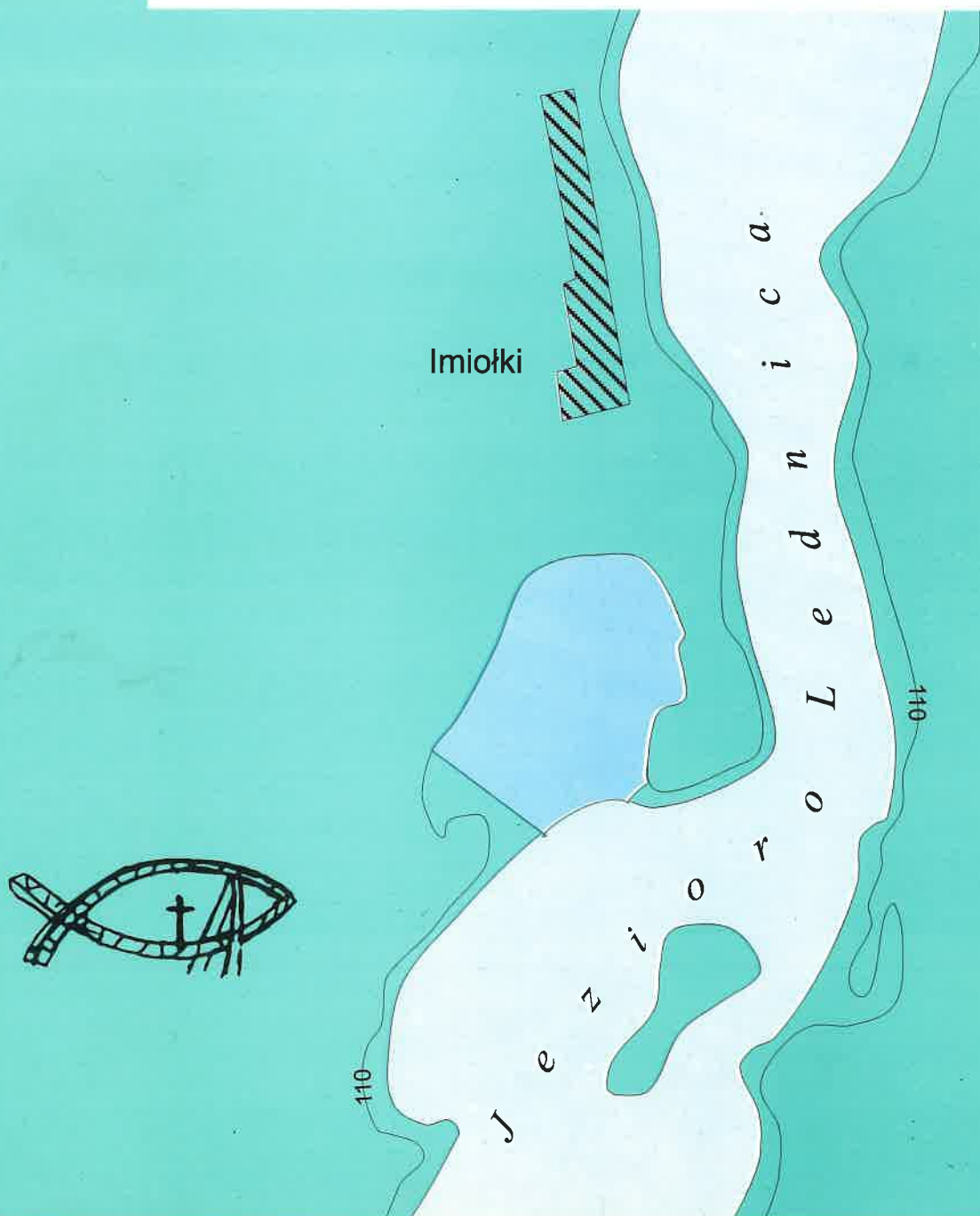


BIBLIOTEKA STUDIÓW LEDNICKICH  
TOM IV

PALEOEKOLOGICZNE STUDIUM  
późnoglacialnych osadów  
jeziora Lednica w Imiołkach

LEDNICKI PARK KRAJOBRAZOWY



**Paleoekologiczne studium  
późnoglacialnych osadów  
Jeziora Lednica w Imiołkach  
(Lednicki Park Krajobrazowy)**



BIBLIOTEKA STUDIÓW LEDNICKICH  
TOM IV

Paleoekologiczne studium  
późnoglacialnych osadów  
Jeziora Lednica w Imiołkach  
(Lednicki Park Krajobrazowy)

Palaeoecological studies of Late Glacial sediments  
of Lake Lednica at Imiołki  
(Lednicki Landscape Park)

Praca zbiorowa pod redakcją Kazimierza Tobolskiego

By a group of authors. Editor Kazimierz Tobolski

Wydawnictwo

**hominini**

Bydgoszcz 1998

Copyright © by Kazimierz Tobolski  
Copyright © by Wydawnictwo *Homini* 1998  
Znak Wydawnictwa Copyright © by Anna Tronowska 1996

Redakcja: Kazimierz Tobolski  
Redakcja techniczna: Grzegorz Kowalewski  
Korekta: zespół  
Skład: Grzegorz Kowalewski

*Niniejsza publikacja jest dotowana przez  
Muzeum Pierwszych Piastów na Lednicy  
oraz  
Instytut Geologii PAN*

Wydawnictwo *Homini*  
ul. K. K. Baczyńskiego 16/75, 85-812 Bydgoszcz  
tel./fax: (#52) 3613791,  
e-mail: [homini@homini.com.pl](mailto:homini@homini.com.pl)  
<http://www.homini.com.pl>

Druk:  
aRTIdRUK, ul. Felicjanek 14, 31-104 Kraków

ISBN 83-87933-00-7

## Spis treści

|  |    |
|--|----|
| KAZIMIERZ TOBOLSKI   |    |
| Wstęp .....  | 9  |
| KAZIMIERZ TOBOLSKI   |    |
| 1. Znaczenie zbadanego obiektu dla paleoekologii i ochrony przyrody .....        | 11 |
| Summary .....  | 13 |
| KAZIMIERZ TOBOLSKI   |    |
| 2. Lokalizacja obiektu i wachlarz wykonanych badań .....                         | 15 |
| 2.1. Lokalizacja .....   | 15 |
| 2.2. Wykaz badań .....   | 16 |
| Summary .....  | 16 |
| ALEKSANDRA GŁUSZAK   |    |
| 3. Prace wiertnicze i ukształtowanie dna zbiornika .....                         | 17 |
| 3.1. Prezentacja wierceń .....   | 17 |
| 3.2. Ukształtowanie powierzchni oraz dna zbiornika .....                         | 17 |
| Summary .....  | 19 |
| KAZIMIERZ TOBOLSKI, LUCYNA KUBIAK-MARTENS  |    |
| 4. Charakterystyka osadów zbiornika .....  | 27 |
| 4.1. Układ warstw w zbadanych stanowiskach .....                                 | 27 |
| 4.2. Rozmieszczenie osadów wypełniających zbiornik .....                         | 28 |
| 4.2.1. Charakterystyka osadów limnicznych .....                                  | 28 |
| 4.2.2. Rozmieszczenie torfów .....   | 30 |
| Summary .....  | 31 |
| KAZIMIERZ TOBOLSKI, ALEKSANDRA GŁUSZAK, THOMAS LITT                              |    |
| 5. Analiza pyłkowa .....   | 33 |
| 5.1. Metodyka badań .....  | 33 |
| 5.2. Lokalne poziomy pyłkowe .....   | 33 |
| 5.2.1. Granice L PAZ .....   | 33 |
| 5.2.2. Opis lokalnych poziomów pyłkowych .....                                   | 35 |
| 5.3. Korelacja L PAZ ze schematem stratygraficznym .....                         | 41 |
| Summary .....  | 42 |
| LUCYNA KUBIAK-MARTENS  |    |
| 6. Makroszczałki roślinne .....  | 43 |
| 6.1. Metodyka badań .....  | 43 |
| 6.2. Lokalne poziomy makroszczałków .....  | 43 |
| 6.3. Bioindykacyjna wymowa makroflory w późnoglacialnej sukcesji roślinnej ..... | 46 |
| Summary .....  | 50 |
| ILONA POLCYN   |    |
| 7. Kopalne wioślarki ( <i>Cladocera</i> ) .....                                  | 51 |
| 7.1. Metodyka .....  | 51 |
| 7.2. Wyniki analizy: fazy rozwoju zespołów <i>Cladocera</i> .....                | 51 |
| 7.3. Wnioski .....   | 52 |
| Summary .....  | 54 |

|   |    |
|---|----|
| GOEFFREY LEMDHAL  |    |
| 8. Późnoglacialne poziomy owadów ze stanowiska w Imiołkach nad jeziorem Lednica w Wielkopolsce .... | 55 |
| 8.1. Wstęp .....  | 55 |
| 8.2. Metody .....   | 55 |
| 8.3. Wyniki .....   | 56 |
| 8.4. Dyskusja .....   | 57 |
| Summary .....   | 57 |
| DAN HAMMARLUND  |    |
| 9. Trwałe izotopy .....   | 61 |
| 9.1. Wstęp .....  | 61 |
| 9.2. Metody .....   | 61 |
| 9.3. Chronostratygrafia .....   | 62 |
| 9.4. Stratygrafia izotopowa i jej interpretacja .....   | 62 |
| 9.5. Dyskusja wyników .....   | 65 |
| 9.5.1. Izotopy węgla .....  | 65 |
| 9.5.2. Izotopy tlenu .....  | 66 |
| 9.6. Wnioski .....  | 67 |
| Summary .....   | 68 |
| KAZIMIERZ TOBOLSKI  |    |
| 10. Późnoglacialna historia zbiornika w Imiołkach .....   | 69 |
| 10.1. Podstawy biostratygrafii i chronologii .....  | 69 |
| 10.1.1. Palinostratygrafia .....  | 69 |
| 10.1.2. Znaczenie biostratygraficzne L MAZ .....  | 69 |
| 10.1.3. Synchronizacja pozostałych rezultatów analiz .....  | 71 |
| 10.1.4. Problem chronostratygrafii późnego glaciału .....   | 72 |
| 10.2. Dynamika późnoglacialnego zbiornika akumulacji biogenicznej .....                             | 73 |
| 10.2.1. Chronologia ważniejszych zdarzeń .....  | 73 |
| 10.2.2. Tabela syntetyczna .....  | 74 |
| Summary .....   | 76 |
| Literatura .....  | 77 |

## Contents

|   |    |
|---|----|
| KAZIMIERZ TOBOLSKI  |    |
| Introduction .....  | 9  |
| KAZIMIERZ TOBOLSKI  |    |
| 1. Significance of the study area for palaeoecology and nature protection ..... | 11 |
| Summary .....   | 13 |
| KAZIMIERZ TOBOLSKI  |    |
| 2. Location and range of investigation methods .....                            | 15 |
| 2.1. Location .....   | 15 |
| 2.2. Methods of investigation .....   | 16 |
| Summary .....   | 16 |
| ALEKSANDRA GŁUSZAK  |    |
| 3. Sediment sampling and configuration of the basin bottom .....                | 17 |
| 3.1. Presentation of coring methods .....                                       | 17 |
| 3.2. Configuration of the surface and bottom of the basin .....                 | 17 |
| Summary .....   | 19 |
| KAZIMIERZ TOBOLSKI, LUCYNA KUBIAK-MARTENS                                       |    |
| 4. Characterization of the basin sediments .....                                | 27 |
| 4.1. Lithology in investigated places .....                                     | 27 |
| 4.2. Distribution of the sediments filling the basin .....                      | 28 |
| 4.2.1. Description of the limnic sediments .....                                | 28 |
| 4.2.2. Description of the peat sediments .....                                  | 30 |
| Summary .....   | 31 |
| KAZIMIERZ TOBOLSKI, ALEKSANDRA GŁUSZAK, THOMAS LITT                             |    |
| 5. Pollen analysis .....  | 33 |
| 5.1. Methods .....  | 33 |
| 5.2. Local pollen assemblage zones (L PAZ) .....                                | 33 |
| 5.2.1. Limits of L PAZ .....  | 33 |
| 5.2.2. Descriptions of L PAZ .....  | 35 |
| 5.3. Correlation of L PAZ with stratigraphic units .....                        | 41 |
| Summary .....   | 42 |
| LUCYNA KUBIAK-MARTENS   |    |
| 6. Plant macrofossils .....   | 43 |
| 6.1. Methods .....  | 43 |
| 6.2. Local macrofossils assemblage zones (L MAZ) .....                          | 43 |
| 6.3. Stages of late-glacial plant succession indicated by macroflora .....      | 46 |
| Summary .....   | 50 |
| ILONA POLCYN  |    |
| 7. Subfossil <i>Cladocera</i> .....   | 51 |
| 7.1. Methods .....  | 51 |
| 7.2. Results of the study - phases of developing Cladoceran assemblages .....   | 51 |
| 7.3. Conclusion .....   | 52 |
| Summary .....   | 54 |



|   |    |
|---|----|
| GEOFFREY LEMDHAL  |    |
| 8. Late Glacial insect assemblages .....                              | 55 |
| 8.1. Introduction and methods .....                                   | 55 |
| 8.2. Metody .....   | 55 |
| 8.3. Results .....  | 56 |
| 8.4. Discussion .....   | 57 |
| Summary .....   | 57 |
| DAN HAMMARLUND  |    |
| 9. Stable isotopes .....  | 61 |
| 9.1. Introduction .....   | 61 |
| 9.2. Methods .....  | 61 |
| 9.3. Chronostratigraphy .....   | 62 |
| 9.4. Description and interpretation of the isotope stratigraphy ..... | 62 |
| 9.5. Discussion of the results .....                                  | 65 |
| 9.5.1. Carbon isotopes .....  | 65 |
| 9.5.2. Oxygen isotopes .....  | 66 |
| 9.6. Conclusions .....  | 67 |
| Summary .....   | 68 |
| KAZIMIERZ TOBOLSKI  |    |
| 10. Late Glacial history of the Imiołki basin .....                   | 69 |
| 10.1. Biostratigraphic basis and chronology .....                     | 69 |
| 10.1.1. Palinostratygraphy .....                                      | 69 |
| 10.1.2. Biostratigraphic significance of L. MAZ .....                 | 69 |
| 10.1.3. Synchronization of remaining analysis results .....           | 71 |
| 10.1.4. Problem chronostratygrafii późnego glaciału .....             | 72 |
| 10.2. Dynamics of the Late Glacial biogenic accumulation basin .....  | 73 |
| 10.2.1. Chronology of important events .....                          | 73 |
| 10.2.2. A synoptical table .....                                      | 74 |
| Summary .....   | 76 |
| References .....  | 77 |

## Wstęp

Czwarty tom „Biblioteki Studiów Lednickich” zawiera artykuły z ważniejszymi rezultatami badań późnoglacialnych osadów limnicznych i telmatycznych (jeziornych i bagiennych), uformowanych w czasie od około 14 tysięcy lat do około 9 tysięcy lat temu. Osady te występują w ciekawym – z punktu widzenia genezy oraz usytuowania – miejscu przylegającym bezpośrednio do północno-zachodniego brzegu jeziora Lednica. Wypełniają kilkuhektarowej wielkości zbiornik akumulacji biogenicznej, którego duży fragment był do niedawna użytkowany jako kośna łąka. Niemal identycznego wieku osady pochodzenia jeziornego, także powstałe we wczesnej fazie późnego glacjału, stwierdzono w pobliskim litoralu jeziora Lednica.

Nasze badania odsłoniły liczne fakty o najwcześniejszym etapie formowania się ekosystemów jeziornych w środkowej Wielkopolsce. Pozwalają także w nowym świetle widzieć najdawniejsze dzieje jeziora Lednica, którego początek sięga najstarszego dryasu (Tobolski, Litt 1994). Inicjalny etap rozwoju ówczesnego jeziora Lednica nastąpił bowiem w czasach, kiedy jego obrzeża były objęte roślinnością tundrową, stanowiącą zasadniczą formację roślinną kurczącej się stopniowo strefy peryglacialnej. Często obecność w opisywanych osadach roślin tundrowych oraz z późniejszych lasów borealnych nadaje tym utworom rangę ważnych znalezisk z zakresu biogeografii i geologii postglacjału.

Możliwość wielostronnego zbadania tych utworów geologicznych, wypełniających kopalny zbiornik w Imiołkach, dało nam wiele satysfakcji. W szczególności sposób należy podkreślić nasze usatysfakcjonowanie od strony dydaktycznej, ponieważ w pracach terenowych i laboratoryjnych uczestniczyli młodzi, zdolni naukowcy o interdyscyplinarnych zainteresowaniach, którzy wraz z grupą studentów, głównie dyplomantów Zakładu Paleoeologii Czwartorzędu Uniwersytetu A. Mickiewicza w Poznaniu, ucząc się, wykonali wiele ważnych zadań.

Osoby uczestniczące w badaniach traktowały ten zagadkowy zbiornik akumulacji biogenicznej jako atrakcyjny obiekt studiów paleoekologicznych oraz ważny poligon dydaktyczny. Wspólna praca umożliwiała opanowanie metod badań terenowych a wydobyte osady stwarzały wiele okazji do zgłębiania tajników laboratoryjnych technik. Wspólne badania uświadamiały też konieczność podejmowania rzetelnej współpracy, tak przecież niezbędnej dla realizacji każdej tematyki o treściach interdyscyplinarnych. Walory tego obiektu przyciągały także młodzież z zagranicy. Wymownym dowodem zainteresowań zagranicznych gości były autorskie opracowania oraz umiejscowienie tego obiektu w programach terenowych zajęć dydaktycznych z zakresu paleoeologii i historycznej geografii roślin, prowadzonych w latach 1991-1995 dla kilku grup studentów i doktorantów z niemieckich i szwedzkich uniwersytetów. W głównej mierze te zajęcia terenowe zainteresowały i zachęciły do podjęcia badań dwóch pracowników z Uniwersytetu w Lund. Dr D. Hammerlund włączył opracowane przez siebie materiały (rozdział 9) z omawianego stanowiska do rozprawy doktorskiej, poświęconej zagadnieniom związanym z obecnością trwałych izotopów tlenu i węgla. Natomiast dr G. Lemdahl wykonał analizy kopalnej entomofauny (rozdział 8). Wcześniej, już od roku 1987, na tym obiekcie uczestniczyli w pracach terenowych dr. O. Hilbig oraz prof. dr T. Litt (por. rozdział 4), wówczas z Halle. Kontakty z tym obiektem zaowocowały też rozprawą dyplomową, wieńczącą indywidualny tok studiów mgr A. Głuszak z UAM (autorki rozdziału 3 i współautorki rozdziału 4) oraz kilkoma opracowaniami seminaryjnymi wykonanymi zgodnie z programem studium doktoranckiego mgr L. Kubiak-Martens.

Duża wartość naukowa tego obiektu już od wielu lat napawa troską o jego ochronę. Niestety, dotąd nie udało się zrealizować wiele razy postulowanego wniosku o nadanie temu zbiornikowi rangi stanowiska dokumentacyjnego przyrody nieożywionej<sup>1</sup>.

Kazimierz Tobolski

<sup>1</sup>Taką możliwość stwarza art. 29 obowiązującej Ustawy o ochronie przyrody z dnia 16.X.1991

## Introduction

The fourth volume of the „Library of Studies on Lednica" contains articles of more important results of research of Late Glacial limnic and telmatic (lake and marsh) sediments, formed during the time of approximately 14 thousand to approximately 9 thousand years ago. These sediments occur in an interesting - from the point of view of their origin and situation - place directly adjacent to the north-western shore of Lake Lednica. They fill a reservoir of several hectares of biogenic accumulation whose greater area was in recent use as a meadow for mowing. Sediments of almost identical age and lake origin, also formed in the early phase of the Late Glacial, were identified in the nearby littoral Lake Lednica.

Our research uncovered numerous facts about the earliest phase of formation of lake ecosystems in central Wielkopolska (Great Poland). They also allow one to see in a new light the oldest history of Lake Lednica, whose origins reach the Pre-Bölling period (Tobolski, Litt 1994). It occurs that the initial phase of development of contemporary Lake Lednica took place in times when its shoreline was covered by tundra vegetation, that formed the essential plant cover of the gradually shrinking periglacial sphere. The presence of tundra vegetation in the described sediments and in later existing Boreal forests gives these formations the rank of important findings within the sphere of the biogeography and geology of the Post-glacial.

The potential for conducting complex research on these geological formations filling this long-existent reservoir of biological accumulations provided much satisfaction, particularly as regards our didactic endeavors. Our field and laboratory work included young, talented researchers with interdisciplinary interests, who, together with a group of students, mainly graduate students of the Palaeocology Laboratory, Quaternary Research Institute, Adam Mickiewicz University of Poznań, in the course of their studies, performed many important assignments.

The persons participating in this work, considered this interesting reservoir of biogenic accumulation as an attractive object of palaeocological studies as well as an important didactic training ground. Common endeavors allowed for the acquisition of field research methodology and the sediments obtained provided many occasions for deepening the grasp of secrets of laboratory techniques. Common research efforts demonstrated the necessity of undertaking effective cooperation so necessary in the realization of every interdisciplinary theme. The advantages of this particular site was attractive to youth from abroad, as well. Expressive proof of this interest shown by our foreign guests were the works authored and the use of this site in field studies of didactic programs in palaeoecology and historical geography of plants conducted in 1991-1995 for several students and doctoral student groups from German and Swedish universities. Primarily, these field studies were of interest to two researchers from the University of Lund who decided to conduct research on their basis. Dr. D. Hammerlund included materials he had compiled from this site in his doctoral thesis (Chapter 9), dedicated to the question connected with the presence of stable isotopes of oxygen and carbon. Dr. G. Lemdahl, on the other hand, performed fossil analysis of entomofauna (Chapter 8). Earlier, already in 1987, dr. O. Hilbig and prof. dr. T. Litt (compare Chapter 4), at that time from Halle, had participated in field studies on this site. Contacts with this site resulted in a doctoral thesis work, crowning the independent course of studies of mgr A. Głuszek of the UAM (author of Chapter 3) including several seminar papers written according to the doctoral program of studies of mgr L. Kubiak-Martens.

The great research value of this site has for many years been the basis of interest in its care and conservation. Unfortunately, to the present, it has not been possible to ratify the oft postulated motions of granting this reservoir the rank of a site documenting fossil nature forms<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Such a possibility exists under art. 29 of the current statute on the protection of the natural environment from 16.X.1991.

## 1. Znaczenie zbadanego obiektu dla paleoekologii i ochrony przyrody

Panuje dość powszechne przekonanie o allerödskim wieku jezior wypełniających rynny glacialne w Wielkopolsce. Początek tych jezior miał być związany z wytopieniem brył martwego lodu, który powinien zalegać w wyżłobieniach rynnokształtnych form. Taki pogląd, głoszony w różnych wersjach od przeszło trzydziestu lat, znajdował wielu zwolenników i naśladowców. Także jezioro Lednica miało podlegać takim zdarzeniom pomimo, że zarówno ten akwen jak i wiele innych jezior nie posiada żadnego wiarygodnego udokumentowania sugerowanego wieku, poza złudnym faktem ich lokalizacji w obrębie rynien glacialnych.

