ekosystemu limnicznego metodą usuwania hypolimnionu jest odpowiedni bilans wodny tj. dysponowanie ilością doprowadzanej wody, umożliwiającej wymianę praktycznie od 50% do 100% objętości hypolimnionu w ciągu roku.
2. Warunkiem oligotrofizacji ekosystemu limnicznego jest systematyczne osiągnięcie ujemnego bilansu fosforu.

3. Zmniejszenie zasobności ekosystemu limnicznego w fosfor znajduje wyraz w stopniowym zmniejszaniu intensywności uwalniania ortofosforanów z osadów dennych, wpływa również na zmniejszenie intensywności przemian związków azotowych.
4. Oligotrofizacja zbiornika skutkuje poprawą warunków tlenowych. Następuje stopniowe skracanie okresów występowania deficytów tlenu w hypolimnionie oraz wzrasta mierzona warstwy wody natlenowanej w okresie stagnacji letniej.
5. W oparciu o wyniki badań zaproponowano metodę umożliwiająca uchwycenie zachodzących zmian, polegającą na porównywaniu profili tlenowych w tych samych miesiącach, w kolejnych, następujących po sobie latach. Zaproponowano również stosowanie obciążenia powierzchniowego tlenem oraz stosunek mierzona warstwy wody pozbawionej tlenu do mierzona warstwy natlenowanej, jako wskaźniki umożliwiającej opisanie zmian w kształtowaniu się stosunków tlenowych na przestrzeni wielolecia.
6. W bilansie hydrologicznym zbiornika przepływowego duże znaczenie mają wezbrania powodziowe. Ekstremalne stany natężenia przepływu wody (wezbrania i tzw. niołówki) są istotnym czynnikiem kształtującym warunki środowiskowe.
7. Na przykładzie zbiornika Pławniowice wykazano, że odpowiednia głębokość oraz stratyfikacja termiczna zbiornika, a co za tym idzie różnice w gęstości wody powodują, że przebieg przez zbiornik fali wezbraniowej ma charakter powierzchniowy. W odpowiednich warunkach (pora roku, warunki termiczne) wody wezbraniowe mogą przepłynąć przez zbiornik nie naruszając stratyfikacji i nie obejmując całej objętości zbiornika.
8. Przeprowadzone badania potwierdziły stawiane przez autora hipotezy, że w warunkach stabilnej jakości wody dopływającej do zbiornika zastosowanie do rekultywacji zbiornika wodnego metody kortowskiej (rura Olszewskiego) pozwala na doprowadzenie zasobów wodnych zbiornika do stanu jakości wody zasilających.
9. Zbadanie i opisanie reakcji antropogenicznego zbiornika wodnego na rekultywację metodą usuwania hypolimnionu (rura Olszewskiego) wymaga wieloletniej ciągłości badań. Ograniczanie się do badań kontrolnych wykonanych bezpośrednio po rekultywacji, może dać złudne wrażenie poprawy.

10. Zaadaptowanie i wdrożenie do rekultywacji zbiornika pławniowickiego metody usuwania hypolimnionu zakończyło się sukcesem. Oddane do użytku w grudniu 2003 roku urządzenia zapewniające odprowadzanie wód hypolimnionu. W ten sposób stopniowo likwiduje się skutki eutrofizacji i obniża stopień trofii zbiornika. Od roku 2011 zbiornik wykazuje objawy przechodzenia ze stanu eutrofii do stanu mezotrofii.

11. „Rura Olszewskiego” stanowi dla zbiornika Pławniowice trwały mechanizm obronny przed niekorzystnymi zjawiskami mogącymi zachodzić w zlewni oraz wewnątrz zbiornika.

14. Literatura

- [1] Aldridge F.J., C.L. Schelske, H.J. Carrick: *Nutrient limitation in a hypereutrophic Florida lake*. Arch. Hydrobiol. 127, 1, 21–37 (1993).
- [2] Anderson G., G. Cronberg, C. Gelin: *Planctonic Changes Following the Restoration of Lake Trummen, Sweden*, Ambio, 2, 1/2, 44–54 (1973).
- [3] Anderson J.M.: *Nitrogen and phosphorus budget and the role of sediments in six Shallow Danish Lakes*. Arch. Hydrobiol. 74, 528–550 (1974).
- [4] Anderson J.M.: *Influence of pH on release of phosphorus from lake sediments*. Arch. Hydrobiol. 76, 411–419 (1975).
- [5] Balcerzek W.: *The protection of reservoir water against the eutrophication process. Ochrona zbiornika wodnego przeciwko procesom eutrofizacji*. Pol. J. Env. Stud. vol. 15 nr 6 s. 837–844, (2006).
- [6] Bartsch A.F.: *Role of phosphorus in eutrofication*. EPA-R3–1972.
- [7] Bjork S.: *Ecosystem studies in connection with the restoration of lakes*. Verb. Int. Ver. Limnol. 18, 379–387, (1972).
- [8] Björk, S.: *Redevelopment of lake ecosystems - a case study approach*. Ambio 17(2): 90–98 (1988).
- [9] Borecki M. (red.): *Ochrona powierzchni przed szkodami górnictwami. Część I. „I sk”*, Katowice s. 966, (1980).
- [10] Borek H.: *Górny I sk w świetle nazw miejscowych*, Wyd. Instytut Górski w Opolu, Katowice 1988.
- [11] Borowiak D.: *Visibility of Secchi disk. In: Lasek lake of Ekstern Pomerania: the role of chlorophyll a, and turbidity*, Limnological Review, 5, 3–9 (2005).
- [12] Brzozowska R., H. Gawrońska: *Effect of the applied restoration techniques on the content of organic matter in the sediment of Lake Długie. Wpływ zastosowanych technik rekultywacji na zawartość materii organicznej w osadach dennych Jeziora Długiego*, Limnol. Rev. 2006 vol. 6 s. 39–46 (2006).
- [13] Carvalho L., M. Beklioglu, b. Moss: *Changes in a deep lake following sewage diversion – A challenge to the orthodoxy of external phosphorus control as a restoration strategy?*. Freshwater Biol. 34, 399 (1995).
- [14] Cooke G.D., E.B. Welch, S.A. Peterson, P.R. Newroth: *Restoration and Management of Lakes and Reservoirs*. Lewis Publishers, London, 1993.