Jednak nie wszystkie jeziora rynnowe Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej mieszczą się w tym morfogenetycznym schemacie. Niektóre z nich istniały już około 2-3 tysiące lat przed allerödem. Także liczne małe, kopalne rynnokształtne zbiorniki jeziorne są wieku przedallerödskiego. O tak wczesnym wieku ich powstawania świadczą odkrywane coraz częściej peryglacialne flory tundrowe, tzw. flory dryasowe, deponowane w osadach limnicznych (Tobolski 1993, Tobolski, Litt 1994).

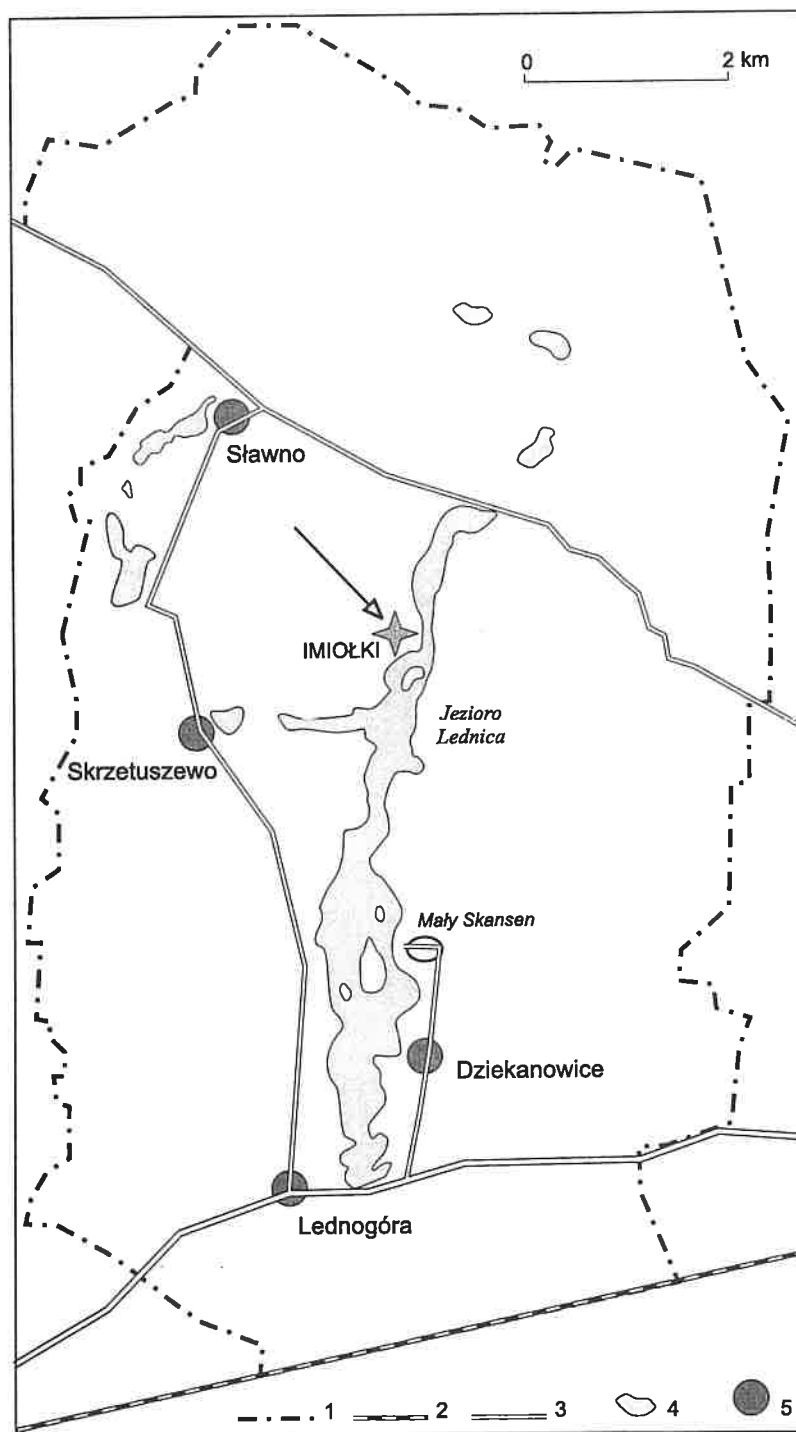
Stanowiska z przedallerödskimi osadami uformowanymi w stagnujących zbiornikach wodnych stwierdzono w ostatnich latach w rejonie jeziora Lednica a także w misie tego jeziora (Litt 1988, Makohonienko, Tobolski 1991). Większość stanowisk z florami dryasowymi ujawniono podczas prac inwentaryzujących zasoby przyrodnicze Lednickiego Parku Krajobrazowego, niektóre zaś informacje dostarczyli gleboznawcy kartujący gleby tego Parku. Gromadzono też od kilku lat rejestr siedlisk i biotopów, w którym ze szczególną uwagą notowano budowę geologiczną bardzo słabo do tej pory poznanych mokradeł oraz różnorodnych zbiorników akumulacji biogenicznej. Ważną pozycję w ich opisie stanowiła dokumentacja geologiczna, zwłaszcza rozmieszczenie i zróżnicowanie osadów biogenicznych. W rezultacie tych prac wzbogacono listę stanowisk flor tundrowych (Kubiak, Polcyn 1991) i nagromadzono sporo nowych informacji o genezie zbiorników wodnych a przy okazji poznano także zasobne źródła wzbogacające wiedzę o stratygrafii, paleogeografii i paleoekologii późnego glacjału (Tobolski 1991). Posiadane materiały mogą być przydatne przy wytyczeniu szlaków migracyjnych komponentów roślinnych oraz powinny ułatwić zrozumienie mechanizmów formujących inicjalne postacie późnoglacialnych ekosystemów wodnych oraz terestrycznych.

Pośród kilkunastu stanowisk z flora dryasową, dotąd ujawnionych na terenie Lednickiego Parku Krajobrazowego, na baczność uwagę zasługuje obszar położony przy północno-zachodnim brzegu jeziora Lednica koło osady Imiołki (ryc. 1.1). W wielu miejscach rozległego i dość płaskiego obszaru łąki, od strony północnej przylegającej niemal do zabudowań gospodarstwa rolnego w Imiołkach oraz w litoralu przyległej do łąki części jeziora Lednica występują przedallerödskie składniki florystyczne. Ich pochodzenie ma ścisły związek ze środowiskiem tundry, która na tym terenie pojawiła się prawdopodobnie tuż po recesji ostatniego lądolodu. Należy podkreślić, że obraz tej tundry, utrwalony pod postacią roślinnych znalezisk mikroskopowych (sporomorf) i makroskopowych, nie przedstawia stanu jednego tylko epizodu takiej roślinności. Zachowały się różne postacie tej formacji roślinnej od tundry zielonej, poprzez tundry krzewinkowe i krzewiaste, aż do występowania późnoglacialnej pokrywy leśnej. Kolejną osobliwością opisanego stanowiska są czytelne ślady inicjalnych lasów. Pierwsza pokrywa leśna pojawiła się tutaj nie podczas allerödu, lecz już na początku wcześniejszej fazy późnoglacialnego ocieplenia – w böllingu<sup>2</sup>.

Znaleziska poszczególnych tundrowych elementów florystycznych posiadają dużą wartość diagnostyczną, możliwą do wykorzystania w stratygrafii i paleogeografii, ponieważ reprezentują specyficzną pod względem ekologicznym i geograficznym grupę roślin, wyróżniającą się dużą wymową bioindykacyjną. Na szczególne podkreślenie zasługuje fakt depozycji tych lądowych roślin w osadach limnicznych. Dzięki temu nie tylko informują o wieku formowania interesujących nas osadów, lecz także precyzyjnie potrafią określić warunki, jakie panowały podczas egzystencji ówczesnych zbiorników wodnych. Obok terestrycznych składników florystycznych osady jeziorne zawierają też ważne w analizach geobotanicznych rośliny wodne i bagienne, zarastające akweny w czasie, gdy deponowane były w nich szczątki roślin tundrowych.

Należy także uwypuklić znaczenie lokalizacji flory dryasowej w Imiołkach z punktu widzenia problematyki geomorfologiczno-geologicznej otoczenia jeziora Lednica oraz pod względem ochrony przyrody. Ten obszar nie posiada

<sup>2</sup>Bölling z allerödem jest obecnie łączony w jeden wspólny kompleks interstadialny bölling-alleröd



Ryc. 1.1. Usytuowanie zbiornika akumulacji biogenicznej „Imiołki” na terenie Lednickiego Parku Krajobrazowego; 1 - granica LPK, 2 - linia kolejowa, 3 - ważniejsze szosy, 4 - jeziora, 5 - ważniejsze wsie.

Fig. 1.1. The location of the biogenic accumulation basin „Imiołki” within the Lednica Landscape Park; 1 - inner boundaries of the LLP, 2 - rail line, 3 - main roads, 4 - lakes, 5 - main villages.

wyczerpujących opracowań geologicznych ani też geomorfologicznych stąd ogólnikowość wielu określeń oraz ujęć morfogenetycznych. Na przykład geneza terenów Lednickiego Parku Krajobrazowego jest objaśniana w dwojaki sposób, bądź jako rezultat deglacji frontальной bądź też arealnej (Kowalewski, Wiśniewski 1994), czego konsekwencją jest rozbieżność w klasyfikacji poszczególnych form morfologii terenu. Inny przykład dotyczy omawianego miejsca występowania flory dryasowej przy NW brzegu jeziora Lednica. W świetle bardzo skromnego piśmiennictwa (Mazurek 1987, 1990, Kolendowicz 1992)<sup>3</sup> to miejsce jest traktowane, niestety błędnie, jako terasa jeziorna. Rozmiar tego nieprawdziwego zaszeregowania omawianej formy odsłaniał się w miarę odnajdywania coraz to nowych miejsc występowania flory dryasowej, które zalegały na uderzająco różnych głębokościach. Dopiero bardzo gęsta sieć wierceń ujawniła ukształtowanie dna tej rzekomej terasy oraz pokazała bardzo zmienną miąższość późnoglacialnych osadów limnicznych w poszczególnych miejscach omawianej formy.

Miejsce występowania flory dryasowej w obrębie osadów limnicznych tego zbiornika akumulacyjnego, które wyraźnie korespondują z równowiekowymi osadami w obrębie aktualnego litoralu jeziora Lednica, zasługuje na objęcie ustawową ochroną. Chronić to stanowisko należy zarówno ze względu na rzadkość występowania kopalnych roślin tundrowych jak i z powodu zagadkowej genezy zbiornika oraz celem wyjaśnienia genezy obszaru dzisiejszego Lednickiego Parku Krajobrazowego. Może właśnie lokalizacja bioindykatorów roślinnych, charakteryzujących czynniki ekologiczne środowiska peryglacialnego zdoła pomóc w wyjaśnieniu przebiegu sposobów oraz etapów uwalniania tej części Wielkopolski spod czaszy ostatniego lądolodu?

Ten zbiornik akumulacji biogenicznej, odgradzający jezioro Lednica od usytuowanych do niedawna na jego obrzeżu zabudowań gospodarczych folwarku wraz ze składowiskiem obornika, zdaje się pełnić ważną rolę ochronną dla północnozachodniej części jeziora Lednica. Najprawdopodobniej funkcjonuje jako skuteczny filtr biologiczny, minimalizujący transport zanieczyszczeń, które pochodziły z zabudowań i przyzmy obornika ówczesnego gospodarstwa spółdzielczego w Imiołkach.

Starania o objęcie tego obiektu ustawową formą ochrony w postaci stanowiska dokumentacyjnego dotąd nie przyniosły pozytywnego rezultatu. Jedną z pierwszych propozycji przedstawiono podczas konferencji pt. „Parki krajobrazowe – Nadgoplański i Lednicki – strategia ochrony ich zasobów przyrodniczych i kulturowych” odbytej w dniach 30.V.-1.VI. 1994 (por. Tobolski 1996). W międzyczasie, za sprawą obecnego właściciela tego obiektu, pojawiły się niesprzyjające okoliczności, wzmagające konieczność zintensyfikowania starań o uznanie tego zbiornika akumulacji biogenicznej jako „stanowiska dokumentacyjnego przyrody nieożywionej”.

O wpisanie tego obiektu na listę stanowisk dokumentacyjnych zwracamy się do władz samorządowych Gminy Kiszkowo. Powołanie ustawowej formy ochrony w postaci stanowiska dokumentacyjnego pozostaje w pełnej zgodzie z kompetencją Rady Gminy, o czym zapewnia art. 34. 1 Ustawy o ochronie przyrody z dnia 16 października 1991.

Ustawa ta (art. 33.1) dopuszcza dla stanowiska dokumentacyjnego przyrody nieożywionej możliwość uzyskania statusu o znaczeniu międzynarodowym. Proponowana forma prawnej ochrony zbiornika akumulacji biogenicznej w Imiołkach, pomimo zaistniałych zmian w jego powierzchni, w pełni na taką rangę zasługuje. Możliwość zdobycia międzynarodowego certyfikatu dla tego stanowiska dokumentacyjnego powinno stać się wspólnym dążeniem zarówno władz samorządowych i właściciela obiektu jak również wielkopolskich działaczy ochrony przyrody.

<sup>3</sup> Wymienione publikacje sygnalizują wahania poziomu wód (dwie z nich o tak samo brzmiącym tytule zostały ogłoszone w *Badaniach Fizjograficznych nad Polską Zachodnią*), oparte na bardzo złudnym kryterium, jakim są tzw. terasy jeziorne.

## Summary

### 1. The significance of the research site for paleoecology and nature protection

In Wielkopolska there exists a pervasive opinion of the Alleröd dating of the lakes filling Glacial troughs. The origins of these lakes is to have been connected with the melting down of solid glacial forms of inanimate ice, which were to have lain in the trough-like indentations. Such a view, voiced for over thirty years, has found many supporters and adherents, and this means of formation of trough-shaped lakes has oft been repeated in various versions. Lake Lednica, as well, was to have undergone similar processes although neither this water body nor many other lakes possess any reliable documentation of the suggested age.

In the Wielkopolska-Kujawy Lowlands numerous trough-shaped lake reservoirs existed already at least 2-3 thousand years before the Alleröd. This is validated ever more frequently by discovered periglacial forms of tundra flora, so called Dryas flora, deposited in the limnic sediment (Tobolski 1993, Tobolski, Litt 1994).

Among the several-score sites with Dryas flora hitherto discovered on the area of the Lednica Landscape Park, attention should be given the area lying along the north-western shore of Lake Lednica near the settlement of Imiołki (Fig. 1.1). In many parts of this area as well as the littoral sphere of that part of Lake Lednica, there exist Pre-Alleröd floral elements of a tundra forms as well as initial forests from the beginning of the Early Bölling.

The significance of the localization of the Dryas flora in Imiołki should be seen from its rightful perspective as regards the geomorphological-geological environs of Lake Lednica as well as the protection of nature.

This area possesses no exhaustive geological or geomorphological studies, hence the very generalized nature of many morphogenetic descriptions and explanations. For example, the genesis is explained in disparate ways, as the result of frontal or areal deglaciation, which results in differences in the classification of individual morphological forms in the area. In light of the literature, the Imiołki reservoir has mistakenly been treated as a lake terrace.

The area in which Dryas flora occurs deserves to be included for protection as a „site for the documentation of inanimate nature”.

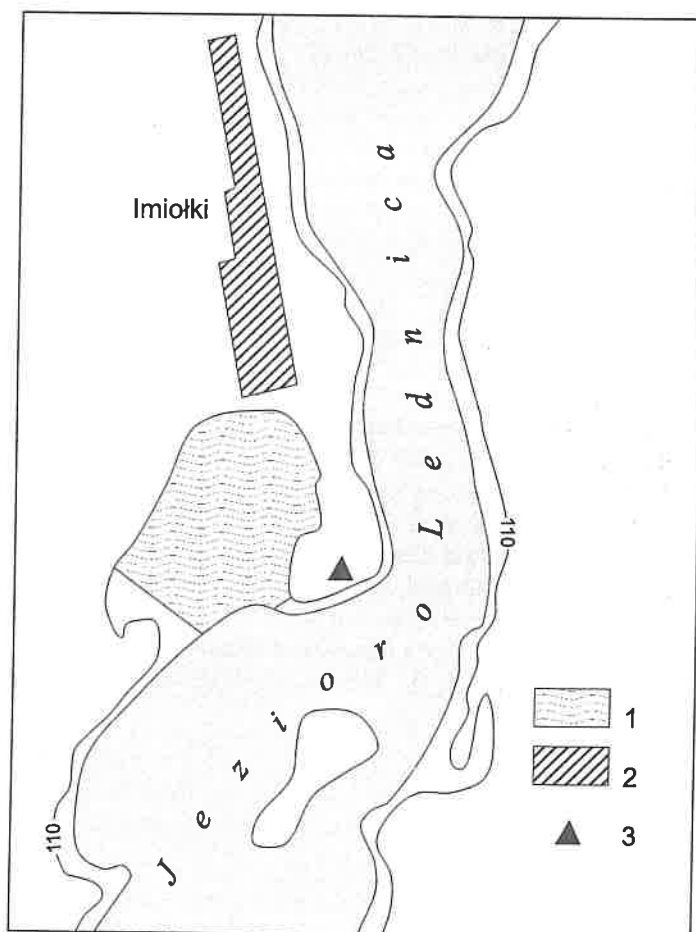
## 2. Lokalizacja obiektu i wachlarz wykonanych badań

### 2.1. Lokalizacja

Dla omawianego zbiornika akumulacji biogenicznej proponujemy nazwę Imiołki, ponieważ opisany fragment otoczenia jeziora Lednica jest oddalony o około 300 m od miejscowości Imiołki i nie posiada własnej nazwy. To miejsce określają współrzędne geograficzne 52°13' N, 17°23' E. Powierzchnia zbiornika wynosi około 5 hektarów i leży na wysokości 109,0-109,5 m n.p.m., to jest około 1 metra powyżej lustra wody jeziora Lednica. Zasięg obiektu Imiołki mieści się we wnętrzu terenu opisanego linią wysokościową 110 m n.p.m. (ryc. 2.1). Od północy i zachodu jest otoczony falistą

moreną denną, zbudowaną głównie z piasków gliniastych i spiaszczonych glin na piaskach. Od strony wschodniej do omawianego obiektu przylega wąski cypel mineralny, położony do 2 m powyżej powierzchni stanowiska. Na nim znajduje się wczesnośredniowieczne grodzisko stożkowe otoczone fosą. Na szczycie stożka usytuowano reper wskazujący wysokość 117,03 m n.p.m. Południowe obramowanie obiektu tworzy wąskie mineralne wyniesienie, które dość gwałtownie spada do współczesnego litoralu jeziora Lednica (por. przekrój P12 na ryc. 3.3).

Obszar zbiornika akumulacyjnego Imiołki odwadniają dwa rowy melioracyjne, które posiadają swoje przedłużenie na polach przylegających od północnego zachodu. Dzisiaj część opisanego zbiornika akumulacji biogenicznej jest porośnięta roślinnością łąkową o zróżnicowanej runi. Zwłaszcza w miejscach wilgotniejszych zaznacza się przewaga roślin bagiennych (między innymi płaty z dominującą *Carex nigra*), jednak bez widocznej akumulacji torfu. Nieco większe zróżnicowanie roślin bagiennych występuje w rowie melioracyjnym, przecinającym część centralną omawianego obiektu. Na łąkę często wylewano gnojowicę z pobliskiego spółdzielczego folwarku; spływała ona również ze składowanego obornika, zwałowanego niekiedy w dużych ilościach przy północnym brzegu łąki. Obecny właściciel tego terenu zachodnią część łąki przysypał ziemią z pobliskich pól.



Ryc. 2.1. Położenie zbiornika akumulacji biogenicznej „Imiołki” przy północno-zachodnim brzegu jeziora Lednica; 1 - zbiornik akumulacji biogenicznej „Imiołki”, 2 - zabudowania wsi Imiołki, 3 - punkt wysokościowy 117,03 m n.p.m. na szczycie grodziska stożkowego.

Fig. 2.1. The location of the biogenic accumulation basin „Imiołki” near the north-west shore of the Lednica Lake. 1 - Biogenic accumulation basin „Imiołki”, 2 - Imiołki village, rural industry, 3 - Elevation point of 117,03 metres a. s. l. at the top of the conical hill settlement.



## 2.2. Wykaz badań

Program badawczy objął szeroki i zróżnicowany wachlarz prac. Punkt ciężkości prac badawczych skierowano na dwa zadania: sporządzenie precyzyjnego zdjęcia geologicznego całego obiektu Imiołki oraz przeprowadzenie podstawowych analiz paleoekologicznych – wykonanie badań palinologicznych i makroszczałków roślinnych.

Powierzchnię zbiornika i jego obrzeży pokryto gęstą siecią wierceń, opisaną w rozdziale 3 przez A. Głuszak. Na podstawie analizy wierceń opracowano rozmieszczenie osadów i przedstawiono ich pobieżną charakterystykę (rozdział 4). Spośród tych osadów wybrano pięć stanowisk do badań paleoekologicznych oraz uzupełniających. Cztery z nich (stanowiska numerowane od 1 do 4 na ryc. 3.1) są zlokalizowane w obrębie obiektu Imiołki, piąte pochodzi z litoralu jeziora Lednica (nr 5 na ryc. 3.1). Trzy z wymienionych stanowisk badań mieszczą się w siatce wierceń, których numery podano w nawiasach: 1 (105), 3 (73), 5 (1). Materiały z dwóch pozostałych stanowisk badań: 2 (Im/88-1) i 4 (Im/88-2) nawiercono w miejscach usytuowanych poza siatką wierceń.

W poszczególnych stanowiskach, oprócz opisów osadów, wykonano następujące badania:

Stanowisko 1 (105): a) analiza pyłkowa (A. Głuszak), b) makroszczałki roślinne (L. Kubiak-Martens), c) kopalne owady (G. Lemdahl), d) trwałe izotopy (D. Hammarlund), e) zawartość węglanów (D. Hammarlund);

Stanowisko 2 (Im/88-1): a) analiza pyłkowa (T. Litt), b) makroszczałki roślinne (L. Kubiak-Martens);

Stanowisko 3 (73): a) makroszczałki roślinne (L. Kubiak-Martens);

Stanowisko 4 (Im/88-2): a) makroszczałki roślinne (L. Kubiak-Martens);

Stanowisko 5 (1): a) analiza pyłkowa (K. Tobolski); b) makroszczałki roślinne (L. Kubiak-Martens); c) kopalne wioślarki (I. Polcyn).

Metodykę badań opisali autorzy w swoich rozdziałach. Synteza i podsumowanie badań znajduje się w rozdziale 10. Powyższy program został zrealizowany w oparciu o własne, bardzo skromne środki finansowe. Pochodziły głównie z puli przeznaczonej na działalność dydaktyczną Zakładu Paleoekologii Czwartorzędu UAM. Natomiast wydatną pomoc w pracach terenowych udzieliło nam Muzeum Pierwszych Piastów na Lednicy. Goście ze Szwecji we własnym zakresie finansowali swoje prace terenowe i laboratoryjne, jak i podróże do Polski.

## Summary

### 2. Location and range of investigative methods

The site is called „Imiołki” from the name of the village some 300 m distant. The surface area of the investigated site is overgrown by a meadow. It is on a line 110 m above sea level (fig. 2.1), rising one m above the water surface of Lake Lednica. Core samples (No. 1-4 from the Imiołki site and No. 5 from the littoral of Lake Lednica, Fig. 3.1) were subjected to the following investigations (localities on Fig. 3.1):

1 (105): a) Pollena analysis (A. Głuszak); b) Plant macrofossils (L. Kubiak-Martens); c) Fossil insects (G. Lemdahl); d) Stable isotope (D. Hammarlund); e) Calcium carbonate contents (D. Hammarlund);

2 (Im/88-1): a) Pollen analysis (T. Litt); b) Plant macrofossils (L. Kubiak-Martens);

3 (73): a) Plant macrofossils;

4 (Im/88-2): a) Plant macrofossils (L. Kubiak-Martens);

5 (1): a) Pollen analysis (K. Tobolski); b) Plant macrofossils (L. Kubiak-Martens); c) Fossil Cladocera (I. Polcyn).