- [15] Choi ski A.: Zarys limnologii fizycznej Polski. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 298, 1995.
- [16] Choi ski A., M. Gałka, A. Ławniczak: *Przykłady zró nicowania grubo ci pokryw lodowych wybranych jezior, Badania fizjograficzne nad Polsk zachodni*, Seria A – Geografia Fizyczna, T. 57, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Poznań 15– 20 (2006).
- [17] Cornett R.J.: *Predicting changes in hypolimnetic oxygen concentrations with phosphorus retention, temperature, and morphometry*, Limnol. Oceanogr. 34, 1359– 1369 (1989).
- [18] Dillon P., F. Rigler: *A Test of a Simple Nutrient Budget Model Predicting the Phosphorus Concentration in Lake Water*, Journal of the Fisheries Research Board of Canada, 31, 1771–1778, (1974).
- [19] Dunalska J., G. Wi niewski, C. Mientki: *Assessment of multi-year (1956-2003) hypolimnetic withdrawal from Lake Kortowskie, Poland*, Lake and Reservoir Management, 23, 4, 377– 387 (2007).
- [20] Dunalska J.: *Impact of Limited Water Flow in a Pipeline on the Thermal and Oxygen Conditions in a Lake restored by Hypolimnetic Withdrawal Method.*, Polish Journal of Environmental Studies, vol.12, 4, 409–415 (2003).
- [21] Dunalska J.: *Influence of Limited Water Flow in a Pipeline on the Nutrients Budget in a Lake Restored by Hypolimnetic Withdrawal Method*, Polish Journal of Environmental Studies, vol.11, 6, 631–637 (2002).
- [22] Dunalska J.: *Effect of limited hypolimnetic withdrawal on the content of nitrogen and phosphorus in the waters of Kortowskie Lake*, Natural Sciences, 9, 333–346 (2001).
- [23] Dunalska J., G. Wisniewski, Cz. Mientki: *Water balance as a factor determining the Lake Kortowskie restoration*, Limnological Review 1, 65–72 (2001).
- [24] Dusoge K., A. Sim, 1990. *Wpływ napowietrzania hypolimnionu na ekosystem jezior, Funkcjonowanie ekosystemów wodnych, ich ochrona i rekultywacja*. Wyd. SGGW-AR, II : 92–102.
- [25] Eberly W.R.: *The use of oxygen deficit measurement as an index of eutrophication in temperate dimictic lakes*. Werh.Internat.Verein. Limnol. 19 (1), 439–441 (1975).
- [26] Gawro ska H., M. Łopata: *Trwało odnowy Jeziora Długiego metod inaktywacji fosforu (Pojezierze Mazurskie)*. Gaz, Woda i Technika Sanitarna, 9: 21–22 (2009).
- [27] Gawro ska H., K. Lossow: *Restoration of the Domowe Lakes in Szczytno - history and plans*. Restauracja Jezior Domowych w Szczytnie - historia i plany. . - Limnol. Rev. vol. 5 s. 69–73 (2005).
- [28] Gawro ska H., K. Lossow: *Possibilities of saprotrophic lake recultivation exemplified by Lake Długie in Olsztyn*, Polish J. Environm. Stud. 12 (3), 301–307 (2003).
- [29] Gawro ska H., Lossow K., Łopata M.: *Effectiveness of the aluminium coagulant (PAX) in reducing internal loading in Lake Gł boczek*. Limnological Review, 3: 65–72 (2003).
- [30] Gawro ska H., K. Lossow: *Possibilities of saprotrophic lake recultivation exemplified by Lake Długie in Olsztyn*, Polish J. Environm. Stud. 12 (3), 301–307 (2003).
- [31] Gawro ska H., K. Lossow, J. Grochowska: *Influence of the aluminium coagulant PAX on the aquatic environment of Lake Długie in Olsztyn*. Limnological Review, 2: 121–130 (2002).
- [32] Gawro ska H., R. Brzozowska: *Influence of the aluminium coagulant application on internal loading in Lake Długie*, Limnological Review vol. 2: 111– 119 (2002).
- [33] Gawro ska H., *Wymiana fosforu i azotu między osadami a wodą w jeziorze sztucznie napowietrzanym*, Acta Acad. Agricult. Tech. Olst. Protectio Aquarum et Piscatoria, 19, Suppl.A, 3–50 (1994).

- [34] Gelin C., W. Ripl: *Nutrient decrease and response of various phytoplankton size fraction following the restoration of Lake Trummen, Sweden*, Arch. Hydrobiol. 81, 3, 339–367 (1978).
- [35] Gierszewski P.: *Zmiany brzegów wywołane termicznymi ruchami lodu na przykładzie zbiornika Włocławskiego*, Przegląd Geograficzny, t.66, z.4, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa, 657–674, 1998.
- [36] Gołek J.: *Zjawiska lodowe w wodach powierzchniowych*, [w] Atlas hydrologiczny Polski, t.II, Wyd. Geol. Warszawa 1986.
- [37] Grze M.: *Badania nad termik i złodzeniem jeziora Gopło*. PAN, Inst. Geogr. Dokumentacja Geogr. Z. 3, Warszawa (1974).
- [38] Hutchinson G.E.: *Treatise of limnology*, vol.1, John Wiley and Sons, London-New York 1957.
- [39] Janc Z., B. Nowak, J. Zimna: *Rekultywacja jeziora Rudnickiego Wielkiego w Grudzi dzu metod usuwania wód hypolimnionu*, II Krajowa Konferencja Nauk-Techn. Ochrona jezior ze szczególnym uwzgl dnieniem metod rekultywacji, Grudzi dz, 1–26, 1988.
- [40] Jankowski A. T., R. Machowski, M. Pi tek, M. R. z tała, M. A. R. z tała, M. Solar ski: *Cechy charakterystyczne złodzenia zbiorników wodnych w regionie górno l skim* [w:] Marszelewski W., (red.): *Anthropogenic and natural transformations of lakes*. Vol.3, Polish Limnological Society, Toru , 103–108 (2009).
- [41] Jankowski J.: *Stan prac rekultywacyjnych w Polsce*, Mat. VI Konferencji Naukowo-Technicznej „Ochrona i rekultywacja jezior” Toru , czerwiec 2007, 83–94 (2007).
- [42] Jankowski A. T., M. R. z tała.: *Wy yna l ska i jej obrze a – stan i antropogeniczne zmiany jako ci wód powierzchniowych*. [w:] *Stan i antropogeniczne zmiany jako ci wód w Polsce*. Uniwersytet Łódzki – Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego, pod red. Janusza Burcharda. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego – Łód 2000, pp. 143–155 (2000).
- [43] Januszkiewicz T.: *Zagadnienie fosforu w eutrofizacji i ochronie wód*, Gosp. Wodna 3, 58–66 (1975).
- [44] Kasprzak K., J. Lema ski: *Rekultywacja Jeziora Jaroszewskiego i Jeziora Kierskiego (woj. pozna skie) metod napowietrzania hypolimnionu*. Mat. II Konf. nauk.-techn. „Ochrona jezior ze szczególnym uwzgl dnieniem metod rekultywacji”. PZiTS Grudzi dz, ss. 14, 1988.
- [45] Kentzer A.: *Fosfor i jego biologicznie dost pne frakcje w osadach jezior ró nej trofii*, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Rozprawy habilitacyjne, 1–111 (2001).
- [46] Kleeberg A., R. Hammerling, B. Nixdorf: *Effect of hypolimnetic discharge on the faster deprivation of phosphorus from lake sediment (Lake Jabel, north-east Germany)*, Lakes and Reservoir Management 6, 4, 289–295 (2001).
- [47] Kostecki M., J. Suschka: *The successful results of Pławniowice reservoir (Upper Silesia Region – South of Poland) restoration by hypolimnetic withdrawal*. Archives of Environmental Protection Vol. 39, 1, 17–25, 2013.
- [48] Kostecki M.: *Rekultywacja zbiornika antropogenicznego metod usuwania hypolimnionu (południowo-zachodnia Polska)*, In ynieria i Ochrona rodowiska Vol. 15, 2, 101–117, 2012.
- [49] Kostecki M., J. Mazierski: *Biodegradacja wielopier cieniowych w głowodorów aromatycznych w osadach dennych z u yciem nadtlenu wapnia*, Przemysł Chemiczny 3, 103–113 (2008).
- [50] Kostecki M.: *Rekultywacja zbiornika Pławniowice metoda kortowsk* , VI Konferencja Naukowo-Techniczna “Ochrona i rekultywacja jezior”, Toru , 99–115, 2007.
- [51] Kostecki M.: *Hypolimnetic withdrawal as a restoration technique of Pławniowice anthropogenic reservoir*, *The International Conference on prof. dr hab. Marek*