### 3. Prace wiertnicze i ukształtowanie dna zbiornika

#### 3.1. Prezentacja wierceń

Wykonano 146 sondowań tzw. laską holenderską z rynną dł. 1 m i średnicą 2,5 cm oraz kilka wierceń świdrem typu „Instorf” o długości 50 cm. Wiercenia kontrolne wykonano wąskim, 5 cm pojemnikiem, natomiast rdzenie do analiz pobrano puszką o średnicy 8 i 10 cm. Roboczą osnowę wierceń wytypowano w odstępach 30 m, lecz duże zróżnicowanie miąższości osadów spowodowało konieczność zagęszczenia sieci wierceń do odstępów 10 m, a niekiedy nawet do odstępów 5 m. Sieć wierceń wraz z numeracją wszystkich nawierconych punktów oraz lokalizacją rdzeni przeznaczonych do badań paleoekologicznych przedstawiono na ryc. 3.1. Wyniki sondowań i wierceń zestawiono w 13 przekrojach geologicznych, wytyczonych w 8 transektach równoleżnikowych (P1-P8, ryc. 3.2) i 5 południkowych (P9-P13, ryc. 3.3).

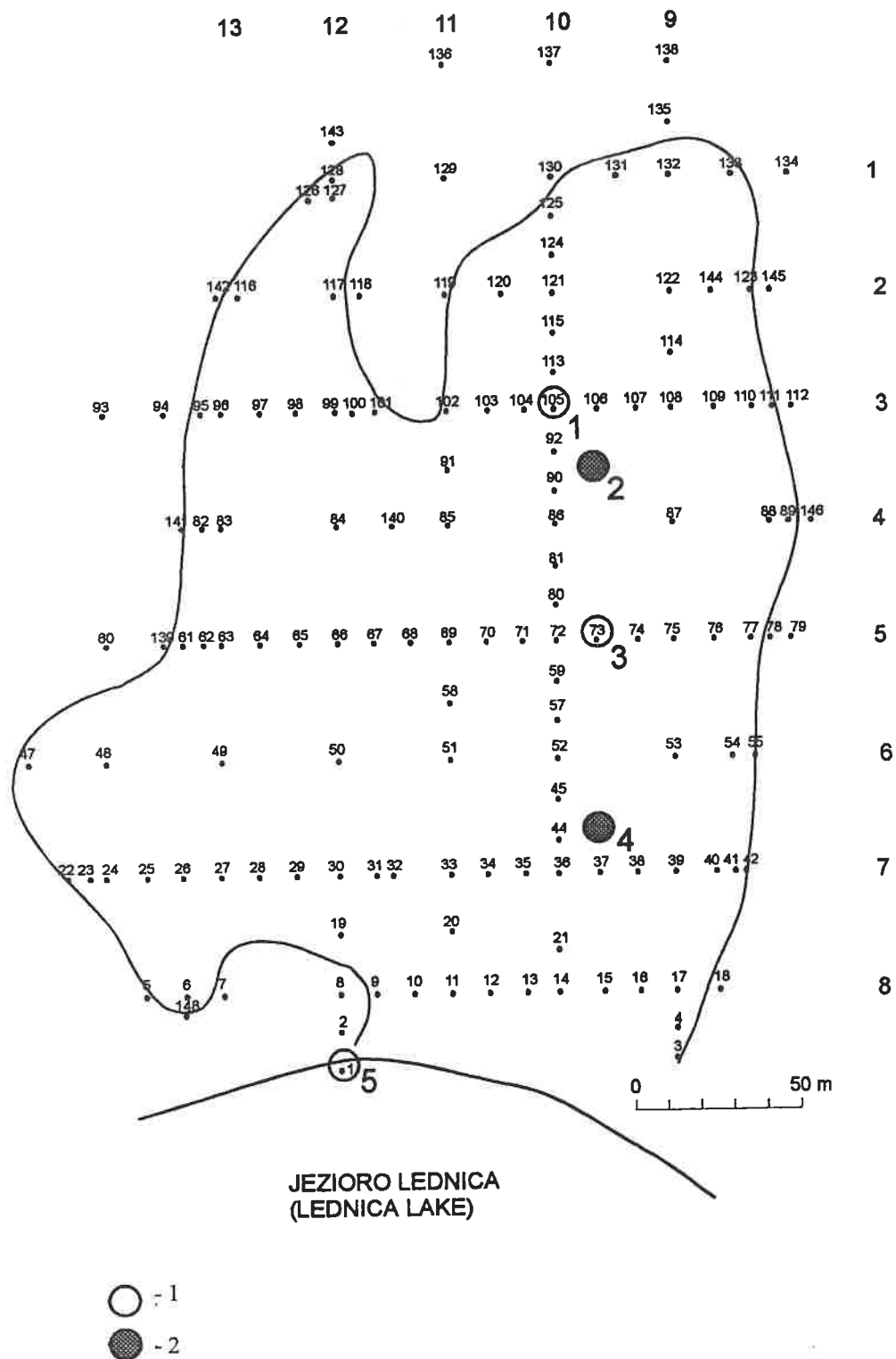
#### 3.2. Ukształtowanie powierzchni oraz dna zbiornika

Teren zbiornika wraz z jego otoczeniem o powierzchni około 9 ha został zniwelowany przy pomocy tachymetru autoredukcyjnego firmy C. Zeiss Daltha 050. Ciąg niwelacyjny oparto na 7 stanowiskach, z których wykonano pomiary 602 punktów. Dowiązano je do punktu poligonizacji technicznej o wysokości 117,03 m n.p.m., umieszczonego na szczycie stożkowatego grodziska (por. ryc. 2.1). Na podstawie tych pomiarów sporządzono plan hipsometryczny w skali 1:500 o cięciach warstwicznych co 20 cm. Oryginał tego planu znajduje się w zbiorach Zakładu Paleoekologii Czwartorzędu Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu. Pomiarami niwelacyjnymi objęto również wszystkie punkty wierceń. Umożliwiło to wykreślenie planu batymetrycznego zbiornika, poznanie szczegółów ukształtowania jego dna a także przestrzennego rozmieszczenia poszczególnych grup osadów, wypełniających ten zbiornik.

Pomiary i wiercenia dowiodły, że dno zbiornika jest bardzo urozmaicone pod względem kształtu i wykazuje zaskakujące zróżnicowanie głębokości (ryc. 3.4). Najgłębsze miejsca występują we wschodniej i południowej części zbiornika. W części wschodniej ujawnia się podłużna misa o przebiegu N-S, posiadająca w kierunku północnym rozwidlenie na dwa płytsze ramiona. Maksymalna głębokość tej formy wynosi 5,7 m (wiercenie 73). Drugą podłużną, lecz płytszą misę, można wyodrębnić w zachodniej części zbiornika Imiołki. Obie wymienione misy otaczają wyniesioną powyżej 108,0 m n.p.m. płyciznę, która w środku wynurza się ponad otaczające osady biogeniczne w postaci wyspy mineralnej (W.M. na ryc. 3.4). W zasięgu tej wyspy mieszczą się punkty nr 51 (por. przekrój P6 na ryc. 3.2.) i nr 32 i 33 wykazane na przekroju P7 i zamieszczone również na tej samej rycinie.

Na południe od wyspy mineralnej obie misy zbiornika łączą się niedaleko dzisiejszej linii brzegowej jeziora Lednica. W tej części stwierdzono też największą miąższość osadów limnicznych w całym zbiorniku. Na głębokości 6,35 m zalega seria mułków i gytii o miąższości 4,75 m a nad nią spoczywa pokład torfów o grubości 1,60 m. Tę najgłębszą część zbiornika Imiołki oddziela od współczesnego litoralu jeziora Lednica wąskie, podłużne wyniesienie mineralne. Jego kształt jest zaznaczony na przekroju geologicznym nr 12 (ryc. 3.3). Zlokalizowane na południe od tego podłużnego wyniesienia stanowisko nr 5 (jest to wiercenie nr 1 na przekroju geologicznym P12 – por. ryc. 3.3) znajduje się już w obrębie współczesnego litoralu jeziora Lednica.

Zarówno wyspa mineralna, mieszcząca się w obrębie zbiornika Imiołki oraz usytuowane przy południowej granicy zbiornika podłużne wyniesienie, odgradzające zbiornik od jeziora, są zbudowane ze spiaszczonych glin i piasków gliniastych. Na nich zalega różnej miąższości piasek z humusem, stanowiący poziom akumulacyjny gleby.



Ryc. 3.1. Sieć wierceń i lokalizacja stanowisk badań paleoekologicznych: 1 - stanowiska w obrębie sieci wierceń (1, 3, 5), 2 - ważniejsze stanowiska poza siecią (2, 4).

Fig. 3.1. Network of borings and location of the sites assigned for palaeoecological investigations 1 - Sites within the boring network boundaries (1, 3, 5), 2 - More signified sites out of the boring network boundaries (2, 4).

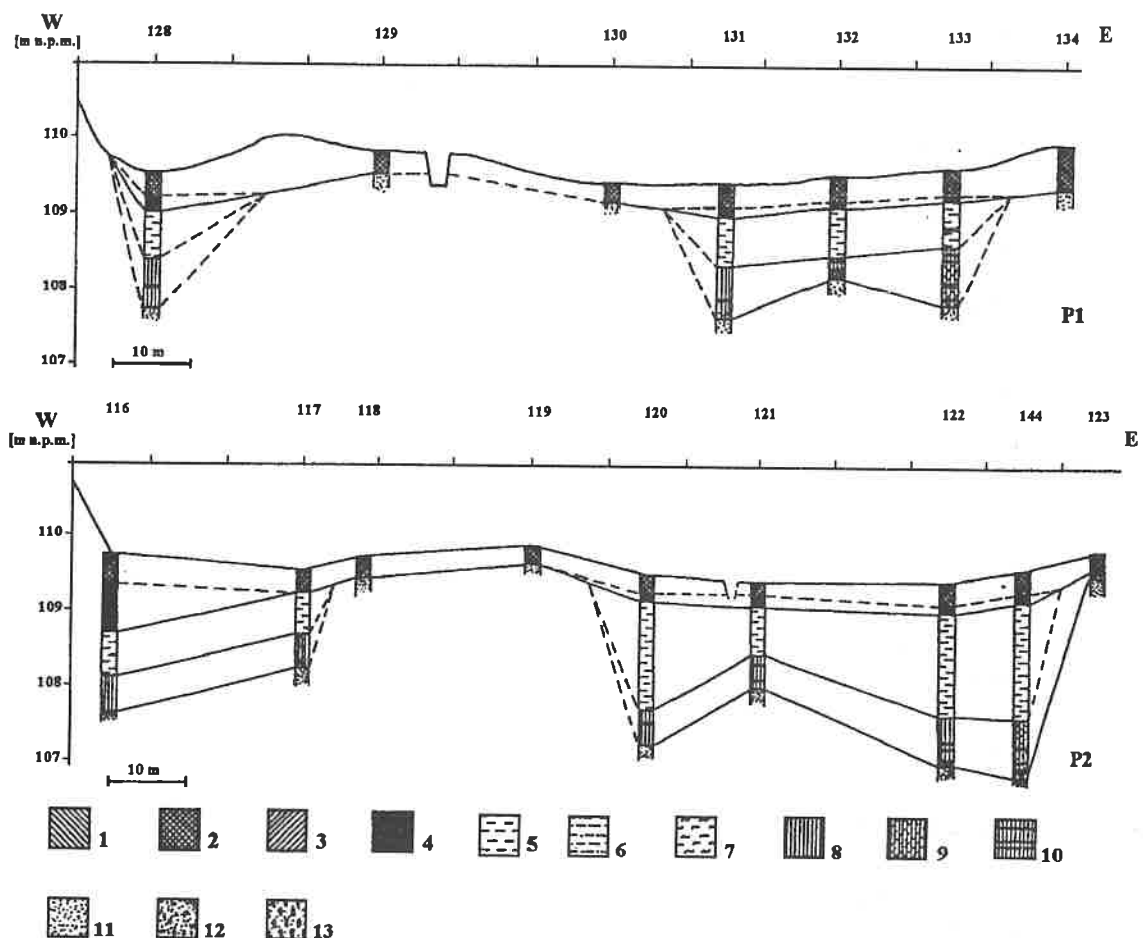
## Summary

### 3. Sediment sampling and configuration of the basin bottom

In the area of the Imiołki basin and its surroundings 146 soundings have been made with a so-called Dutch stick. Some borings were also made by means of the „Instorf” peat-borer (fig. 3.1. a network of borings and cores assigned for paleoecological investigations). These borings were made in eight lines along parallels of latitude (P1 to P8) and in five meridional lines running across the basin (P9 to P13). The profiles are shown in fig. 3.2 and 3.3.

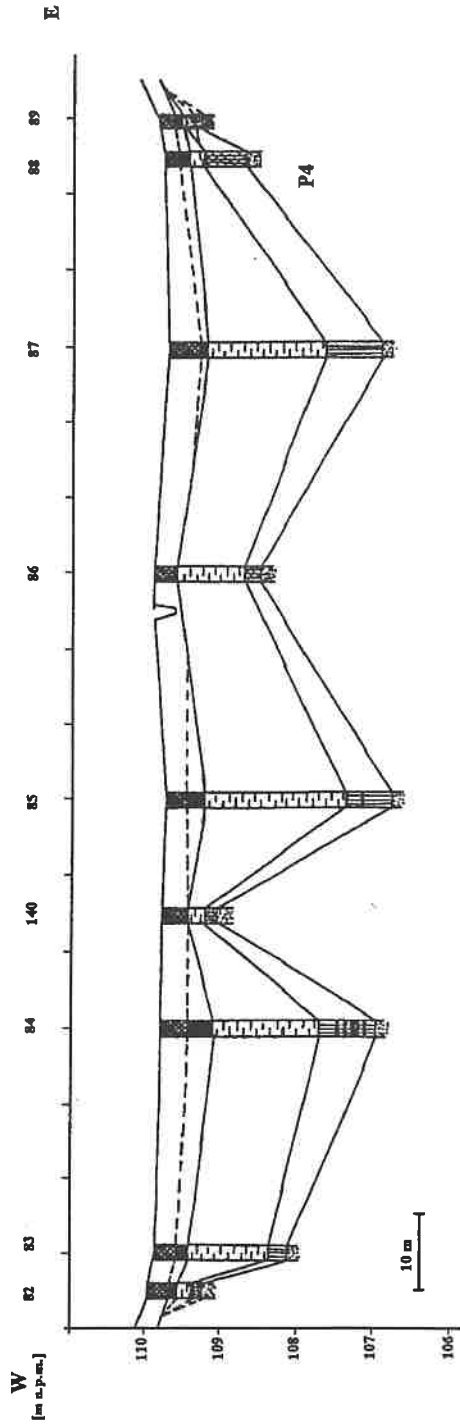
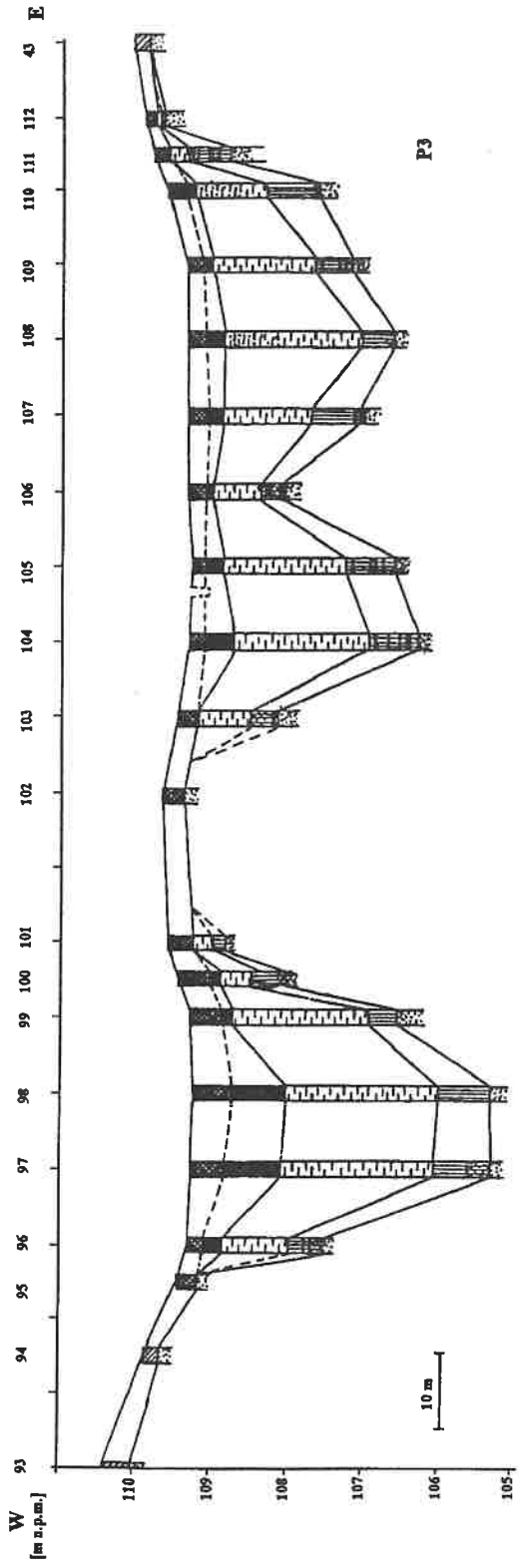
Surveying measurements and borings have shown that the bottom of the basin varies in shape and depth. The deepest parts are found in the eastern and southern parts of the basin. Two bowls positioned in the western and eastern parts fill the bottom of the depression. Maximal depth of the bowl in the western part amounts to 5.7 m (boring no. 73). The greatest thickness of the limnic sediments was found near the present shoreline of the Lednica Lake. Silty clay and gyttja 4.75 m thick is positioned at a depth of 6.35 m (boring no. 16).

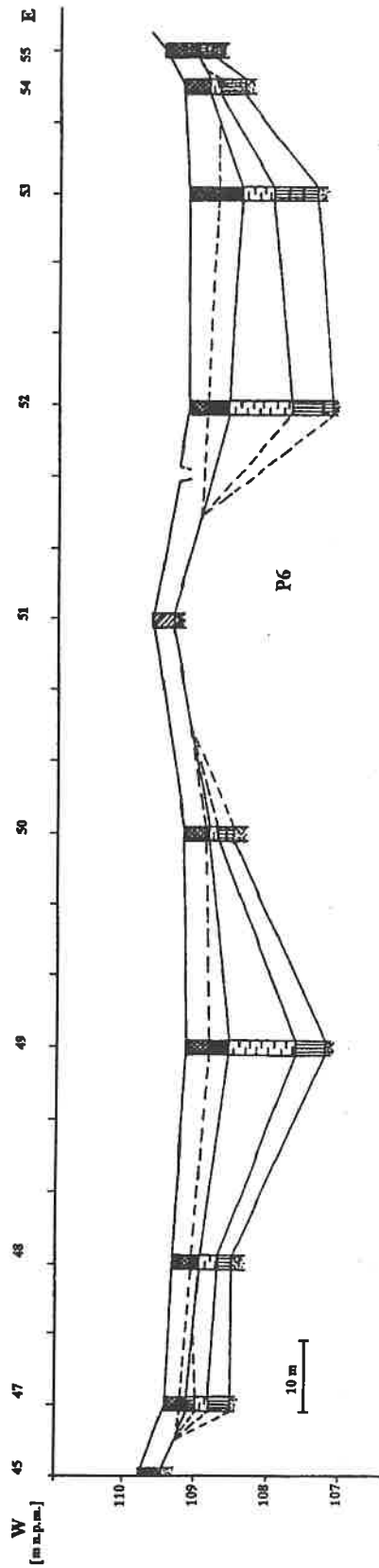
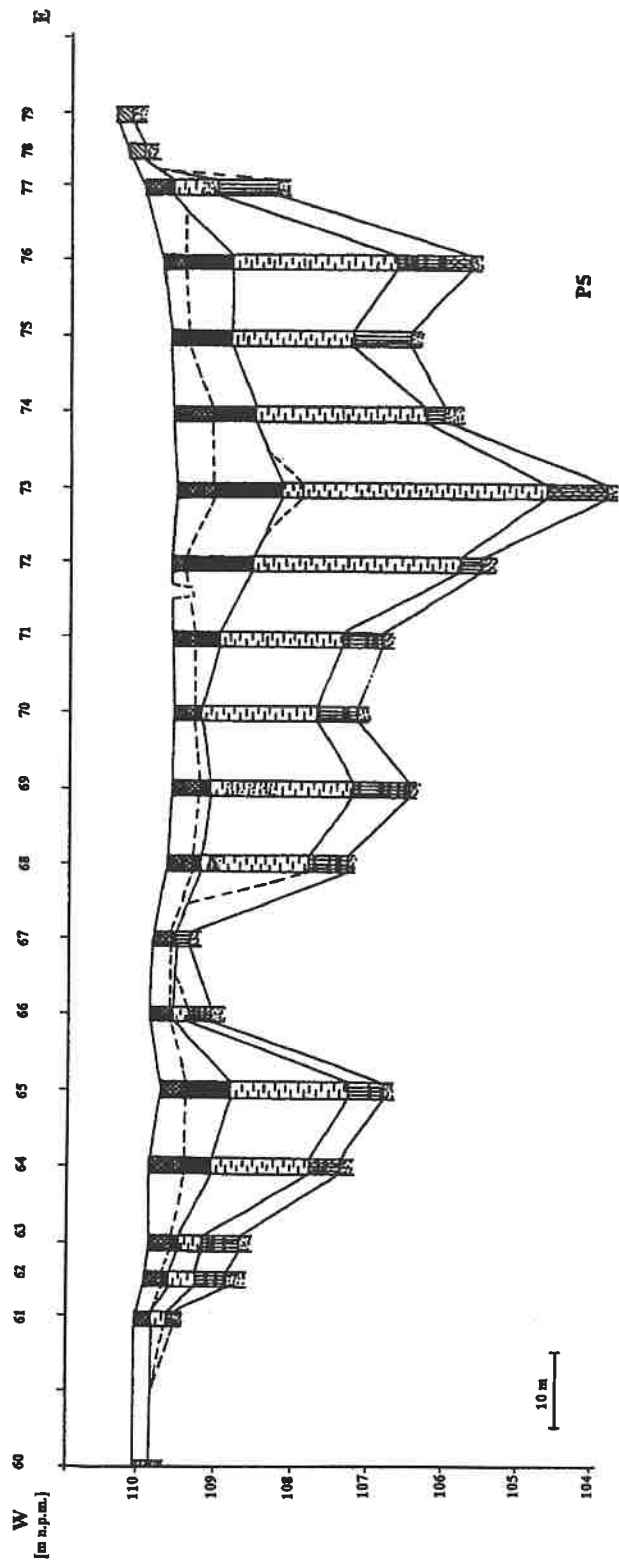
This deepest part of the Imiołki basin is separated from the present-day littoral of the Lednica Lake by a rise of the mineral base (geological profile 12, fig. 3.3). Site 5 is located south of that rise but still within the present littoral of the Lednica Lake (boring no. 1, geological profile 12).