- Kraska; 70-year jubilee and the 15-th anniversary of the Department of Water Protection Faculty of Biology; Adam Mickiewicz University, "The Functioning of Water Ecosystems and their Protection, Toru 2006.
- [52] Kostecki M.: *Alokacja i przemiany wybranych zanieczyszczeń w zbiornikach zaporowych hydrow zła rzeki Kłodnicy i Kanale Gliwickim*, Prace i Studia IPI -PAN w Zabrzu, nr 57, 1–124, 2003.
 - [53] Kostecki M.: *Stosunki termiczno-tlenowe zbiornika zaporowego w Pławniowicach (woj. łódzkie) po 23 latach eksploatacji*. Archiwum Ochrony środowiska, 2, 97–124, (2001).
 - [54] Kostecki M., J. Kozłowski, A. Domura, B. Zych: *Charakterystyka hydrochemiczna Potoku Toszeckiego w aspekcie oddziaływania na zbiornika zaporowy Pławniowice*. Archiwum Ochrony środowiska 2, 125–140 (2001).
 - [55] Kostecki M.: *Dynamika przemian oraz wstępny bilans podstawowych form azotu i fosforu w zbiorniku zaporowym w Pławniowicach*. Arch. Ochrony środow. 1 (1978).
 - [56] Kostecki M.: *Chemizm wody oraz podstawowe wskaźniki określające intensywność krążenia materii w zbiorniku zaporowym w Pławniowicach*. Arch. Ochr. środow. 3-4, 163–182 (1977).
 - [57] Kostecki M.: *Jakość wody w niewielkich zbiornikach pochodzenia przemysłowego na terenie GOP-u*, Gosp. Wod. 10 4–7, (1974).
 - [58] Kowalczyńska-Madura K. R. Gołdyn: *Anthropogenic changes in water quality in the Swarzędzkie Lake (West Poland). Zmiany jakości wód Jeziora Swarzędzkiego (Polska Zachodnia) pod wpływem antropopresji*. - Limnol. Rev. vol. 6 s. 147–154 (2006).
 - [59] Krodziewska M., A. Michalik-Kucharz, M. Kostecki: *Przestrzenne zróżnicowanie składu poszczególnych dennych (Oligochaeta) w rekultywowanym zbiorniku Pławniowice (Górny łódzkie)*, Warsztaty bentologiczne – Bory Tucholskie, Sesja Posterowa, 12–14.05. 2009.
 - [60] Krodziewska M., M. Kostecki, A. Michalik-Kucharz: *Przestrzenne zróżnicowanie składu poszczególnych dennych (Oligochaeta) w rekultywowanym zbiorniku antropogenicznym Pławniowice (Górny łódzkie)*, Warsztaty bentologiczne, Sesja Posterowa – Zakopane 9–13.05. 2013..
 - [61] Kumar Arun: *Hypolimnetic Withdrawal for Lake Conservation*, Sengupta M. and Dalwani R. (Editors), Proceeding of Taal 2007: the 12th World Lake Conference: 812–818 (2008).
 - [62] Lange W.: (red) *Metody badań fizyczno-limnologicznych*, Wyd. UG Gdańsk, 175 (1993).
 - [63] Larson D.P., Mauleg K.W., W. Schultz, R.M. Brice: *Response of eutrophic Shagawa Lake, Minnesota, USA, to point – source phosphorus reduction*. Verh. Internat. Verein. Limnol. 19, 105 (1975).
 - [64] Leuven S. E. W., G. van der Velde, H. L. M. Kersten: *Interrelation between pH and other physico-chemical factors of Dutch soft water*. Arch. Hydrobiol. 126, 1, 27–51 (1992).
 - [65] Lityńska Z.: *Prognoza zamarzania Jeziora Mikołajskiego*, Prace PIHM, z 96, Warszawa (1965).
 - [66] Livingstone D. M., F. Schanz: *The effect of deep-water siphoning on small, shallow lake: A long-term case study*, Arch. Hydrobiol. 132 (1), 15–44 (1994).
 - [67] Lossow K., H. Gawrońska: *Ochrona zbiorników wodnych*, Przegląd Komunalny, 9, 92–106 (2000).
 - [68] Lossow K.: *Ochrona i rekultywacja jezior – teoria a praktyka. [Protection and recultivation of lakes – theory versus practice]* – XVII Zjazd PTH „Bioróżnorodność w środowisku wodnym”. – Idee Ekologiczne, seria Szkice 7, Wyd. SORUS, Poznań, 13, 55 (1998).