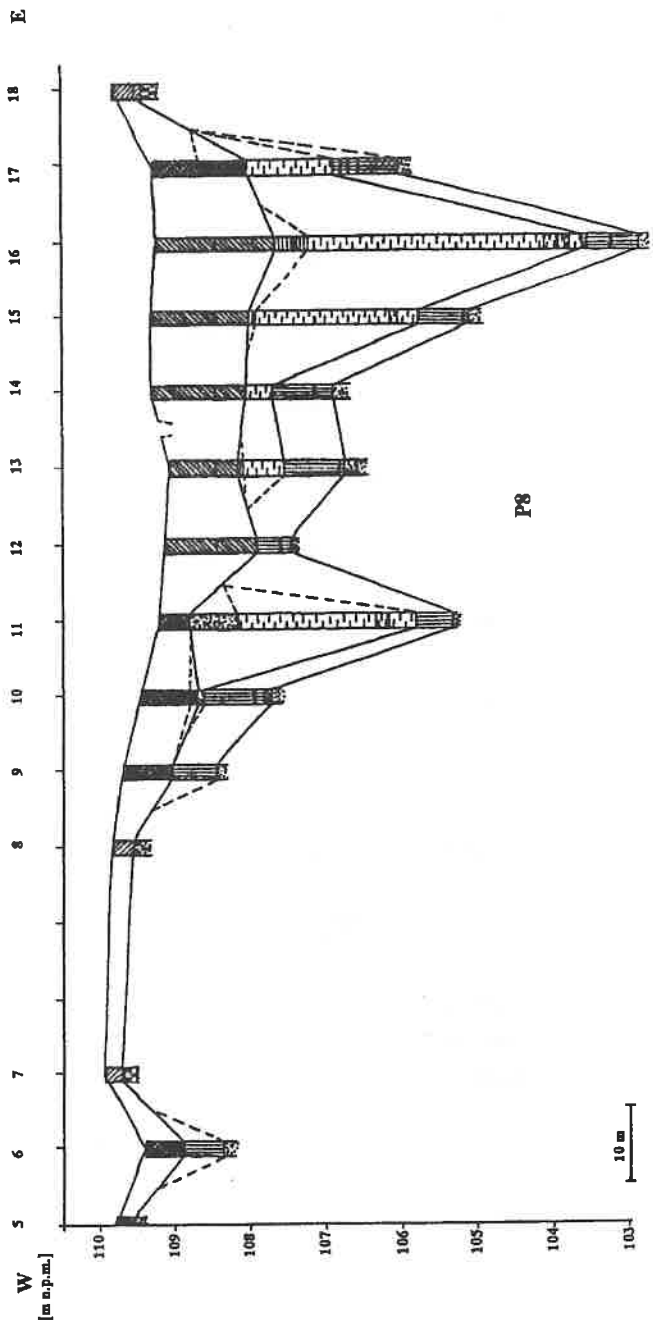
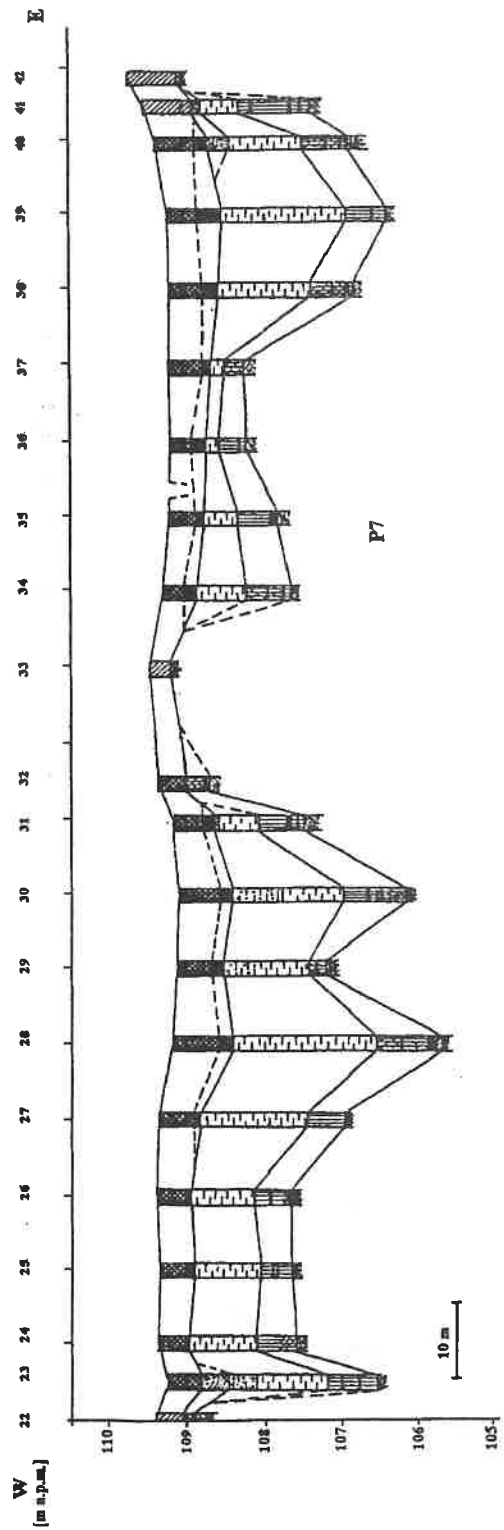


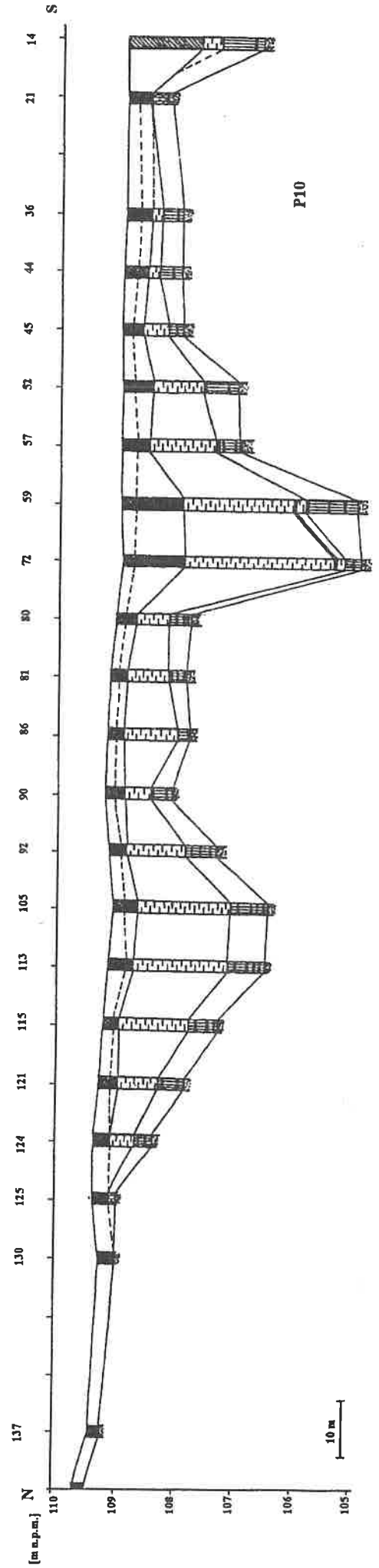
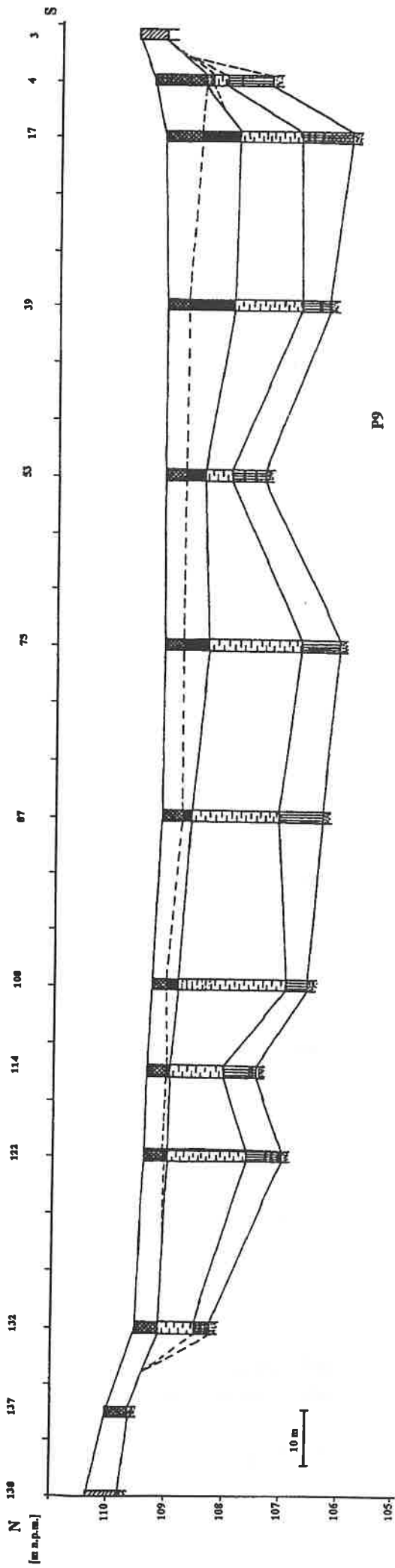
Ryc. 3.2. Równoleżnikowe przekroje geologiczne (o przebiegu W-E) przez zbiornik „Imiołki” (P 1 do P 8). Objaśnienia znaków: 1 - piasek humusowy, 2 - torf zmurszały, 3 - torf trzcinowy, 4 - torf niski, 5 - gytja wapienna, 6 - gytja wapienna zapiaszczona, 7 - gytja detrytusowa, 8 - mułek wapienny, 9 - mułek wapienny zapiaszczony, 10 - mułek z przewarstwieniami piaszczystymi, 11 - piasek drobno i średnioziarnisty, 12 - żwir, 13 - glina zapiaszczona.

Fig. 3.2. Geological profiles along parallels of latitude (runnig W-E), P1 to P8. Legend: 1 - humified/humous sand, 2 - humified fen peat, 3 - *Phragmites* peat, 4 - fen peat, 5 - calcareous gyttja, 6 - sandy calcareous gyttja, 7 - detritus gyttja, 8 - calcareous gyttja clay, 9 - sandy calcareous gyttja clay, 10 - calcareous gyttja clay, with sand-layers, 11 - fine and medium sand, 12 - gravel, 13 - clay.



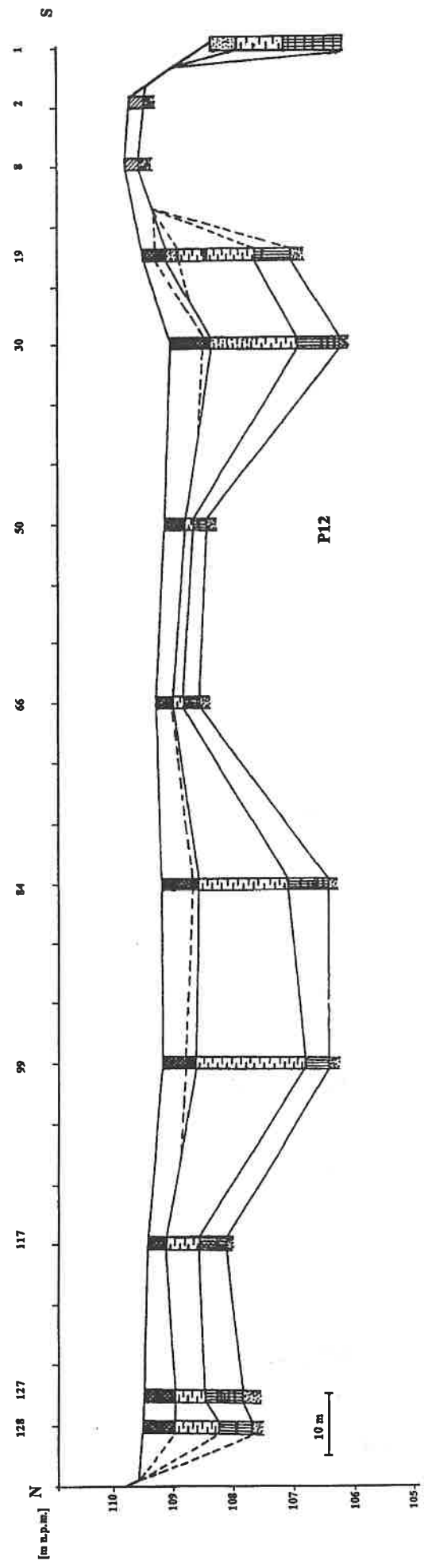
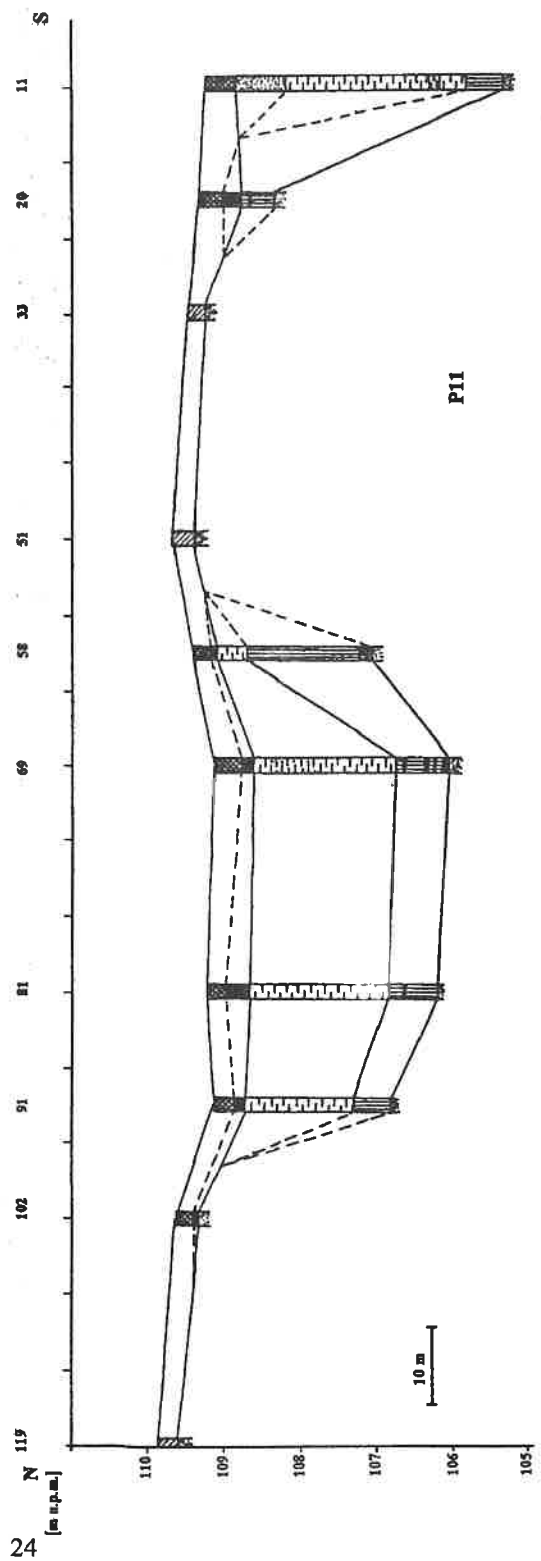


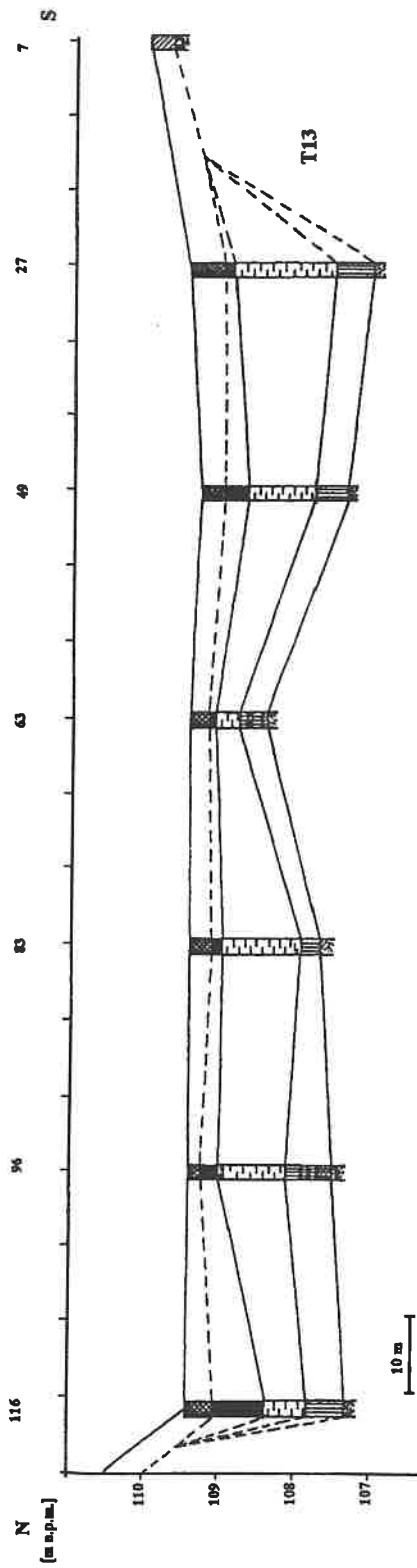


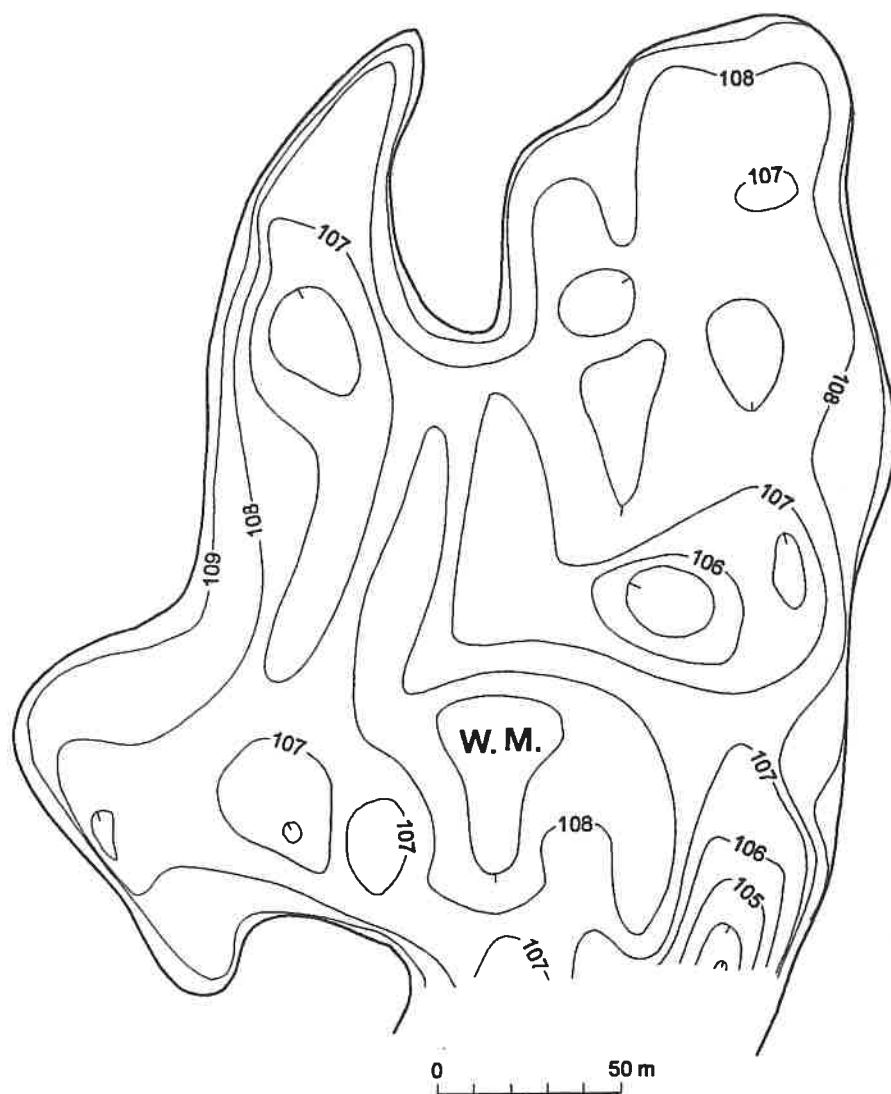


Ryc. 3.3. Południkowe przekroje geologiczne przez zbiornik Imiołki o przebiegu N-S (P9 do P13). Wiercenie nr 1 (na przekroju P12) wykonano w litoralu współczesnego jeziora Lednica. Objasnienia znaków na ryc. 3.2.  
 Fig. 3.3. Meridional geological profiles (running N-S) across the basin (P9 to P13). Boring no. 1 (geological profile P12) was made within the littoral of Lednica Lake. Legend as fig. 3.2.









Ryc. 3.4. Ukształtowanie dna zbiornika akumulacji biogenicznej „Imiołki”. Izobaty wyznaczają głębokości zbiornika n.p.m. (Tobolski, Litt 1994; zmienione); W.M. - wyspa mineralna.

Fig. 3.4. Bottom shaped of the biogenic accumulation basin „Imiołki”. Izobath showing the basin depth a s. l. (Tobolski, Litt 1994, modified); W.M. - mineral island.

## 4. Charakterystyka osadów zbiornika

### 4.1. Układ warstw w zbadanych stanowiskach

Przegląd osadów wypełniających zbiornik Imiołki oparto na opisach, sporządzonych zgodnie z metodą Troels-Smitha (1955), pomijając jednak tę część zapisu, która dotyczy właściwości fizycznych. Przyjęty sposób opisu osadów w dość powszechnej opinii gwarantuje ich porównywalność (Tobolski 1995) a także w łatwy sposób może zostać przetransponowany do postaci uproszczonej klasyfikacji genetycznej.

Podstawą charakterystyki osadów są protokoły wierceń sporządzone w trakcie prac terenowych i w miarę potrzeby uzupełnione w laboratorium. Poniższe wykazy, informujące o budowie profilowej pięciu zbadanych stanowisk (ryc. 3.1), są poszerzonymi wersjami takich protokołów.

#### Opis osadów stanowiska nr 1 (105)

- 0-56 cm (1) torf niski, dobrze rozłożony, brunatny: Th<sup>2</sup>, Sh<sup>2</sup>;  
56-73 cm (2) zailona gytia wapienna barwy żółtawopopielatej: Lc3, Dg1, [test(moll.)2];  
73-129 cm (3) gytia wapienna zailona, miejscami warstwowana, brązowopopielata: Lc1, Dg1, Ld1, Ag1;  
129-221 cm (4) gytia ilasta warstwowana, z fauną mięczaków, żółtawa a miejscami różowopopielata: Lc3, Dg1, Ag+, [test(moll.)2];  
221-226 cm (5) gytia wapienna brązowoszara: Lc2, Dg1, Ld1, Ag+;  
226-240 cm (6) gytia wapienna zailona z fauną mięczaków, żółtawa, miejscami różowopopielata: Lc3, Dg1, Ag+, [test(moll.)2];  
240-260 cm (7) zailona i zapiaszczona gytia wapienna miejscami przewarstwiona fragmentami mchów liściastych, popielata i ciemno-popielata: Lc2, Ag1, Dg1, Tb +, Gmin+;  
260-302 cm (8) mułek wapienny z piaszczysto-ilastymi przewarstwieniami, ciemno-popielaty: Ag3, Lc1, Gmin+, Dg+;  
302-304 cm (9) piasek drobnoziarnisty, zailony, ciemno-popielaty: Gmin3, Ag1, Lc+.