- [69] Lossow K., H. Gawrońska, R. Tandyrak: *Badania możliwości zastosowania popiołów lotnych do rekultywacji jezior*. Bad. Limnol., 1: 215–224 (1998).
- [70] Lossow K., R. Tandyrak: *Rekultywacja jeziora metodą inaktywacji fosforu*. Mat. XVII Zjazdu Hydrobiologów Polskich, Poznań 8–11 wrzesień, s. 22 (1996).
- [71] Lossow K.: *Metody rekultywacji ekosystemów wodnych*, Mat. Konf. Nauk. Problemy zagospodarowania, ochrony i rekultywacji antropogenicznych zbiorników wodnych, Zabrze – październik 1995.
- [72] Lossow K.: *Możliwości i uwarunkowania rekultywacji jezior w Polsce. [Possibilities and conditions for lakes reclamation in Poland]* – XVI Sympozium: „Problemy ochrony, zagospodarowania i rekultywacji antropogenicznych zbiorników wodnych”, Zabrze, 115–122 (1995).
- [73] Lossow K., H. Gawrońska: *Możliwości ograniczenia zawartości fosforu i azotu w wodach jezior sztucznie napowietrzanych*. Wyd. UAM, Seria: Biologia, 49, 195 – 206 (1992).
- [74] Lossow K.: *Sztuczne napowietrzanie jezior jako metoda rekultywacyjna*. Mat. I Konf. nauk.-techn. „Ochrona jezior ze szczególnym uwzględnieniem metod rekultywacji”. PZiTS Toruń, ss. 12 (1985).
- [75] Lossow K.: *Wpływ sztucznej destratyfikacji na układy fizyczno-chemiczne wód Jeziora Starodworskiego*. Zesz. Nauk. ART. Olszt., Ochrona i Rybactwo wodne, 11: 1–66 (1980).
- [76] Lossow K., H. Drozd, Cz. Mientki: *Termika i układy tlenowe w Jeziorze Długim, w Olsztynie*. Zesz. Nauk. ART Olsztyn, 9, 3, 15 (1979).
- [77] Lossow K.: *Metody ochrony i rekultywacji zbiorników wodnych*. Mat. Konf. Ochrona środowiska człowieka ze szczególnym uwzględnieniem rekreacji, PZiTS Toruń 147–160, (1972).
- [78] Machowski R.: *Przebieg zjawisk lodowych zbiornika Czechowice* [w:] Jankowski A.T., D. Absalon, R. Machowski, M. Ruman (red): *Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska*, Uniwersytet Łódzki – Wydział Nauk o Ziemi, Polskie Towarzystwo Geograficzne Oddział Katowicki, Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Gliwicach, Sosnowiec, 187–196, 2009.
- [79] MacDonald R. G. Lawrence, T. Murphy: *Operation and Evaluation of Hypolimnetic withdrawal in a Shallow Eutrophic Lake*, Lake and Reservoir Management, 20, 1, 39 – 53 (2004).
- [80] Marsden M.W.: *Lake restoration by reducing external phosphorus loading: the influence of sediment phosphorus release*. Freshwater Biology, 21, 139, (1989).
- [81] Matuszewicz J.: *Badania nad zlodzeniem jezior w Polsce*, Wiad. Słub. Hydrol. i Meteorol. T. II, z.1. Warszawa (1939).
- [82] Mastyski L. J.Z. Małecki, P. Sawczyn: *Koncepcja rekultywacji zbiornika zaporowego Pokrzywnica (Szale) w Kaliszu*. - Prz. Ryb. R. 31 nr 4 s. 26–34, (2006).
- [83] Mientki Cz., G. Wisniewski: *Characteristic of limnological seasons in restored Lake Kortowskie in years 1952–2002*, Limnological Review, 3, 159–164 (2003).
- [84] Mientki Cz., J. Dunalska: *Phosphorus balance at various water flows in a lake restored by hypolimnetic withdrawal*, Ecohydrology-hydrobiology, 4, 417–422 (2001).
- [85] Mientki Cz.: *Korzystne efekty prowadzonej metodą kortowskiej rekultywacji Jeziora Rudnickiego Wielkiego w Grudziądzu*, IV Krajowa Konferencja Nauk-Techn.: Ochrona jezior ze szczególnym uwzględnieniem metod rekultywacji, Przysiek, 123–130, 2000.
- [86] Mientki Cz., J. Dunalska: *Wpływ mieszania wiosennego na wybrane parametry fizykochemiczne wody Jeziora Kortowskiego w okresie stagnacji letniej. (Impact of the*