#### Skrócony opis osadów rdzenia nr 2 (Im/88-1)

- 0-27 cm (1) torf dobrze rozłożony, ciemnobrunatny;  
27-92 cm (2) gytia muszlowa, beżowa: Lc3, Dg1, [test(moll.)3-4];  
92-104 cm (3) gytia wapienna, zailona, popielata: Lc2, Dg1, Ag1, Gmin+, Gmaj+, [test(moll.)+], (na głębokości 103-104 cm przewarstwienie piasku drobnoziarnistego);  
104-138 cm (4) mułek wapienny, zapiaszczony, popielaty: Ag2, Lc1, Gmin1, Dg+;  
138-140 cm (5) piasek drobnoziarnisty, popielatożółty: Gmin4, Ag+.

#### Skrócony opis osadów spagowej części rdzenia nr 3 (73)

- 441-452 cm (1) gytia wapienna barwy beżowej: Lc3, Dg1, Dh+, [test(moll.)2];  
452-469 cm (2) gytia wapienna ciemno-oliwkowa, warstwowana: Ld2, Dg2, Lc+, Dh+, Gmin+;  
469-479 cm (3) gytia wapienna beżowopopielata: Lc3, Dg1, Dh+, [test(moll.)+];  
479-491 cm (4) gytia muszlowa, zailona, beżowa, ku górze oliwkowa: Dg2, Lc2, Ag+, Dh+, [test(moll.)3];  
491-515 cm (5) gytia wapienna, zailona, z fauną mięczaków: Dg2, Lc1, Ag1, Dh+, Gmin+, [test(moll.)2];  
515-565 cm (6) mułek wapienny z piaszczystymi przewarstwieniami, ciemno-szary: Ag3, Lc1, Dg+, Dh+, Gmaj+;  
565-568 cm (7) piasek drobnoziarnisty, zailony, popielaty: Gmin3, Ag1, Lc+, Dg+.

#### Skrócony opis rdzenia nr 4 (Im/88-2)

- 0-34 cm (1) torf silnie rozłożony, brunatny;  
34-62 cm (2) gytia muszlowa, beżowa: Lc3, Dg1, [test(moll.)+];  
62-75 cm (3) gytia wapienna, zailona, popielata: Lc2, Dg1, Ag1, Gmin+, [test(moll.)+];  
75-98 cm (4) mułek wapienny, zapiaszczony, ciemno-popielaty (83-84 cm przewarstwienie drobnoziarnistego piasku): Ag2, Lc1, Gmin1;  
98-100 cm (5) piasek drobnoziarnisty, popielatożółty: Gmin4, Dg+.

#### Skrócony opis osadów rdzenia nr 5 (1)

- 0-58 cm (1) piasek drobnoziarnisty z detrytusem roślinnym: Gmin1, Dg1, Lc+;  
58-99 cm (2) gytia muszlowa, zapiaszczona, beżowa: Lc3, Dg1, Gmin+, Gmaj+, teste(mool.)2;  
99-160 cm (3) gytia wapienna, zailona, oliwkowo-beżowa: Lc2, Dg1, Ag1, Gmin+, Gmaj+;  
160-227 cm (4) mułek wapienny, ciemno-popielaty z laminami piaszczystymi: Ag2, Lc1, Gmin1, Gmaj+, Dg+;

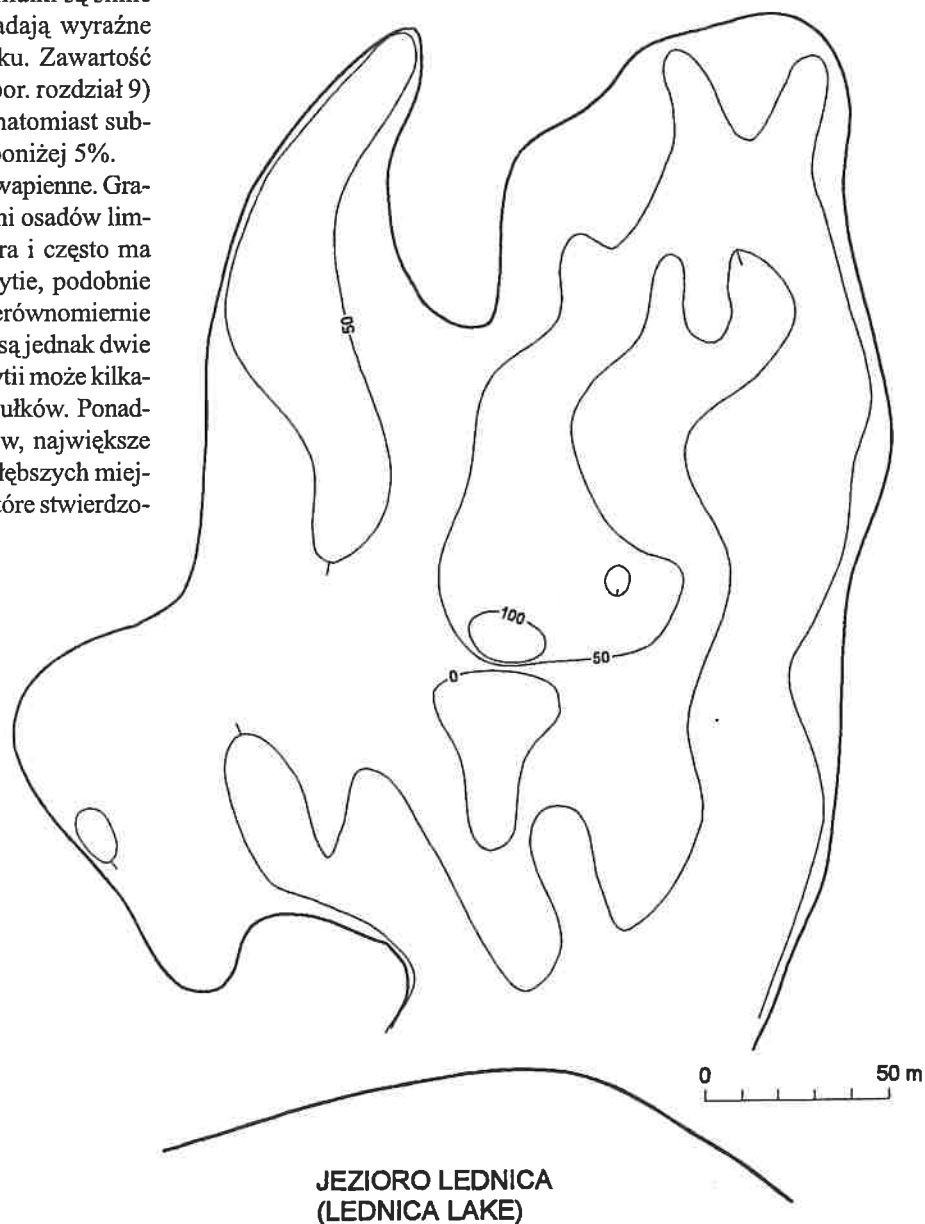
## 4.2. Rozmieszczenie osadów wypełniających zbiornik

### 4.2.1. Charakterystyka osadów limnicznych

Zarówno osady limniczne (mułki i gytie) jak i torfy są rozmieszczone nierównomiernie w całej misie zbiornika. Dno zbiornika wyścielają mułki wapienne. Ich miąższość jest zmienna i waha się od kilkunastu do 150 cm (ryc. 4.1). Najbardziej miąższy pokład mułków nie jest ulokowany w najgłębszym miejscu, lecz nieopodal północnej części wyspy mineralnej (wiercenie nr 58). Natomiast w najgłębszych miejscach zbiornika „Imiołki” np. nr 73) grubość pokładu omawianego mułku nie przekracza 50 cm. W takich położeniach jest on przeważnie warstwowy drobnoziarnistym piaskiem. W płytszych miejscach zbiornika miąższość mułku jest mniejsza, natomiast nie stwierdzono ich w strefie brzeżnej zbiornika ani też na wyniesieniach w jego obrębie (por. przekroje P1, P2, P3, P6, P8 na ryc. 3.2).

Mułki występujące w zbiorniku Imiołki odznaczają się dość znaczną zmiennością pod względem: zabarwienia, zawartości węgla wapnia oraz zawartości piasku. Barwa mułków waha się od beżowej (ugier jasny) do ciemnopopielatej. W spągowych odcinkach mułki są silnie zapiaszczone a nierzadko posiadają wyraźne przewarstwienia drobnego piasku. Zawartość  $\text{CaCO}_3$  (mierzona w rdzeniu 1; por. rozdział 9) waha się od 10,8% do 42,4%<sup>4</sup>, natomiast substancja organiczna jest obecna poniżej 5%.

Na mułkach zalegają gytie wapienne. Granica między tymi dwoma grupami osadów limnicznych jest przeważnie nieostra i często ma postać warstwy przejściowej. Gytie, podobnie jak mułki, są rozmieszczone nierównomiernie (ryc. 4.2). W ich rozmieszczeniu są jednak dwie zasadnicze różnice. Miąższość gytii może kilkakrotnie przekraczać miąższość mułków. Ponadto, w przeciwieństwie do mułków, największe miąższości gytie osiągają w najgłębszych miejscach basenu akumulacyjnego, które stwierdzono w wierceniach nr 16 i 73.



Ryc. 4.1. Miąższość mułków w zbiorniku „Imiołki” [cm].  
Fig. 4.1. Thickness of silt in „Imiołki” basin [cm].

<sup>4</sup> Procentowa zawartość węgla wapnia podana przez D. Hammarlunda w rozdziale 9 tego tomu odnosi się do suchej zawartości analizowanego osadu. W opisach wielkość *Limus calcareus* (*Lc*) określa zawartość węgla wapnia w świeżym osadzie według proporcji objętościowej i dlatego jest niższy. W mułkach nie stwierdziliśmy zawartości większej od *Lc*1 czyli 1/4 objętości świeżego osadu.

Rozmieszczenie gytii wapiennej na ryc. 4.2, wyraźniej niż w przypadku rozmieszczenia mułków (por. ryc. 4.1), wskazuje na swoisty kształt ówczesnego zbiornika wodnego. Można w nim wyodrębnić podłużne, o niemal południkowym przebiegu, wąskie rynnokształtne zagłębienia, bardzo podobne (kształt, wielkość i wypełniające je osady) do form istniejących w rejonie jeziora Lednica. Niektóre z nich były przedmiotem studiów geologicznych i paleoekologicznych (Litt 1988, Hoffa 1991, Lemdahl 1991). W kilku miejscach spągowych części gytii wapiennej, widoczne w przekroju P8, (wiercenia nr 11, 15, 16) rzadziej w jej stropie, występują brunatne wstawki gytii średnio i grubodetrytusowej.

Pod względem litologicznym gytia wapienna jest osadem niejednorodnym, zabarwionym od jasnobieżowego, beżowoszarego aż do brunatnego. Zawartość węgla wapnia może niekiedy dochodzić do 75% w świeżym osadzie, przeważnie jednak waha się od 25% (Lc1) do 50% (Lc2) objętości. Gytia wapienna posiada znaczne lecz zmienne ilości detrytusu, głównie roślinnego. Zawartość ich może stanowić do 1/4 objętości osadu. Z roślinnych składników w kilkuprocentowych przeważnie ilościach spotyka się także drobne komponenty (o rozmiarach mniejszych od 0,1 mm) reprezentowane głównie przez glony. W naszych opisach są zaliczane do *Limus detrituosus* (Ld), osiągający niekiedy 1/4 objętość gytii wapiennej. Niekiedy w dość znacznej ilości pojawiają się w gytii szczątki zwierzęce, przede wszystkim pozostałości fauny mięczaków. Ich obecność często wpływa na skład procentowy węgla wapnia w suchej postaci gytii wapiennej.



Ryc. 4.2. Miąższość gytii wapiennej w zbiorniku Imiołki [cm].  
 Fig. 4.2. Thickness of calcareous gyttja in „Imiołki” basin [cm].

#### 4.2.2. Rozmieszczenie torfów

Stropową część osadów, wypełniających zbiornik w Imiołkach, tworzą torfy niskie. Podobnie jak w przypadku osadów limnicznych, także torfy przykrywają niżej leżące osady warstwą niejednakowej miąższości. Najbardziej miąższe pokłady torfu, powyżej jednego metra, pojawiają się w miejscach, w których stwierdzono najgrubsze pokłady gytii wapiennej. Zróżnicowanie miąższości torfów ilustruje ryc. 4.3. na której zaznaczono trzy obszary zalegania torfu o grubościach powyżej 100 cm. Proces łądowacenia powierzchni wodnej zbiornika Imiołki przebiegał w różnym tempie w poszczególnych jego częściach, co uwidacznia pięć miejsc z bardziej miąższym zaleganiem gytii (por. ryc. 4.2) w stosunku do trzech tylko miejsc z bardziej miąższym występowaniem torfów. Ten fakt zdaje się świadczyć o istnieniu limnologicznych różnic w obrębie zbiornika Imiołki w czasie funkcjonowania ekosystemów wodnych. O takiej możliwości, wpływającej na reżim hydrologiczny późniejszego torfowiska, przekonuje też zróżnicowanie litologiczne torfów oraz duża rozpiętość stopnia ich rozkładu.

W południowo-wschodniej części zbiornika Imiołki (por. na ryc. 3.3 przekrój P8 z wierceniami od nr 13 do nr 16) stwierdzono zaleganie torfów trzcinowych. Od niżej leżącego pokładu gytii wapiennej oddziela je przewarstwienie gytii średniodetrytusowej. Stopień rozkładu torfu trzcinowego jest niewielki ( $H_1-H_2$ ). W brzeźnych odcinkach tego przekroju występuje torf niski średnio i silnie rozłożony, który w stopie przechodzi w torf murszowy. Nie wyjaśniony wyjątek stanowi wiercenie nr 11 tegoż przekroju. Na gytii zalega 65 cm warstwa średnioziarnistego piasku (z litoralu jeziora ?) a na nim leży 40 cm pokład torfu murszowego.

Oprócz wymienionego torfu trzcinowego, ograniczonego swoim występowaniem do południowo-wschodniej części zbiornika Imiołki, w pozostałych miejscach jest obecny torf niski dobrze i silnie rozłożony. Jego skład botaniczny tworzą turzyce oraz miejscami mchy brunatne, formujące na kontakcie z gytią wapienną warstwy torfu mszystego o średnim stopniu rozkładu. Wierzchnia warstwa torfu jest silnie zmineralizowana i przeważnie posiada postać murszu.

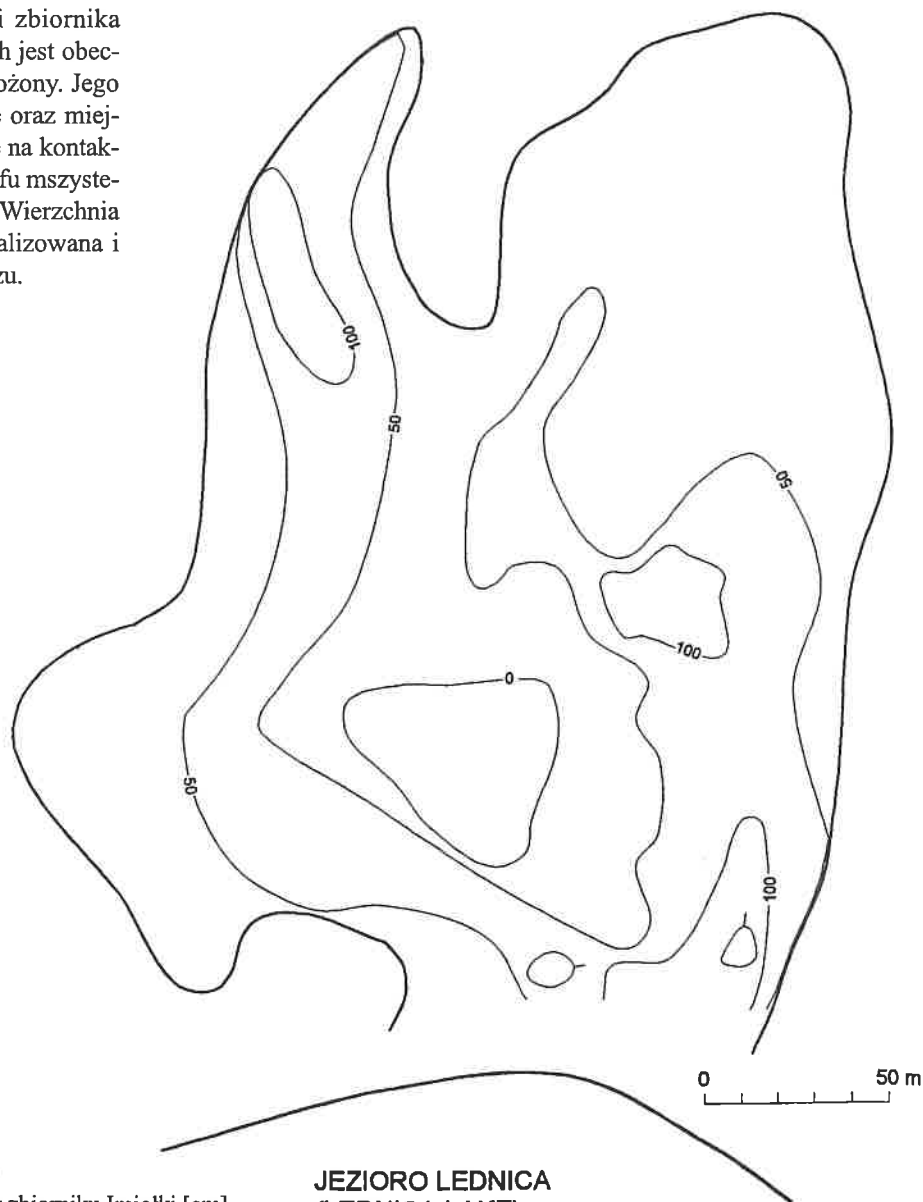


Fig. 4.3. Miąższość warstwy torfu w zbiorniku Imiołki [cm].  
Fig. 4.3. Thickness of peat layer in „Imiołki” basin [cm].

## Summary

### 4. Characterization of the basin sediments

#### Description of sediments

Sediment description of the Imiołki biogenic accumulation reservoir is based upon Troels-Smith's (1955) system. The description of the core-sequences listed as no. 1 through no. 5 (fig. 3.1) is given in a simplified form. The limnic (calcareous silt and gyttja) and telmatic (peat) sediments are characterized by the variable depths within the basin.

The thickness of the calcareous silt layer varied from a few cm to 150 cm (fig. 4.1). The most prevalent layer of calcareous silt is located not at the deepest section of the basin, but near the northern part of the mineralogical island (core no. 58). The colour of calcareous silts varies from yellowish brown to dark grey, and the  $\text{CaCO}_3$  content varies from 10,8% to 42,4%, while the organic matter content is never higher than 5%.

The largest thickness of calcareous gyttja layers is related to the deepest sections of the Imiołki accumulation basin (see sediment cores no. 16 and 73). The colour of calcareous gyttja layers varies from yellowish brown through grey yellowish brown to dark brown. The calcium carbonate content varies from 25% to 50%, and occasionally reaches 75% of fresh sediment.

Distribution of the calcareous gyttja within the basin indicates its own specific form. Elongated and narrow, channel-like shaped depressions, almost of meridional course were distinguished within the Imiołki basin. These type of depressions (in terms of their shape, size and sediments) show much resemblance to the forms that exist in the Lednica lake region (see geological and palaeoecological studies by Litt 1988, Hoffa 1991, and Lemdahl 1991).

The fen peat layer comprises the uppermost part of the sediments at the Imiołki basin (see fig. 4.3). The largest thickness of the fen peat layer (more than 100 cm) is associated with the most prevalent sections of calcareous gyttja. The process of lowering of the lake water table had variable rates within particular sections of the Imiołki basin (*i.e.* may have occurred earlier in some sections than in others). This process is indicated by the occurrence of five areas within the basin characterized by a relatively thick calcareous gyttja layer (see fig. 4.2), in relation to only three areas characterized by a relatively thick peat layer. This fact seems to indicate limnological differences within the Imiołki basin during the presence of an aquatic ecosystem.





## 5. Analiza pyłkowa

### 5.1. Metodyka badań

Badaniami palinologicznymi objęto jedynie spągowe odcinki trzech rdzeni. Dwa z nich pochodzą ze zbiornika w Imiołkach (stanowiska nr 1 i 2, por. ryc. 3.1), a trzeci rdzeń wydobyto z litoralu w północno-zachodniej części jeziora Lednica (stanowisko nr 5 na ryc. 3.1). Wszystkie próby do analiz palinologicznych pobrano ze świeżego osadu przy użyciu specjalnych pojemników, zawsze o objętości 1 cm<sup>3</sup>. Próby poddano rutynowej obróbce poprzedzającej acetolizę, stosując odwapnienie w 10% HCl, gotowanie w 10% KOH oraz w miarę potrzeby zimny kwas fluorowodorowy. Po acetolizie do każdej próby dodano 2 tabletki z *Lycopodium* o zawartości 11300 +/- 4% zarodników. Preparaty palinologiczne wybarwiono fuksyną zasadową. W większości spektrów liczono około 500 ziarn pyłku drzew (AP).

Z trzech wymienionych stanowisk łącznie zbadano 42 próby (nr 1-23, nr 2-8, nr 5-11). Protokoły i tabele pyłkowe są przechowywane w Zakładzie Paleoekologii Czwartorzędu Uniwersytetu A. Mickiewicza w Poznaniu. Rezultaty analiz z każdego stanowiska ilustrują dwa uproszczone diagramy pyłkowe – procentowe (ryc. 5.1, 5.3, 5.5) oraz diagramy koncentracji ziaren pyłku w 1 cm<sup>3</sup> osadu (ryc. 5.2, 5.4, 5.6). Procentowa zawartość sporomorf została wyliczona na podstawie AP + NAP = 100%. Z sumy NAP wyłączono sporomorfy roślin wodnych, błotnych, w tym *Cyperaceae* oraz *Varia* i *Pediastrum*. Każdy z wymienionych diagramów został podzielony na lokalne poziomy pyłkowe (L PAZ<sup>5</sup>). Koncentrację sporomorf w 1 cm<sup>3</sup> osadu obliczono (Stockmarr 1971) na podstawie:

$$\begin{array}{l} \text{całkowita liczba} \\ \text{sporomorf} \\ \text{w 1 cm}^3 \text{ osadu} \end{array} = \frac{\text{liczba zarodników w tabletkach}}{\text{liczba zarodników w preparacie}} \times \begin{array}{l} \text{liczba kopalnych} \\ \text{sporomorf} \\ \text{w preparacie} \end{array}$$

### 5.2. Lokalne poziomy pyłkowe

#### 5.2.1. Granice L PAZ

W osadach limnicznych zbiornika akumulacyjnego „Imiołki” oraz litoralu jeziora Lednica wyróżniono sześć lokalnych poziomów pyłkowych. Każdy poziom posiada własną nazwę oraz numer. Kolejność numeracji biegnie od dołu ku stropowi analizowanych rdzeni.

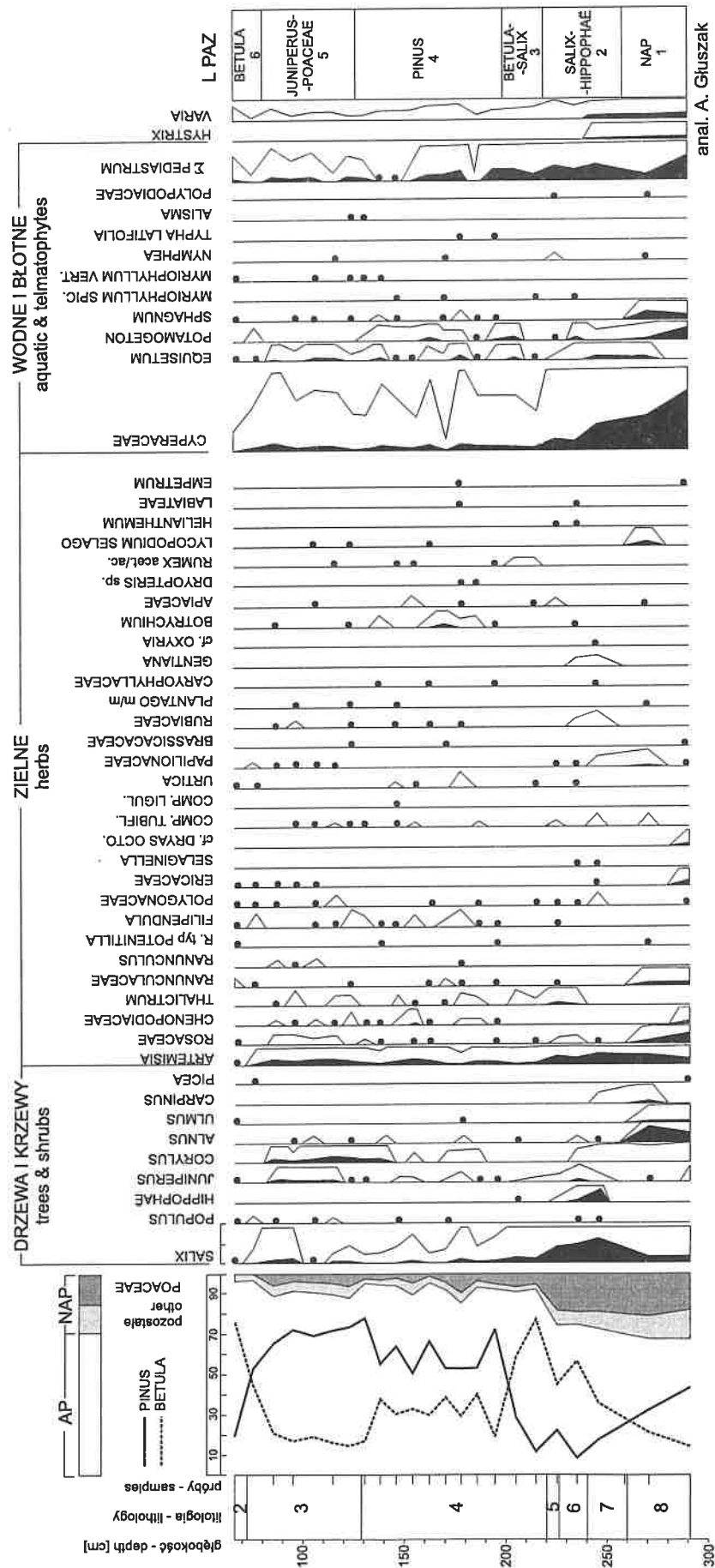
Opisano następujące L PAZ:

1. NAP L PAZ w stanowiskach: 1 – 270-290 cm (2 próby); 2 – 100 cm (1 próba); 5 – 140-228 cm (7 prób).
2. *Salix-Hippophaë* L PAZ: 1 – 225-245 cm (3 próby); 2 – 85-95 cm (2 próby); 5 – 120-130 cm (2 próby).
3. *Betula-Salix* L PAZ: 1 – 205-215 cm (2 próby); 2 – 65-75 cm (2 próby); 5 – 110 cm (1 próba).
4. *Pinus* L PAZ: 1 – 130-195 cm (9 prób); 2 – 35-55 cm (3 próby); 5 – 100 cm (1 próba).
5. *Juniperus-Poaceae* L PAZ: 1 – 85-125 cm (5 prób).
6. *Betula* L PAZ: 1 – 65-75 cm (2 próby).

Granice oddzielające wymienione lokalne poziomy pyłkowe oparto na kryteriach:

- Granicę dzielącą NAP (1) L PAZ z *Salix-Hippophaë* (2) L PAZ przeprowadzono w miejscu przecięcia krzywych *Pinus* i *Betula* i wzrostu *Salix* powyżej 4%.
- Granica *Salix-Hippophaë* (2) L PAZ z *Betula-Salix* (3) L PAZ została oparta na wzroście krzywej *Betula* powyżej 55% i spadku krzywej *Salix* poniżej 6%.
- Granica *Betula-Salix* (3) L PAZ z *Pinus* (4) L PAZ na przecięciu krzywych *Pinus* i *Betula* i spadku krzywej *Salix* poniżej 3%.
- Granica *Pinus* (4) L PAZ z *Juniperus-Poaceae* (5) L PAZ na wzroście krzywej *Artemisia* powyżej 1,5% i wzroście krzywej *Poaceae* powyżej 7%.
- Granica *Juniperus-Poaceae* (5) z *Betula* (6) L PAZ na wzroście krzywej *Betula* powyżej 40%, spadku *Poaceae* poniżej 2% i spadku *Artemisia* poniżej 1%.

<sup>5</sup>Local pollen assemblage zones



Ryc. 5.1. Imiołki, stanowisko 1. Uproszczony procentowy diagram pyłkowy.  
Fig. 5.1. Imiołki, locality 1. Simplified percentages pollen diagram.

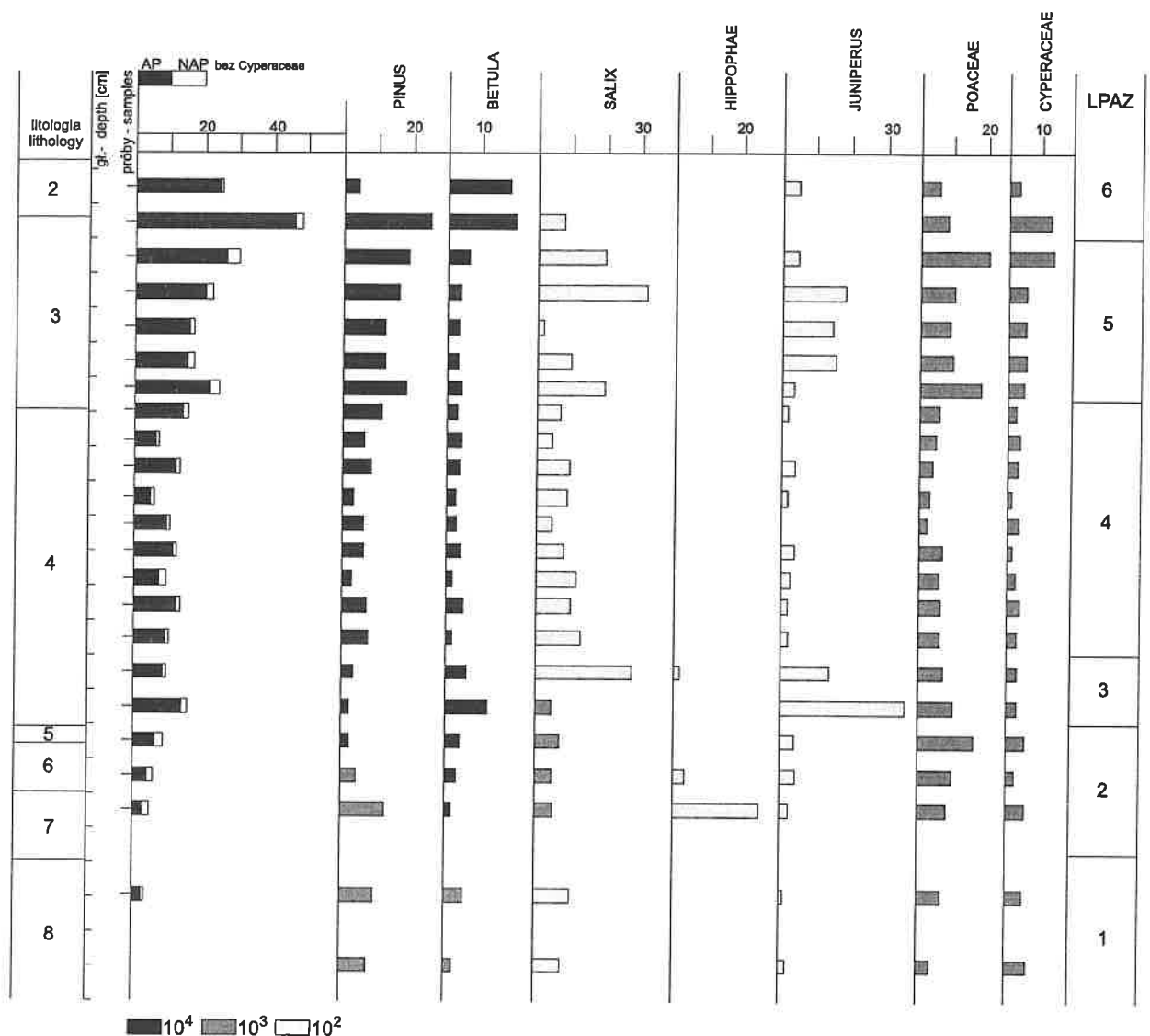


Fig. 5.2. Imiołki, stanowisko 1. Uproszczone diagram koncentracji niektórych grup ziaren pyłku w 1 cm<sup>3</sup> osadu.

Fig. 5.2. Imiołki, locality 1. Simplified diagram showing the concentration of selected pollen grains group in 1 cm<sup>3</sup> of sediment.

### 5.2.2. Opis lokalnych poziomów pyłkowych

Opisy L PAZ oparto przede wszystkim na łącznych wynikach analiz pyłkowych trzech stanowisk, nie sporządzając oddzielnych opisów dla poziomów pyłkowych zbiornika „Imiołki” i sąsiadującego z nim litoralu jeziora Lednica. W opisach uwzględniono jedynie najważniejsze cechy wykazane w diagramach pyłkowych (procentowych i koncentracji) a także powołano się na średnie zawartość procentową oraz koncentrację wybranych taksonów i grup sporomorf. Te średnie, jak i minimalne i maksymalne procenty sześciu wyróżnionych lokalnych poziomów pyłkowych zawiera tabela 5.1, natomiast minimalne, maksymalne i średnie liczby koncentracji sporomorf ważniejszych sporomorf oraz AP i NAP w każdym L PAZ przedstawiono w tabeli 5.2.

#### NAP (1) L PAZ

Odnacza się najniższą – w całym analizowanym materiale – zawartością ziaren pyłku drzew a także najniższą koncentracją sporomorf z obu grup: AP i NAP. Zawartość procentowa sporomorf nie spada jednak poniżej 60%. Na ten dość wysoki udział procentowy sumy pyłku drzew wpłynęła znaczna obecność redeponowanych ziaren pyłku taksonów o większych wymaganiach termicznych a także wyłączenie z sumy NAP ziaren pyłku *Cyperaceae*. Redeponowane ziarna pyłku drzew w najniższych próbach tego poziomu przekraczają 10% totalnej liczby (np. w stanowisku nr 5). *Cyperaceae* posiadają duży przedział od 4,3% w stanowisku nr 5 do 36,7% w stanowisku nr 1.

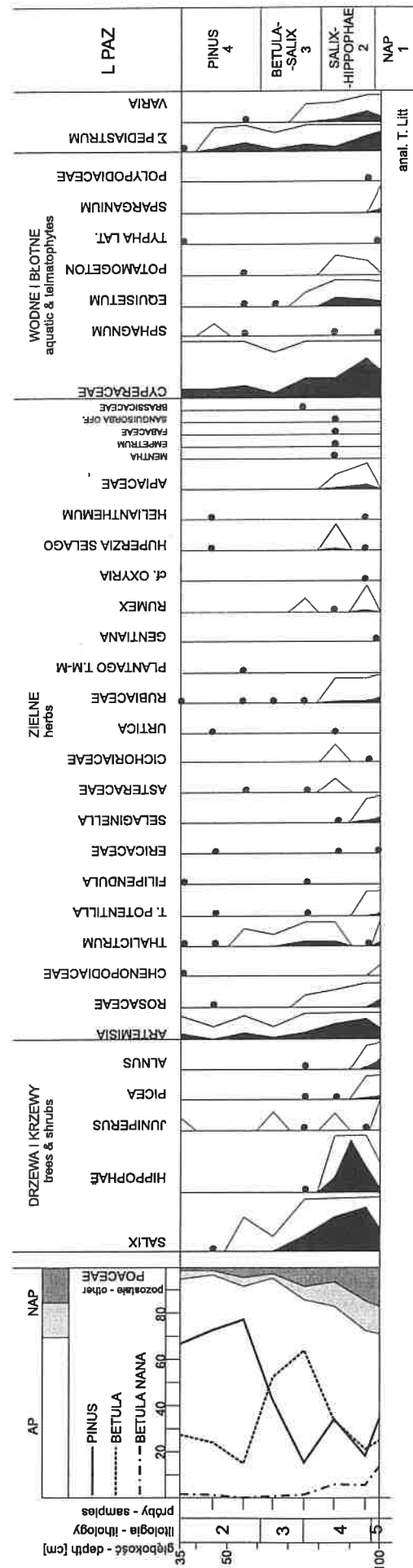
Niewątpliwą bezleśność podczas akumulacji spągu osadów (o czym będzie mowa w rozdziale 10) i ówczesną dominację roślinności zielnej, poświadczają maksymalne w tym poziomie ilości ziaren pyłku traw (*Poaceae*), osiągające wysoką średnią – 20,6%, oraz obfitość sporomorf wielu innych roślin (np. *Rosaceae*) w tym heliofitów. Stosunkowo wysoką zawartość procentową sosny (średnio 38,5%) a także większość ziaren pyłku brzozy (średnia 19,2%), należy wiązać z dalekim transportem. Przekonują o tym najniższe w całym analizowanym materiale koncentracje ziaren pyłku sosny i brzozy (por. tab. 5.2), wynoszące odpowiednio 5 562 i 2 835 ziaren/cm<sup>3</sup>.

### Salix-Hippophaë (2) L PAZ

Jest odzwierciedleniem ekspansji roślin krzewiastych, szczególnie wierzb, brzoź i rokitnika, które stopniowo opanowały wcześniejszą postać tundry krzewinkowej. O dominującej roli krzewiastych roślin świadczą znaczne ich zawartości procentowe. W tym właśnie poziomie najwyżej są reprezentowane ziarna pyłku *Salix* (od 4,6 do 14,5% a średnia z siedmiu spektrów wynosi 9,7%) oraz *Hippophaë rhamnoides* (od 0,3 do 16,2 ze średnią 7%). Znaczącą rolę w ówczesnej pokrywie roślinnej tych dwóch krzewiastych składników podkreśla też koncentracja ich ziaren pyłku. W opisanym poziomie posiadają one najwyższe zawartości (por. tab. 5.2). Pomimo procentowego spadku sumy roślin zielnych, poziom ten odznaczał się bogactwem a przede wszystkim znacznym ich zwarcim w ówczesnych płatach roślinnych. Może o tym świadczyć wzrost koncentracji sumy roślin zielnych (NAP) od 4 671 ziaren/cm<sup>3</sup> w poziomie NAP (1) L PAZ do 8 809 w *Salix-Hippophaë* (2) L PAZ. Rozprzestrzenienie się zbiorowisk z zawartością wierzb oraz rokitnika zostało poprzedzone pojawieniem się brzozy karłowatej (*Betula nana*). Na stanowisku nr 2 (tylko tam je liczono) maksymalne ilości ich ziaren pyłku były obecne na pograniczu L PAZ 1 i 2.

### Betula-Salix (3) L PAZ.

Cechą szczególną tego poziomu jest bezwzględne dominowanie ziaren pyłku brzozy, reprezentowanych w przeważającej większości przez drzewiasty typ sporomorf *Betula „alba”*. O przewadze brzozy wskazują zarówno ich ilości procentowe (por. tab. 5.1) o rozpiętości od 52,4 do 75,2% (średnia 63,9%) a także najwyższe notowania ich koncentracji (od 15 040 do 114 161 ziaren/cm<sup>3</sup>) ze średnią z 5 spektrów 49 024 ziaren/cm<sup>3</sup>. Tak wysoka średnia koncentracji omawianego poziomu ustępuje tylko wczesnoholoceniemu, typowo leśnemu poziomowi pyłkowemu *Betula* (6).



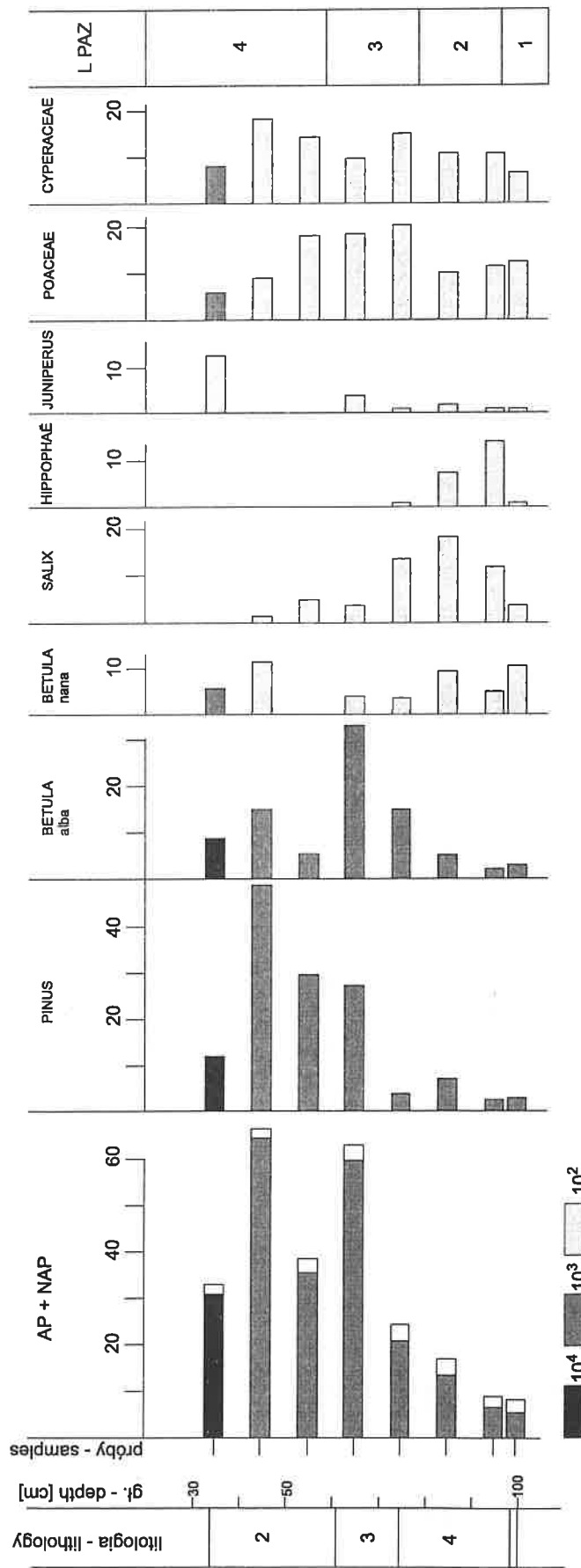
Ryc. 5.3. Imiołki, stanowisko 2. Uproszczony procentowy diagram pyłkowy.  
Fig. 5.3. Imiołki, locality 2. Simplified percentages pollen diagram.

| L PAZ<br>Takson | 1<br>NAP            |                    | 2<br>Salix-Hippophaë |                    | 3<br>Betula-Salix   |                    | 4<br>Pinus          |                    | 5<br>Juniperus-Poaceae |                    | 6<br>Betula         |                    |
|-----------------|---------------------|--------------------|----------------------|--------------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|------------------------|--------------------|---------------------|--------------------|
|                 | min-maks<br>min-max | średnia<br>average | min-maks<br>min-max  | średnia<br>average | min-maks<br>min-max | średnia<br>average | min-maks<br>min-max | średnia<br>average | min-maks<br>min-max    | średnia<br>average | min-maks<br>min-max | średnia<br>average |
| Pinus           | 31.6-48.4           | 38.5               | 6.5-33.7             | 21.0               | 10.0-42.7           | 23.8               | 45.5-76.8           | 61.3               | 64.0-72.4              | 69.3               | 18.2-51.8           | 35.0               |
| Betula          | 13.0-25.2           | 19.2               | 21.6-54.9            | 36.5               | 52.4-75.7           | 63.0               | 14.9-38.7           | 28.9               | 13.7-20.0              | 16.6               | 43.7-75.4           | 59.5               |
| Salix           | 0.3-4.8             | 2.3                | 4.6-14.5             | 9.7                | 0.6-5.7             | 2.4                | 0.2-2.7             | 1.4                | 0.6-2.0                | 1.0                | 0.2                 | 0.2                |
| Hippophae       | 0.3-5.7             | 0.9                | 0.3-16.2             | 7.0                | 0.2-1.5             | 0.3                | 0.3                 | 0.3                |                        |                    |                     |                    |
| Juniperus       | 0.2-0.9             | 0.4                | 0.2-0.9              | 0.5                | 0.2-2.4             | 1.0                | 0.2-0.5             | 0.2                | 0.2-0.7                | 0.4                |                     |                    |
| Poaceae         | 16.0-28.2           | 20.6               | 5.9-21.0             | 15.5               | 2.8-8.6             | 6.4                | 1.4-11.0            | 4.8                | 4.6-7.5                | 6.0                | 1.7-2.2             | 1.9                |
| Artemisia       | 0.4-5.3             | 2.1                | 2.3-6.4              | 4.5                | 0.4-1.8             | 1.0                | 0.4-2.5             | 1.3                | 1.5-3.1                | 2.3                | 0.2-0.5             | 0.3                |