- spring turnover on the selected physico-chemical water parameters of Lake Kortowskie during the summer stagnation*), XVII Zjazd PTH, Poznań 1997.
- [87] Mientki Cz.: *Czy usuwanie hypolimnionu jest skuteczną metodą rekultywacji jezior* [Is hypolimnetic withdrawal an effective method of lakes restoration?] – XVI Symposium “Problemy ochrony, zagospodarowania i rekultywacji antropogenicznych zbiorników wodnych”, Zabrze, 123–132 (1995).
 - [88] Mientki Cz.: *Bilans związków fosforu i azotu w rekultywowanym jeziorze Jeziorze Rudnickim Wielkim w Grudziądzu* (Balance of phosphorus and nitrogen compounds in Rudnickie Wielkie Lake in Grudziądz restored by hypolimnetic withdrawal). Proc. of the Conference: “Ochrona jezior ze szczególnym uwzględnieniem metod rekultywacji”. Toruń, 29–46 (1993).
 - [89] Mientki Cz.: *Wpływ usuwania wód hypolimnionu na układy termiczne i tlenowe oraz zawartość związków azotu i fosforu w wodzie Jeziora Kortowskiego* [The effect of removing hypolimnion waters on thermal and oxygen conditions, and content of nitrogen and phosphorus in water of Lake Kortowskie, Acta Acad. Agricult. Tech. Olszt. Suppl. A 14, 1–53 (1986).
 - [90] Mientki Cz.: *Chemical properties of Kortowskie Lake waters after 18 years experiment on its restoration, Part I. Temperature and oxygen content of water*, Pol. Arch. Hydrobiol. 24 (1), 1–12 (1977).
 - [91] Mientki Cz.: *Chemical properties of Kortowskie Lake waters after 18 years experiment on its restoration, Part II. Dynamics of nitrogen compounds*, Pol. Archiw. Hydrobiol. 24 (1), 13–24 (1977).
 - [92] Mientki Cz.: *Chemical properties of Kortowskie Lake waters after 18 years experiment on its restoration, Part III. Dynamics of phosphorus compounds*, Pol. Archiw. Hydrobiol. 24 (1), 25–35 (1977).
 - [93] Molot L.A., P.J. Dillon, B.J. Clark, B.P. Neary: *Predicting end-of-summer oxygen profiles in stratified lakes*, Can. J. Fish. Aquat. Sci. 49, 2363 (1992).
 - [94] Murphy T.P., R. H. Macdonald, G.A. Lawrence, M. Mawhinney: *Chain Lake restoration by dredging and hypolimnetic withdrawal*. Aquatic Restoration in Canada, Edited by Y. Murphy and M. Munawar pp. 195–211, Ecovision World Monograph Series, Backhuys Publishers Leiden, The Netherlands (1999).
 - [95] Nurnberg G.: *Lake responses to long-term hypolimnetic withdrawal treatments*, Lake and Reservoir Management, 23, 4, 388–409 (2007).
 - [96] Nurnberg G.K.: *Quantifying anoxia in lakes*, Limnol. Oceanogr. 40, 1100 (1995).
 - [97] Nurnberg G.: *Phosphorus from Internal Sources in the Laurentian Great Lakes, and the Concept of Threshold External Load*, Journal of Great Lakes Research, 17, 1, 132–140 (1991).
 - [98] Nurnberg G. K.: *Hypolimnetic withdrawal as a lake restoration technique*, American Society of Civil Engineers, J. Environmental Engineering Division, 114, 1006–1017 (1987).
 - [99] Nurnberg G. K., R. Hartley, E. Davis: *Hypolimnetic withdrawal in two North American lakes with anoxic phosphorus release from the sediment*, Water Res. 21, 923–928 (1987).
 - [100] Olszewski P.: *Trofia i saprobia*, Zeszyty Nauk. WSR w Olsztynie, 1–10, 3, (1971).
 - [101] Olszewski P.: *Versuch einer Abteufung des hypolimnischen Wassers aus einem See: Ergebnisse des ersten Versuchsjares* (The attempted diversion of hypolimnetic water of a lake: Results of the first years of experiments), Ver. Internat. Verein. Limnolog. XIV, 855–861 (1961).
 - [102] Olszewski P.: *Usuwanie hypolimnionu jezior. Wyniki pierwszego roku eksperymentu na Jeziorze Kortowskim* [The removal of the lake hypolimnion. Result of the first year