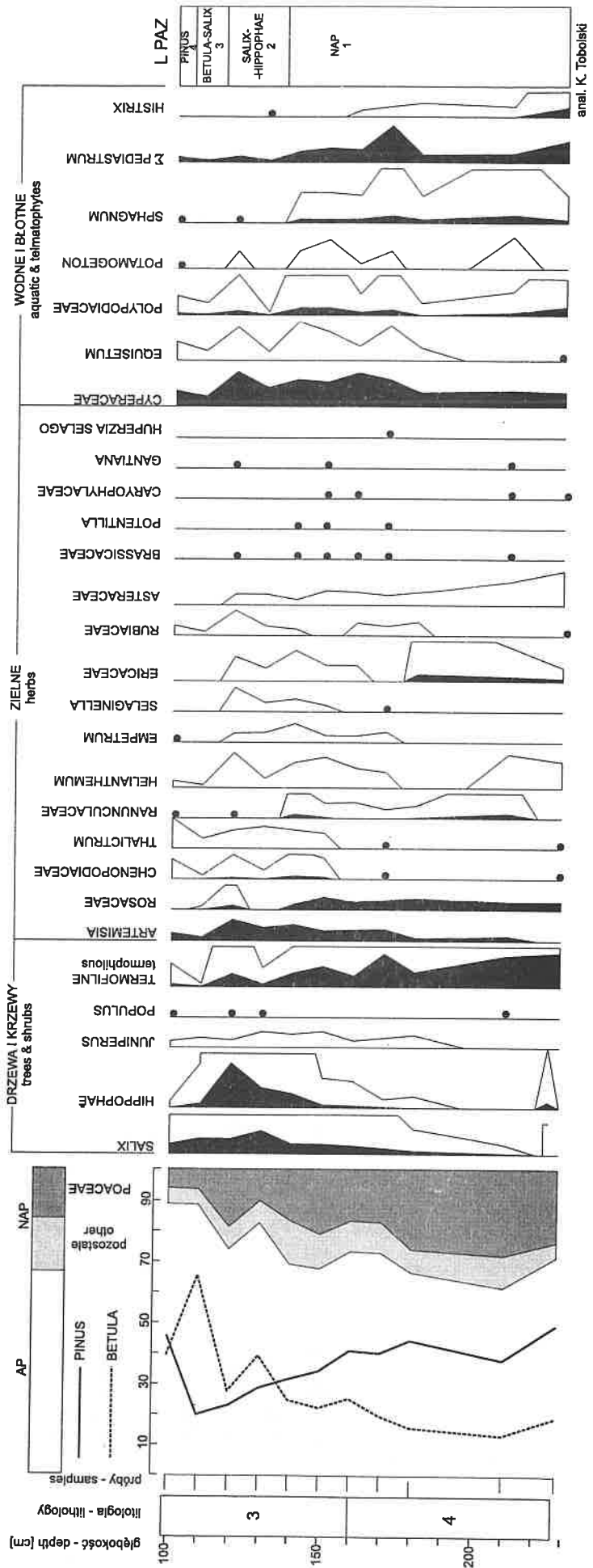
Tab. 5.1. Minimalne, maksymalne i średnie procenty ważniejszych sporomorf w późnoglacialnych spektrach pyłkowych zbiornika „Imiołki” i litoralu jeziora Lednica.  
Tab. 5.1. Minimal, maximal and average percentages of the more important sporomorphs in Late Glacial pollen spectra from the Imiołki basin and the littoral zone of Lake Lednica.

| L PAZ<br>Takson | 1<br>NAP            |                    | 2<br>Salix-Hippophaë |                    | 3<br>Betula-Salix   |                    | 4<br>Pinus          |                    | 5<br>Juniperus-Poaceae |                    | 6<br>Betula         |                    |
|-----------------|---------------------|--------------------|----------------------|--------------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|------------------------|--------------------|---------------------|--------------------|
|                 | min-maks<br>min-max | średnia<br>average | min-maks<br>min-max  | średnia<br>average | min-maks<br>min-max | średnia<br>average | min-maks<br>min-max | średnia<br>average | min-maks<br>min-max    | średnia<br>average | min-maks<br>min-max | średnia<br>average |
| Pinus           | 2616-10304          | 5562               | 2810-17090           | 6667               | 3640-26752          | 16003              | 6716-218666         | 66075              | 117714-187550          | 152830             | 47030-246840        | 146935             |
| Betula          | 840-6319            | 2835               | 1779-36425           | 27359              | 15040-114161        | 49024              | 14949-87955         | 29537              | 24463-58483            | 36783              | 187207-208120       | 197663             |
| Salix           | 30-1008             | 378                | 574-7235             | 3331               | 357-3683            | 2078               | 128-1344            | 694                | 299-4400               | 1978               | 806                 | 806                |
| Hippophae       | 35-741              | 125                | 362-2593             | 1264               | 47-695              | 186                | 47                  |                    |                        |                    |                     |                    |
| Juniperus       | 35-155              | 59                 | 20-435               | 230                | 48-3683             | 1124               | 24-1222             | 237                | 425-4537               | 1973               | 156                 | 156                |
| Poaceae         | 1195-4269           | 3030               | 992-16580            | 6189               | 1784-9996           | 4789               | 899-8000            | 4303               | 9262-18681             | 13622              | 5479-8066           | 6772               |
| AP              | 7267-18387          | 10379              | 8105-61498           | 27167              | 23567-136520        | 69612              | 13126-323724        | 98001              | 152039-257629          | 196682             | 238347-458187       | 348267             |
| NAP             | 2002-9635           | 4671               | 2086-22578           | 8809               | 2378-13941          | 10999              | 8907-15210          | 7523               | 17627-35252            | 24469              | 10045-18553         | 14299              |

Tab. 5.2. Minimalna, maksymalna i średnia koncentracja sporomorf w późnoglacialnych spektrach pyłkowych zbiornika „Imiołki” i litoralu jeziora Lednica.  
Tab. 5.2. Minimal, maximal and average concentration of sporomorphs in the Late Glacial pollen spectra from the Imiołki basin and the littoral zone of Lake Lednica.

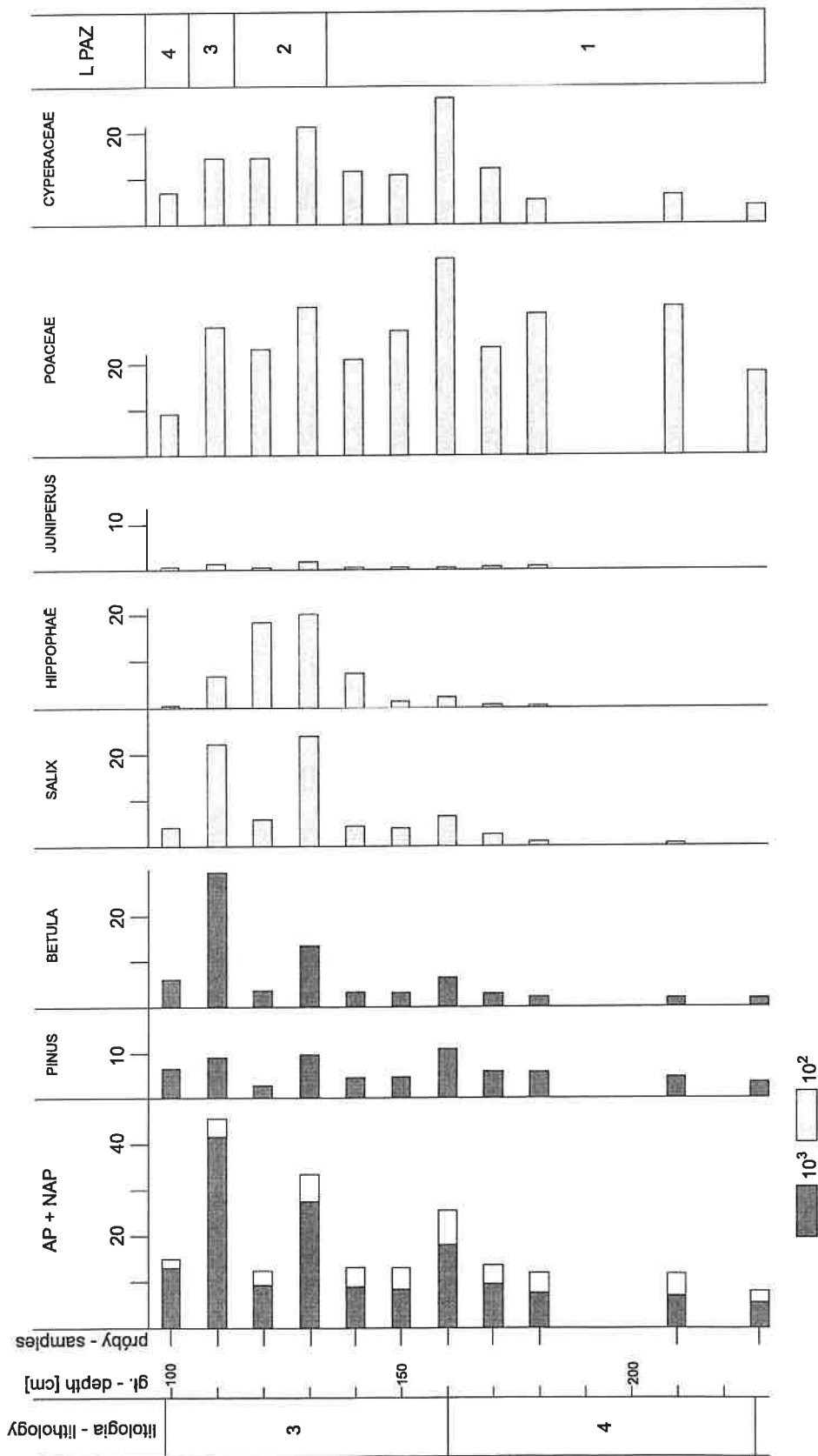


Ryc. 5.4. Imiołki, stanowisko 2. Uproszczony diagram koncentracji ziaren pyłku w 1 cm<sup>3</sup> osadu wybranych taksonów.  
 Fig. 5.4. Imiołki, locality 2. Simplified diagram showing the concentration of selected pollen grains group in 1 cm<sup>3</sup> of sediment.



Ryc. 5.5. Littoral jeziora Lednica, stanowisko 5. Uproszczone procentowy diagram pyłkowy.  
 Fig. 5.5. Littoral of Lednica lake, locality 5. Simplified percentages pollen diagram.





Ryc. 5.6. Littoral jeziora Lednica, stanowisko 5. Uproszczony diagram koncentracji ziaren pyłku wybranych taksonów w 1 cm<sup>3</sup> osadu.  
 Fig. 5.6. Littoral of Lednica lake, locality 5. Simplified diagram showing the concentration of selected pollen grains group in 1 cm<sup>3</sup> of sediment.

Udział procentowy oraz koncentracja ziaren pyłku wierzby, rokitnika a także traw w tym poziomie jest mniejszy, w porównaniu z L PAZ *Salix-Hippophaë*, natomiast nieznacznie zwiększył się procent (średnia 1,0%) i koncentracja pyłku jałowca (średnia 1 124 ziaren/cm<sup>3</sup>).

#### Pinus (4) L PAZ.

W tym poziomie wyraźnie dominuje sosna nad brzozą, choć ta występuje również w dość znacznych ilościach. Średnia zawartość sosny (wyliczona z 13 spektrów) wynosi 61,3% a rozpiętość od minimalnej do maksymalnej jest w przedziale 45,5-76,8%. Drugi współpanujący komponent drzewiastej flory pyłkowej posiada od 14,9 do 38,7% ze średnią 28,9%. Średnia koncentracja pyłku sosny mieści 66 075 ziaren w 1 cm<sup>3</sup> osadu, a brzozy 29 537 ziaren/cm<sup>3</sup>. Suma wszystkich ziaren pyłku drzew przekracza 90%. Pośród roślin zielnych najliczniejsze są trawy ze średnią procentową 4,8% i koncentracji 4 303 ziaren w cm<sup>3</sup>.

#### Juniperus-Poaceae (5) L PAZ.

Flora pyłkowa tego poziomu jest zdominowana przez sosnę (od 64,0 do 72,4%). Średnia 69,3% jest wyższa niż w poprzednim poziomie pyłkowym. Także koncentracja sporomorf tego taksonu, wynosząca od 117 714 do 187 550 ziaren/cm<sup>3</sup>, ze średnią 152 830, jest znacznie wyższa w porównaniu z L PAZ *Pinus*. Jednak w innej proporcji w porównaniu z poprzednim poziomem pozostają ziarna pyłku brzozy, których procentowa średnia osiąga tylko 16,6%, a średnia liczba koncentracji 36 783 ziaren/cm<sup>3</sup>. W niewielkim stopniu zwiększyła się w opisanym poziomie zawartość sumy roślin zielnych, w tym *Poaceae* (średnia 6,0%) i *Artemisia* (średnia 2,3%).

#### Betula (6) L PAZ.

Poziom pyłkowy reprezentują tylko dwa spektra pyłkowe, w których dominują ziarna pyłku drzew. W tej grupie wyraźną przewagę posiada brzoza (średnia 59,5%), górująca o przeszło 20% nad zianami pyłku sosny. Spektra tego poziomu pyłkowego rejestrują też najwyższą koncentrację ziaren pyłku sosny z średnią 146 935 w cm<sup>3</sup> oraz brzozy ze średnią 197 663 ziaren/cm<sup>3</sup>.

### 5.3. Korelacja L PAZ ze schematem stratygraficznym

Propozycję korelacji wyróżnionych poziomów pyłkowych ze schematem stratygraficznym dla osadów limnicznych zbiornika w Imiołkach, przedstawiono już wcześniej (Tobolski, Litt 1994). Zasadniczą treść tamtejszego ujęcia nadal podtrzymujemy, uściślenia wymaga jedynie dolna granica z kompleksem bölling-alleröd, która w cytowanej publikacji została zaznaczona ukośnie biegnącą kreską.

W świetle dotychczasowego podziału stratygraficznego poziom pyłkowy NAP (1) należy do najstarszego dryasu (DR1). W poziomie *Salix-Hippophaë* (2) leży granica z kompleksem interstadialnym bölling-alleröd. Szczupłość materiału bardzo utrudnia jednoznaczne przeprowadzenie tej granicy. W naszej opinii L PAZ (2) należałoby podzielić na podpoziomy, bowiem taką potrzebę sugerują biegi krzywych wierzby i rokitnika i prawdopodobnie brzozy karłowatej. Niestety, dla tego ostatniego gatunku posiadamy zbyt ogólnikowe informacje o jego krzywej procentowej i koncentracji, ponieważ nie starczyło czasu na przeprowadzenie badań statystycznych, wzorowanych na przykładzie opracowania Gaillard (1983) z szwajcarskiego stanowiska Lobsigensee. Te odcinki rdzeni należałoby też opróbować znacznie większą liczbą prób.

Natomiast nie budzi wątpliwości przynależność do kompleksu interstadialnego bölling-alleröd dwóch kolejnych poziomów pyłkowych: *Betula-Salix* (3) L PAZ i *Pinus* (4) L PAZ.

Poziom pyłkowy *Juniperus-Poaceae* w całości wypełnia młodszy dryas (DR3). Górna granica tego poziomu z poziomem pyłkowym *Betula* (5) oddziela osady późnoglacialne od wczesnego holocenu.

Uzasadnienie przedstawionej korelacji zostanie omówione w ostatnim rozdziale, gdyż szczupłość faktów palinologicznych wymaga poparcia analizami roślinnych znalezisk makroskopowych, których prezentację znajdzie czytelnik w następnym rozdziale.

## Summary

### 5. Pollen analysis

Palinological research was conducted exclusively on the bottom layer sections of three cores (sites no. 1,3,5; see Fig. 3.1). All samples for palinological analyses were taken from fresh sediment, always a 1cm<sup>3</sup>. Following acetolysis, 2 tablets of *Lycopodium* containing 11300+/-4% spores were added. In most of the spectra, 500 grains of tree pollen were counted (AP).

The results of analysis from each site are illustrated by two simplified pollen percentage diagrams (Fig. 5.1, 5.3, 5.5) as well as diagrams of the concentration of pollen grains. The percent content of sporomorphs was counted on the basis of AP + NAP = 100%. From the NAP sum, sporomorphs of aquatic plants, marsh plants (including *Cyperaceae*, *Varia* and *Pediastrum*) were excluded.

In the limnic sediments of the reservoir „Imiołki” and in the littoral of Lake Lednica, six local pollen assemblage zones were defined (Table 5.1 and 5.2) as follows:

- (1) NAP L PAZ
- (2) Salix-Hippophaë L PAZ
- (3) Betula-Salix L PAZ
- (4) Pinus L PAZ
- (5) Juniperus-Poaceae L PAZ
- (6) Betula L PAZ

The local pollen zone NAP (1) belongs to the Oldest Dryas (DR 1). At the level of Salix-Hippophaë (2) L PAZ lies the border of the Intersadial Bölling-Alleröd complex. The sparseness of material presents a considerable problem in presenting an unequivocal drawing of this border. In our opinion L PAZ (2) should be divided up into sub-levels, since such a need is suggested by the shape of the willow and sea-buckthorn curves and probably that of the dwarf birch. There is, however, little doubt as to the affiliation of the Interstadial Bölling-Alleröd complex with the following two pollen zones: Betula-Salix (3) L PAZ and Pinus (4) L PAZ. The pollen zone Juniperus-Poaceae is correlated with the Younger Dryas stadial (DR 3). The upper boundary of this zone and the pollen zone Betula (5) separates the Late Glacial sediments from the early Holocene.

## 6. Makroszczałki roślinne

### 6.1. Metodyka badań

Analizą makroszczałków roślinnych objęto wybrane próby z pięciu rdzeni, których lokalizację ilustruje ryc. 3. Profile te posiadają następujące miąższości: stanowisko nr 1. (105) - 304 cm; 2. (Im/88-1) - 140 cm; 3. (73) - 568 cm; 4. (Im/88-2) - 100 cm; 5. (1) - 235 cm.

Z każdego rdzenia pobrano serię prób w odstępach 3-5 cm, o objętości 60-80 cm<sup>3</sup>. Poddano je działaniu 10% roztworu KOH na okres 5-10 godzin, aby spowodować rozpuszczenie substancji humusowych. Tak przygotowany materiał przeszlamowano w łagodnym strumieniu wody poddając go jednocześnie rozfrakcjonowaniu na sitach o średnicy oczek 0,5 mm i 0,2 mm. Przesianą zawartość selekcjonowano przy użyciu binokularu stosując zmienne powiększenia od 16 do 60x. Nasiona, owoce i inne szczątki roślinne zostały oznaczone i policzone. Wszystkie fosylia przechowywane są w plastikowych pudełeczkach lub epruwetkach, pozostając pod działaniem płynu konserwującego (mieszanka alkoholu, gliceryny i wody destylowanej w stosunku 1:1:1 z dodatkiem tymolu).

### 6.2. Lokalne poziomy makroszczałków

Flora stwierdzonych szczątków makroskopowych zawiera łącznie 45 taksonów. Do rangi gatunku i prawdopodobnie gatunku (cf.) oznaczono 64,4% taksonów, podczas gdy dla 35,5% taksonów ustalono tylko rangę rodzajową. Dwa taksony pozostają na poziomie rodziny. Niektóre gatunki, zwłaszcza krzewy i krzewinki reprezentowane są pod różnymi postaciami, np. *Betula nana* jako: owoce, łuski owocowe, łuski pączkowe i fragmenty liści.

Wykaz oznaczonych roślin zestawiono w formie listy florystycznej (Tab.1). Informuje ona o obecności taksonów w obrębie badanych rdzeni a także określa postać znaleziska, natomiast nie zawiera frekwencji szczątków makroskopowych. Uproszczone diagramy szczątków makroskopowych ilustrują absolutną zawartość wybranych taksonów w poszczególnych próbach (ryc. 6.1, 6.2, 6.3, 6.4).

Lokalne poziomy makroszczałków roślinnych (L MAZ) opisano na podstawie rdzenia nr 1 (105).

L MAZ (1) – *Chara*; gł. 285-304 cm (próby 56-53).

Poziom ten charakteryzuje się obecnością roślin wodnych oraz drobnych nieoznaczalnych fragmentów drewna. Znajdziskami roślin wodnych są oospory ramienic (*Chara* sp.) i pestki rdestnicy nitkowatej (*Potamogeton filiformis*) oraz w górnej części omawianego poziomu orzeszki jaskra wodnego (*Ranunculus* sect. *Batrachium* sp.).

L MAZ (2) – *Salix polaris*; gł. 270-285 cm (próby 52-50).

W tym poziomie stwierdzono pionierskie rośliny lądowe. Odznacza się on obecnością liści wierzby krzewinkowej (*Salix polaris*) a także łusek pączkowych należących prawdopodobnie do tego gatunku. Wśród znalezisk makroskopowych roślin zielnych odnotowano fragmenty wegetatywne mchów brunatnych (*Bryales*) oraz pojedyncze orzeszki turzyc *Carex* sp. dwuznamieniowych) i owocnię traw (*Poaceae*). Zwiększa się udział już wcześniej notowanych roślin wodnych, które – być może – coraz intensywniej zarastały dno zbiornika. W górnej części tego poziomu występuje *Utricularia* sp.

L MAZ (3) – *Betula nana*-*Dryas*; gł. 240-270 cm (próby 49-43).

Zawiera nowe składniki tundry krzewinkowej. Na szczególną uwagę zasługuje kilkadziesiąt fragmentów i kilka dobrze zachowanych blaszek liściowych dębika ośmiopłatkowego (*Dryas octopetala*). Szczątki tej rośliny występują w dolnej części poziomu. Towarzyszą im owoce i łuski owocowe brzozy karłowatej (*Betula nana*) a także łuski owocowe i łuski pączkowe prawdopodobnie należące do tego gatunku (*Betula* cf. *nana*). Pojawienie się pojedynczych owoców brzozy tundrowej (*Betula tortuosa*) oraz owoców i łusek owocowych należących do brzoź drzewiastych (oznaczonych do grupy *Betula* „*alba*”) – w górnej części poziomu – jest zapowiedzią dalszej przemiany pokrywy roślinnej.

Flora roślin zielnych omawianego poziomu reprezentowana jest przez gatunki związane z siedliskami wilgotnymi. Wśród nich szczególną wymowę posiadają makrospory widliczki (*Selaginella selaginoides*) – rośliny wskaźnikowe.





wej zbiorowisk otwartych. Stwierdzono także obecność mchów brunatnych (*Bryales*) i turzyc (*Carex* sp. należące do turzyc dwu i trójznamionowych). Florę roślin wodnych reprezentują liczne oospy ramienic (*Chara* sp.), pestki *Potamogeton filiformis* i *Ranunculus* sect. *Batrachium*.

L MAZ (5) – *Betula „alba”*; gł. 210-240 cm (próby 42-36).

Granica z poprzednim poziomem wyróżnia się zmianą w litologii osadu. Zwiększający się udział materii organicznej w osadzie może wskazywać na bardziej zwartą pokrywę roślinną w otoczeniu badanego stanowiska. Próby z tego odcinka osadu są bogate w znaleziska makroskopowe. Dominują w nich brzozy drzewiaste. Stwierdzono liczne egzemplarze owoców i łusek owocowych z grupy *Betula „alba”*. Lepiej zachowane owoce oznaczono jako brzoza omszona (*Betula pubescens* i *Betula pubescens* ssp. *tortuosa*). Obecne są jeszcze sporadycznie przedstawiciele roślinności krzewinkowej. Wśród nich oznaczono owoce *Betula nana* oraz małych rozmiarów łuski pączkowe wierzb (*Salix* sp.).

Dość słabo reprezentowana jest roślinność zielna. Stwierdzono jedynie pojedyncze orzeszki turzyc (*Carex* sp. 2 znamionowe) i owocnię traw (*Poaceae*). Istotne zmiany zachodzą w zbiorowiskach roślin wodnych. Licznie są reprezentowane oospy ramienic lecz nie zanotowano wyżej wymienionych roślin naczyniowych.

L MAZ (6) – *Betula „alba”*-*Pinus sylvestris*; gł. 110-210 cm (próby 35-13).

Liczny udział makroszczątków sosny (*Pinus sylvestris*) pod postacią igieł, łusek pączkowych i fragmentów kory, a także stosunkowo duża reprezentacja znalezisk brzoź drzewiastych (owoce, łuski owocowe z grupy *Betula „alba”*), wskazuje na ekspansję tych gatunków i ich udział w pokrywie roślinnej najbliższego otoczenia zbiornika sedymentacyjnego. Flora roślin błotnych i wodnych reprezentowana jest przez gatunki o wyższych wymaganiach termicznych. Stwierdzono jedno nasiono bobrka trójlistnego (*Menyanthes trifoliata*) a także liczne pestki należące do rdestnicy wydłużonej (*Potamogeton praelongus*) i pojedyncze do rdestnicy pływającej (*Potamogeton natans*).