- of an experiment on the Kortowskie Lake*]. Zesz. Nauk. WSR Olsztyn 9, 331–339 (1959).
- [103] Olszewski P.: *Stopnie nasilenia wpływu wiatru na jeziora*. Zesz. Nauk WSR Olsztyn 4, 1959.
- [104] Paślawski Z.: *Złodzenie jezior w Polsce*, Przegląd Geograficzny XXVII, z.1–2, Wydawnictwo Naukowe PAN, Warszawa, 97–92, 1982.
- [105] Patalas K.: *Stosunki termiczne i tlenowe oraz przezroczystość wody w 44 jeziorach okolic W gorzewa*, Roczniki. Nauk Rolniczych. T-77-B-1. 106 – 222 (1960).
- [106] Patalas K.: *Mieszanie wody jako czynnik określający intensywność krążenia materii w różnych morfologicznie jeziorach okolic W gorzewa*. Roczniki. Nauk Rolniczych. T-77-B-1. 223–242 (1960).
- [107] Paterson S. A.: *Lake restoration by sediment removal*, Journal of the American Water Resources Association, 18, 3, 432–436 (1982).
- [108] Piątek M., M. SolarSKI, M. Rzała, A. Pardela: *Przebieg zjawisk lodowych w wybranych antropogenicznych zbiornikach wodnych Wyżyny Katowickiej, Ice phenomena in chosen anthropogenic water reservoirs of Katowice Upland*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red) Woda w badaniach geograficznych, Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego Kielce, 243–252 (2010).
- [109] Premazzi G., A.C. Cardoso, E. Rodari, M. Austoni, G. Chiaudani: *Hypolimnetic withdrawal coupled with oxygenation as lake restoration measures: the successful case of Lake Varese (Italy)*, Limnetica, 24 (1-2): 123–132 (2005).
- [110] Premazzi G., G. Chiaudani, A. Pereira, C. Cigaina, F. Bardini, B. Milese, E. Rodari, G. Rossi: *Lago di Varese: Condizioni ambientali e soluzioni per il risanamento*. EUR Report 16133 IT. Luxemburg, Office Publication of European Communities, ISBN 92-826-8283-8. (1995).
- [111] Premazzi G.: *Il risanamento del Lago di Verse: questi I risultati*. Convegno Provincia Varese, 19, Aprile (2002).
- [112] Psenner R.: *Long-term changes in the chemical composition of a meromictic lake after hypolimnion withdrawal*, Verh. Internat. Verein. Limnol. 23, 516–533 (1988).
- [113] Ripl, W. & Wolter, K.-D.: *The assault on the quality and value of lakes*. In: O'Sullivan, P.E. & Reynolds, C.S. (eds.): The Lakes Handbook. Volume 2. Part I - General Issues. Chapter 2. Blackwell, Oxford: 25–61 (2005).
- [114] Ripl, W. & Wolter, K.-D. (2002): Chapter 11: *Ecosystem function and degradation*. In: P.J. le B. Williams, D.R. Thomas & C.S. Reynolds (eds.): Phytoplankton productivity. Carbon assimilation in marine and freshwater ecosystems. Blackwell, Oxford: 291–317 (2002).
- [115] Ripl, W.: *Management of water cycle and energy flow for ecosystem control: the energy-transport-reaction (ETR) model*. Ecolog. Modelling 78: 61–76 (1995).
- [116] Ripl, W.: *Sediment treatment*. In: M. EiseltoVá (ed.): *Restoration of lake ecosystems - a holistic approach*. International Water flow and Wetlands Research Bureau, Slimbridge. IWRB Publication 32: 75–81 (1994).
- [117] Ripl, W.: *Oxidation of lake sediments with nitrate - A restoration method for former recipients*.- Institute of Limnology, University of Lund. ISSN 0348-0798. 151 pp. (1989).
- [118] Ripl W.: *Lake restoration methods developed and used in Sweden; In Restoration of lakes and inland waters, Intern. Symp. Of Inland Water and Lake Restoration, September 8-12, Portland, Maine*, 495–500 (1980).
- [119] Ripl, W.: *Biochemical oxidation of polluted lake sediment with nitrate. A new restoration method*. Ambio 5, 312–335 (1976).

- [120] Rossi G., G. Premazzi: *Delay in lake recovery caused by internal loading*, Water Research, 25 (8), 567– 575 (1991).
- [121] Ruman M., M. Rzała: *Zródnicowanie pokrywy lodowej zbiorników zaporowych Turawa i Kozłowa Góra w latach hydrologicznych 1975 – 1996*. (w) A.T. Jankowski, M. Rzała (red), Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze. Wydawnictwo Wyd. Nauk o Ziemi U , Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Oddział Katowicki PTG, Sosnowiec, 189– 196 (2005).
- [122] Rzała M.: *Procesy brzegowe i osady dennie wybranych zbiorników wodnych w warunkach zródnicowanej antropopresji (na przykładzie Wyżyny Śląskiej i jej obrzeży)*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice s. 147 (2003).
- [123] Seip K. L., H. Sas, S. Vermij: *Changes in Secchi disk depth with eutrophication*, Arch. Hydrobiol. 124, 2, 149-165 (1992).
- [124] Siuda W.: *Enzymatyczna regeneracja ortofosforanu w wodach jezior*, Post. Mikrobiol. 40, 2, 187 – 217, 2001.
- [125] Skalska T.: *Zbiorniki glonów w nowo powstałym zbiorniku Pławniowice Duże (GOP)*, Acta Biologia Katowice, T.6 98– 123 (1979).
- [126] Skowron R., W. Szczepanik: *Zródnicowanie przestrzenne i tendencje zmian przebiegu zjawisk lodowych w jeziorach Polski Północnej*. [w] Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior i mokradeł w Polsce. Wyd. UMK Toru (1988).
- [127] Solarski M., A. Pardela: *Przebieg zjawisk lodowych w zbiorniku wodnym w niecce osiadania w sezonie zimowym 2008/2009, Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i z urbanizowanych*, 42, 70– 79 (2010).
- [128] Strugała B.: *Zródnicowanie pokrywy lodowej wybranych zbiorników wodnych w województwach w 2006 roku*. (w) R. Machowski, M. Ruman (red), Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko, Studenckie Koło Naukowe Geografów U , Wydawnictwo Wyd. Nauk o Ziemi U , Sosnowiec, 7, 98– 101 (2006).
- [129] Suschka J.: *Surface water and sediment contamination in an old industrial region of Poland – two critical examples*, Prace IETU – Katowice, 1996.
- [130] Suschka J.: *Zbiorniki wodne pod wpływem działania człowieka*, Mat. XVI Symp. IAWQ, Instytut Podstaw Inżynierii Środowiska PAN, Zabrze, 15–31, 1995.
- [131] Suschka J., U. Zielonka: *The contamination of the environment with heavy metals in Poland*, Prace IETU – Katowice, 1995.
- [132] Thaler B., D. Tait: *Restoration of a small meromictic lake: Effect on water chemistry and stratification*, Limnologica 25 (3-4), 193–210 (1995).
- [133] Thomas E.A.: *Über Massnahmen gegen die Eutrophierung unserer Seen und zur Förderung ihrer biologischen Produktionskraft*. Schweiz. Fisch. Zeit. 7/8, 7, 108, (1944).
- [134] Vollenweider R.A.: *Scientific Fundamentals of the Eutrophication of Lakes and Flowing Waters, with Particular Reference to Nitrogen and Phosphorus as Factor in Eutrophication*. Water Management Research, OECD – DSA, Paris 1968.
- [135] Vollenweider R.A.: *Input-outputs models with special reference to the phosphorus loading concept In limnology*. Schweiz. Z. Hydrol. 37, 53, 1975.
- [136] Vollenweider R.A.: *Advances in defining critical loading level for phosphorus in lake eutrophication*. Mem. Inst. Ital. Idrobiol. 33, 53, 1976.
- [137] Widuto J.: *Zmiany w zespole skorupiaków planktonowych jako wskaźnik cofania się eutrofizacji Jeziora Kortowskiego*, Archiwum Ochrony Środowiska, 2, 187–201 (1976).
- [138] Wisniewski G., Cz. Mientki: *Thermal properties of Lake Kortowskie restored in 1952–2002 by the method of hypolimnetic withdrawal*, Limnological Review, 3, 269–276 (2003).

- [139] Wojtczak H.: *Warunki termiczno-tlenowe w rekultywowanym Jeziorze Rudnickim Wielkim w Grudzi dzu w latach 1983 – 1991. (The thermal and oxygen conditions in the recultivated Lake Rudnickie Wielkie in years 1983 – 1991).* Mat. Konf. Nauk. “Ochrona Jezior ze szczególnym uwzgl dnieniem metod rekultywacji”, pp. 75–89, 1983.
- [140] Wolter K.D., W. Ripl: *Successful restoration of Lake Gross-Glienicker (Berlin, Brandenburg) with combined iron treatment and hypolimnetic aeration*, Systeminstitut Aqua-Terra, pp. 1–13. (2013).
- [141] .Wolter. K.-D.: *Phosphorus precipitation*. In: M. Eiseltoová (ed.): *Restoration of lake ecosystems - a holistic approach*. International Water flow and Wetlands Research Bureau, Slimbridge. IWRB Publication 32: 63–68 (1994).
- [142] Wrona A.: *O potrzebie ochrony zbiorników wodnych pochodzenia antropogenicznego, poło onych w zachodniej cz ci GOP*, Aura, 12, 13–15 (1976).
- [143] Zalewski M., I. Wagner: *Temperature and nutrient dynamics in eutrophic freshwater ecosystems*, Geographia Polonica, 71, 79–91 (1998).

Od Autora

Pozwalam sobie zamieścić poniższe podziękowania.

Z całego serca dziękuję za wieloletnią przyjaźń, współpracę, życzliwość i pomoc, dyrektor naszego Instytutu, Pani prof. dr hab. inż. Czesławie Rosik-Dulewskiej, która stworzyła mi warunki i atmosferę do moich badań.

Dziękuję serdecznie moim Przyjaciółom, Koleżankom i Kolegom z Zakładu Ochrony Wód i Gospodarki Wodami Instytutu Podstaw Inżynierii Rodowiska PAN w Zabrze, w szczególności ci mgr inż. Krystynie Janta-Koszuta, mgr inż. Eligiuszowi Kowalskiemu, prof. dr hab. inż. Jerzemu Mazierskiemu, prof. dr hab. inż. Janowi Suszce. Przez kilkadziesiąt lat mojego życia zawodowego wspierali mnie. Oni wiedzą, jak bardzo związany byłem emocjonalnie z jeziorem Pławniowickim, jak bardzo zależało mi na doprowadzeniu do jego rekultywacji.

„Rur Olszewskiego” po raz pierwszy zobaczyłem w czerwcu 1964 roku na jeziorze Kortowskim. Kiedy zrozumiałem jej genialność w swojej prostocie zasad działania postanowiłem, że kiedy doprowadzę do jej zainstalowania na miejscu. Po 35 latach pracy, w grudniu 2003 roku, dzięki przychylności Władz Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Rodowiska i Gospodarki Wodnej w Katowicach „rur prof. Przemysława Olszewskiego”, który był opiekunem mojej pracy magisterskiej w Wyższej Szkole Rolniczej, w Olsztynie, uruchomiłem w antropogenicznym zbiorniku wodnym Pławniowice.

Dlatego bardzo dziękuję za wieloletnią przyjaźń, życzliwość i pomoc prof. dr hab. inż. Konstantemu Lossowowi, prof. dr hab. inż. Czesławowi Mientkiemu, prof. dr hab. inż. Julicie Dunalskiej, prof. dr hab. inż. Helenie Drożdż-Gawrońskiej z Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego w Olsztynie, którego tradycję dobrej pracy starałem się kultywować.

Niniejszą pracę dedykuję moim Rodzicom oraz Córkom, Annie i Katarzynie!

Maciej Kostecki