L MAZ (7) – *Potamogeton natans*; gł. 75-110 cm (próby 11-7).

Litologiczne zmiany w osadzie (gytia wapienna z większą zawartością ilitu i piasku) są efektem zmian w szacie roślinnej. Zdecydowanie spada frekwencja znalezisk pochodzących od roślin drzewiastych – *Pinus sylvestris* i *Betula „alba”*. W górnej części tego poziomu fosylia sosny nie występują w osadzie.

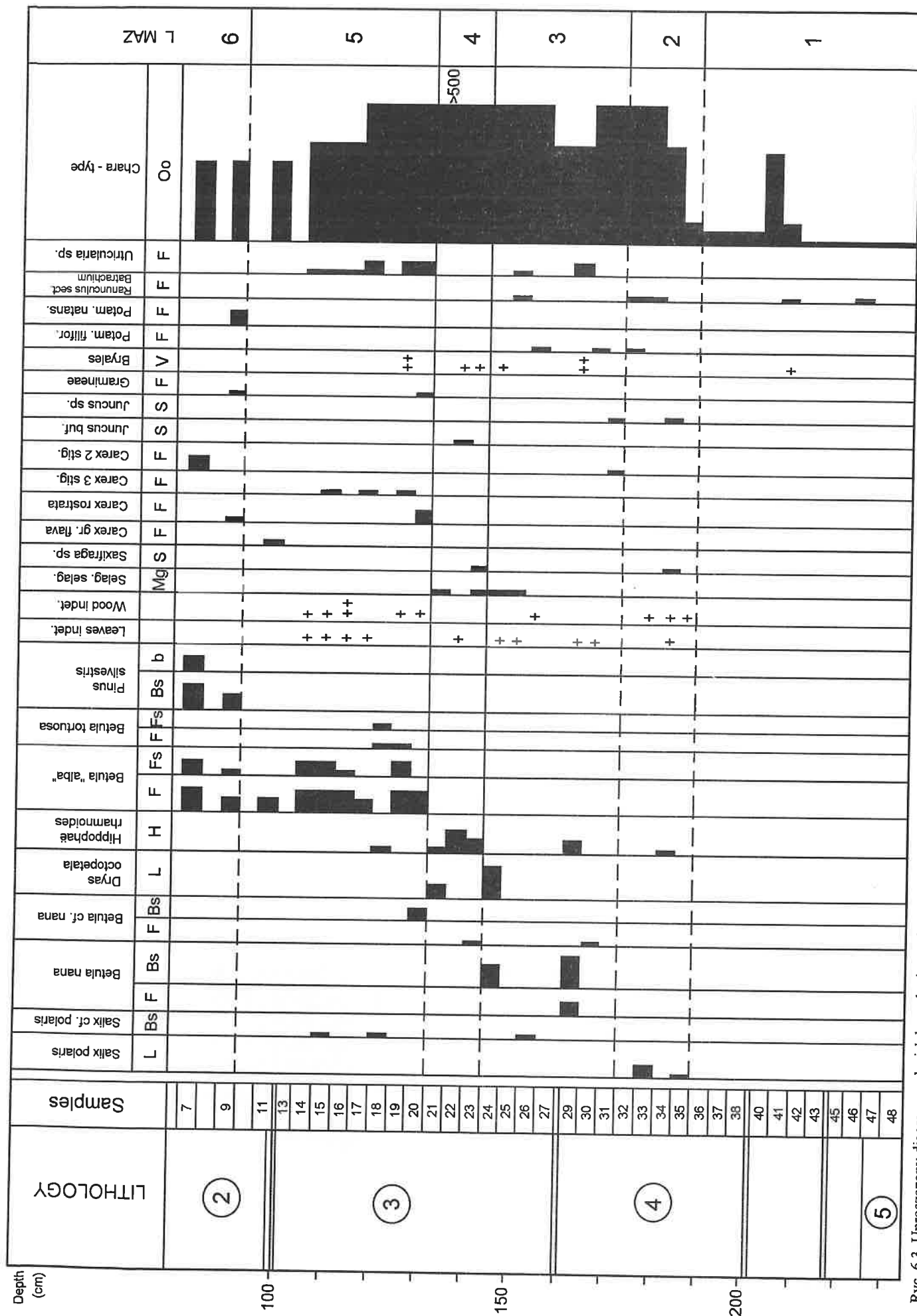
Fakty te korespondują ze wzrostem udziału roślin zielnych, reprezentowanych głównie przez znaleziska orzeszków turzyc (*Carex rostrata*, *Carex* cf. *flava*, oraz *Carex* sp. dwu i trójznamieniowa) i fragmenty mchów brunatnych (*Bryales*). Ponownie pojawiły się megaspy widliczki (*Selaginella selaginoides*). Licznie reprezentowane są znalezione rośliny błotnych i wodnych. *Potamogeton natans* osiąga w tym poziomie największą liczebność. Na uwagę zasługuje obecność pestek *Potamogeton filiformis*.

### 6.3. Bioindykacyjna wymowa makroflory w późnoglacialnej sukcesji roślinnej

Rdzeń osadów ze stanowiska nr 1 nie zawiera wszystkich poziomów makroszczątków (L MAZ), jakie wyróżniono w pięciu stanowiskach objętych analizą znalezisk makroskopowych roślin.

Już podczas najstarszego dryasu pojawiła się w analizowanych osadach roślinność wskazująca na inicjalny etap rozwoju późnoglacialnej sukcesji w zbiorniku Imiołki a także w osadach litoralu jeziora Lednica. Pierwszymi kolonizatorami zbiorników wodnych były zbiorowiska bliżej nieoznaczonych ramienic (*Chara* sp. div.) oraz skupienia rdestnicy nitkowatej (*Potamogeton filiformis*). Współcześnie rdestnica ta posiada optymalne warunki w strefie borealnej, jednakże przechodzi również do strefy subarktycznej i dolnoarktycznej (Hulten 1970, Tobolski i in. 1991). Pojawienie się pionierskich roślin lądowych – głównie *Salix polaris* – inicjuje fazę rozwoju fitocenozy roślinności krzewinkowej. Egzystowały one najprawdopodobniej w najbliższym sąsiedztwie zbiorników wodnych. Ta arktyczna wierzba o krzewinkowym wzroście była rozpowszechniona na rozległych powierzchniach Europy północno-zachodniej już na początku późnego glacjału (Tralau, Zagwijn 1969). Współczesny jej zasięg obejmuje strefę arktyczną (Spitsbergen), jest także częścią flory Skandynawii, gdzie przetrwała jako relikw glacialny.

Inicjalne zbiorowiska krzewinkowe były składnikiem tundry krzewinkowej, która w schyłkowym plejstocenie formowała podstawową grupę roślinności peryglacialnej. Głównymi składnikami zbiorowisk tundry krzewinkowej były *Dryas octopetala* i *Betula nana*. Dębik ośmiopłatkowy należy do roślin światłożądnych i przejawia preferencje do podłoża zasobnego w węglan wapnia (Bennike 1990). Zdecydowana większość blaszek liściowych *Dryas octopetala* znalezionych w osadach w Imiołkach, wykazuje przystosowanie do eksponowanych, wietrznych powierzchni, ponieważ posiadają stosunkowo małe i wąskie liście z intensywnie zakrzywionymi brzegami (Bennike 1990, Bocher & Bennike 1991). Współczesny zasięg tego gatunku obejmuje strefę arktyczną i wyspę stanowiska w strefie subarktycznej. Rośnie także w piętrze alpejskim i na rozrzuconych stanowiskach w strefie borealnej (Hulten 1959, 1970, Bennike 1990). Podobny typ arealu posiada *Betula nana*. Brzoza karłowata może formować różne postacie, w tym także rozległe skupienia krzewinek a także niskie zarośla. Zarówno dębik ośmiopłatkowy, brzoza karłowata i wierzba polarna a także znana również z terenu Lednickiego Parku Krajobrazowego wierzba zielna (*Salix herbacea* – Litt



Ryc. 6.3. Uproszczone diagram znalezisk karpologicznych stanowiska 5 (1). Objasnienia symboli literowych jak przy ryc. 6.1.  
 Fig. 6.3. Simplified macrofossil diagram from the site 5 (1). Letter symbols as Fig. 6.1.



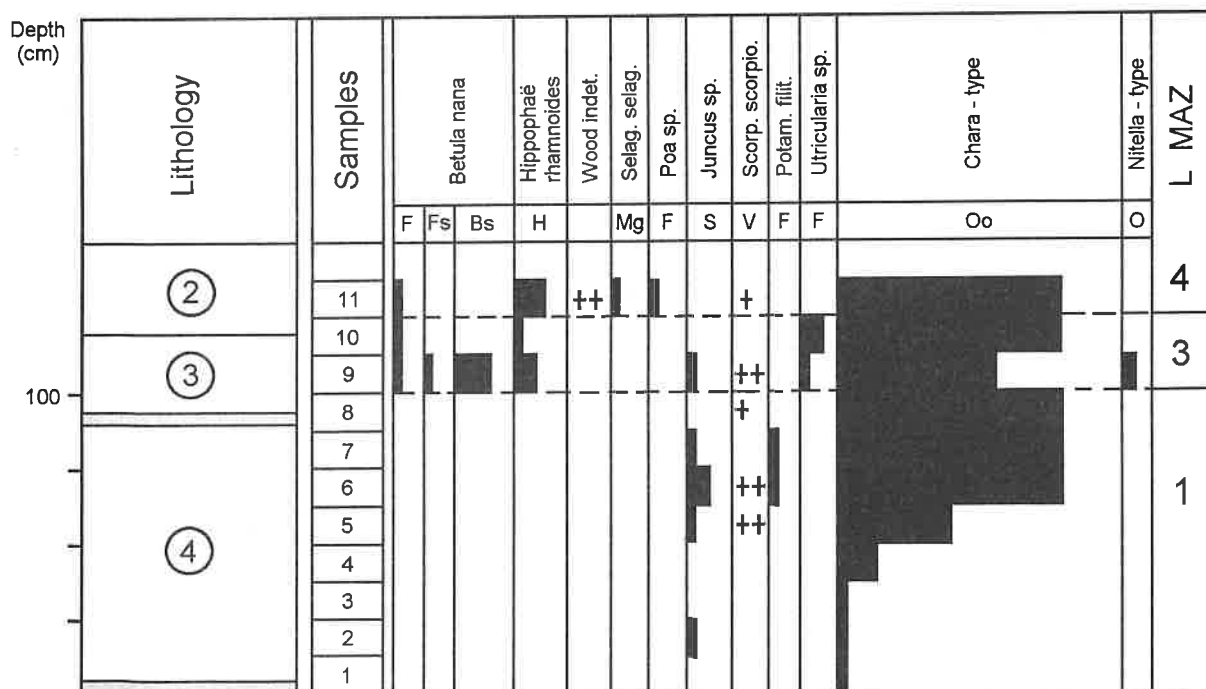
1988), należą do przewodnich składników dobrze uformowanej tundry krzewinkowej (Hulten 1959, Bennike 1985, Tobolski i in. 1991) i są głównymi elementami tzw. flor dryasowych. W Imiołkach zbiorowiska roślinności krzewinkowej występują razem z wieloma roślinami zielnymi, które – jak na przykład *Selaginella selaginoides* dzisiaj – mają swoją północną granicę zasięgu w strefie dolnoarktycznej (Hulten 1970).

Gatunki roślin, które reprezentują sukcesję wczesnej fazy późnego glacjału w Imiołkach, świadczą o surowych warunkach klimatycznych. Ten arktyczny typ sukcesji roślinnej był mozaiką różnych biotopów – zarośli krzewinkowych w miejscach bardziej suchych i zbiorowisk z przewagą roślinności zielnej w miejscach bardziej wilgotnych.

Nagłe ocieplenie i zwilgotnienie klimatu zwiastuje początek kompleksu interstadijalnego bölling-alleröd, który spowodował zmiany w pokrywie roślinnej. Wokół zbiornika Imiołki pojawiła się heliofilna roślinność krzewiasta. Szczególnie znaczenie posiadał rokitnik (*Hippophaë rhamnoides*), reprezentowany w materiale makroskopowym przez liczne tarczowate włoski pokrywające u tego gatunku liście i organy generatywne. Wspólna obecność w osadzie znalezisk pochodzących od rokitnika i dębika [szczególnie potwierdzona w rdzeniach nr 3 (73) i 5 (1)], będących heliofitami, lecz reprezentujących odmienne formy życiowe może oznaczać istnienie mozaikowej pokrywy roślinnej, zróżnicowanej na krzewiastą i krzewinkową (Tobolski i in. 1991). Rozwój rokitnika poprzedził pojawienie się inicjalnych lasów brzozowych, które dzisiaj są ważnym składnikiem zbiorowisk górnoborealnych i subarktycznych [wymownie sukcesję tą ilustrują znaleziska makroskopowe rdzenia nr 3 (73)]. Wzrastająca zawartość znalezisk brzoz drzewiastych w osadach limnicznych (makroszczałki dokumentują obecność *Betula pubescens* i zbiorowego gatunku *Betula „alba”*), sugeruje rozprzestrzenianie się małego zwartego lasu brzozowego. Inwazja borealnego lasu sosnowo-brzozowego nastąpiła w późniejszej części tego interstadijalnego kompleksu. Wysoki udział sosny i brzoz wśród znalezisk makroskopowych, wskazuje na późnoglacialne optimum pokrywy leśnej, wywołane w tym czasie poprawą klimatu. Na wyraźne ocieplenie wskazuje również roślinność bagienna i wodna, która zawierała gatunki o wyższych wymaganiach termicznych (*Menyanthes trifoliata*, *Potamogeton praelongus*).

W diagramach makroszczałków z Imiołek nie zaznacza się spadek frekwencji znalezisk makroskopowych, który mógłby sugerować obecność zimnej fazy pomiędzy böllingiem i allerödem. W młodszym dryasie zdecydowanie spada frekwencja znalezisk makroskopowych sosny i brzozy. Natomiast wzrasta udział roślin zielnych, wśród nich obecne są wskaźniki ochłodzenia klimatu – *Selaginella selaginoides* i *Potamogeton filiformis*.

Sukcesja roślinna podczas późnego glacjału w zbiorniku Imiołki i na brzegu jeziora Lednica, widziana przez pryzmat znalezisk makroskopowych, przebiegała od mozaikowej tundry krzewinkowej, różnicującej się później na krzewiastą oraz inicjalne, otwarte lasy brzozowe do zwartych lasów sosnowo-brzozowych typu borealnego. Oziębienie klimatu u schyłku późnego glacjału spowodowało ustąpienie zwartej pokrywy leśnej i zwiększenie udziału roślinności zielnej.



Ryc. 6.4. Uproszczony diagram znalezisk karpologicznych stanowiska 2 (Im/88-1). Objasnienia symboli literowych jak przy ryc. 6.1.  
Fig. 6.4. Simplified macrofossil diagram from the site 2 (Im/88-1). Letter symbols as Fig. 6.1.

Tabela 6.1. Lista florystyczna taksonów roślin naczyniowych i niższych w czterech stanowiskach zbiornika Imiołki (nr 1-4) i z litoralu jeziora Lednica (nr 5).

Table 6.1. List of vascular and non-vascular flora from four localities at Imiołki (no. of localities 1-4) and from the littoral of Lednica Lake (no. 5).

| Takson i rodzaj szczątki<br>(Taxon and kind of remains) | Stanowisko<br>(Locality) |   |   |   |   | Takson i rodzaj szczątki<br>(Taxon and kind of remains) | Stanowisko<br>(Locality) |   |   |   |   |
|---|--------------------------|---|---|---|---|---|--------------------------|---|---|---|---|
|   | 1                        | 2 | 3 | 4 | 5 |   | 1                        | 2 | 3 | 4 | 5 |
| <i>Salix polaris</i> Wahlb                              | l                        | + | - | + | - | +   |                          |   |   |   |   |
| <i>Salix cf. polaris</i>                                | Bs                       | + | - | + | - | F   | +                        | + | - | - | - |
|   | Bs                       | - | - | + | - | F   | +                        | - | - | - | - |
| <i>Salix</i> sp.  | Bs                       | + | - | - | - | F   | +                        | - | - | + | + |
|   | b                        | + | - | - | - | F   | +                        | - | - | + | + |
| <i>Betula nana</i> L.                                   | F                        | + | - | + | - | F   | +                        | - | - | - | - |
|   | Fs                       | + | - | + | - | F   | +                        | + | + | - | + |
|   | Bs                       | - | - | - | + | V   | +                        | + | + | + | + |
|   | l                        | - | - | + | - | V   | -                        | - | + | - | - |
| <i>Betula cf. nana</i>                                  | F                        | + | + | + | - | Oo  | +                        | + | + | + | + |
|   | Fs                       | + | + | + | - | Oo  | +                        | + | - | + | - |
|   | Bs                       | + | + | + | - |   | +                        | + | + | - | + |
| <i>Betula tortuosa</i> Led.                             | F                        | + | - | + | - |   | +                        | - | + | - | + |
|   | Fs                       | - | - | + | - |   | +                        | - | + | - | + |
| <i>Betula pubescens</i> Ehr.                            | F                        | + | - | - | - |   | +                        | - | - | - | - |
| <i>Betula „alba”</i>                                    | F                        | + | + | + | - |   | +                        | - | - | - | - |
|   | Fs                       | + | - | + | - |   | +                        | - | + | - | + |
|   | Bs                       | + | - | + | - |   | +                        | - | + | - | + |
| <i>Pinus sylvestris</i> L.                              | N                        | + | - | + | - |   | +                        | - | + | - | + |
|   | Bs                       | + | - | + | - |   | +                        | - | + | - | + |
|   | b                        | + | - | - | + |   | +                        | - | - | + | - |
| <i>Larix</i> sp.  | b                        | + | - | - | - |   | +                        | - | - | - | - |
| <i>Hippophaë rhamnoides</i> L.                          | h                        | - | + | + | - |   | -                        | + | + | + | + |
| <i>Arctostaphylos uva-ursi</i> L.                       | F                        | + | - | - | - |   | +                        | - | - | - | - |
| <i>Dryas octopetala</i> L.                              | l                        | + | - | + | - |   | +                        | - | + | - | + |
| <i>Selaginella selag. (L.)</i> Lk                       | Mg                       | + | + | + | - |   | +                        | + | + | + | + |
| <i>Saxifraga cf. rotundifolia</i>                       | S                        | - | - | + | - |   | -                        | - | + | - | - |
| <i>Parnassia palustris</i> L.                           | S                        | - | - | + | - |   | -                        | - | + | - | - |
| cf. <i>Saxifraga</i> sp.                                | S                        | - | - | + | - |   | -                        | - | + | - | - |
| <i>Saxifragaceae</i>                                    | S                        | - | - | + | - |   | -                        | - | + | - | - |
| <i>Carex rostrata</i> Stokes                            | F                        | - | - | - | + |   | -                        | - | - | + | - |
| <i>Carex gr. flava</i>                                  | F                        | + | - | - | + |   | +                        | - | - | + | - |
| <i>Carex gr. vigneae</i>                                | F                        | + | - | - | - |   | +                        | - | - | - | - |
| <i>Carex nigra</i>                                      | F                        | - | - | + | - |   | -                        | - | + | - | - |
| <i>Carex</i> sp. 3-znam. (3stig.)                       | F                        | + | - | + | - |   | +                        | - | + | - | + |
| <i>Carex</i> sp. 2-znam. (2stig.)                       | F                        | + | - | - | + |   | +                        | - | - | + | - |
| <i>Juncus bufonius</i> L.                               | S                        | - | - | + | - |   | -                        | - | + | - | + |
| <i>Juncus cf. subnodulosus</i> Sch.                     | S                        | - | - | + | - |   | -                        | - | + | - | + |
| <i>Juncus</i> sp.                                       | S                        | - | + | + | + |   | -                        | + | + | + | + |
| <i>Potamogeton natans</i> L.                            | F                        | + | - | + | - |   | +                        | - | + | - | + |
| <i>P. filiformis</i> Pers.                              | F                        | + | + | + | + |   | +                        | + | + | + | + |
| <i>P. praelongus</i> Wulfen                             | F                        | + | - | + | - |   | +                        | - | + | - | + |
| <i>Potamogeton cf. trichoides</i>                       |                          |   |   |   |   |   |                          |   |   |   |   |
| Cham. et Schlecht.                                      | F                        | + | - | - | - |   | +                        | - | - | - | - |

Oznaczenia skrótów w tabeli 6.1.  
Key to terminology for Table 6.1.  
S - nasiona (seeds)  
F - owoce (fruits)  
Fs - łuski owocowe (fruit scales)  
Bs - łuski paczkowe (bud scales)  
h - włoski (hairs)  
l - liść (leaf)  
Mg - makrospory (megaspores)  
Oo - oospory (oospores)  
N - igły (needles)  
b - kora (bark)

## Summary

### 6. Plant macrofossils analysis

Analysis of plant macro-fossils was carried out at five sites (fig. 3). Sites 1 to 4 are within the area of the Imiołki basin, but site 5 comes from the littoral of Lednica Lake. The plant macro-fossil flora consists of 45 taxa, of which 64,5% have the rank of species or probable species and the remaining 35,5% are genera (Tab.6.1).

The initial stage of late-glacial plant succession in the Imiołki basin and in the littoral sediments of the Lednica Lake took place in the Oldest Dryas Stadial. The first colonizers of the water basins were *Chara sp. div.* and *Potamogeton filiformis*. Pioneering land plants, mainly *Salix polaris*, start development of dwarf-shrub phytocoenosis. Its main components in the advanced stage were *Betula nana* and *Dryas octopetala*, accompanied by numerous herbaceous plants. This arctic type of plant succession testifies to the severe climatic conditions of the early phase of the late-glacial period at Imiołki.

Higher temperatures and increased humidity during the Bölling-Alleröd interstadial complex caused changes in the plant coverage. The growth of *Hippophaë rhamnoides* shrubs anticipates appearance of initial sparse birch forests with *Betula tortuosa* and *B. pubescens*. Plant macro-fossils indicate sporadic presence of tundra vegetation with *Betula nana* and *Dryas octopetala*.

Invasion of boreal pine-birch forest came in the late stage of the interstadial complex. High percentages of *Pinus sylvestris* and *Betula „alba”* points to late-glacial optimum in forest undergrowth at that time. Among marsh and water vegetation come up species that require high thermic conditions (*Menyanthes trifoliata*, *Potamogeton praelongus*). In macro-fossil diagrams of Imiołki decreasing tendency of plant macro-remains cannot be supported, as such a tendency might suggest presence of a cold phase between Bölling and Alleröd.

In the Younger Dryas Stadial, frequency of pine and birch macro-remains decreased in a distinct way. In their place a high percentage of herbaceous plants can be observed. Such plants as *Selaginella selaginoides* and *Potamogeton filiformis* clearly indicate a colder climate.

During the late-glacial period plant succession in the Imiołki basin and on the shores of Lednica Lake changed from a mosaic tundra vegetation differentiated later into shrub and initial open birch forests and then compact boreal type of pine-birch forests. When the climate got colder at the end of the late-glacial a recession of compact forest undergrowth occurred and herbaceous vegetation distinctly increased.

## 7. Kopalne wioślarki (*Cladocera*)

### 7.1. Metodyka

Ze spagowego odcinka rdzenia 5(1), od głębokości 0,6 do 2,8 m, pobrano co 5 cm próbki o objętości 1 cm<sup>3</sup>. Przygotowano je laboratoryjnie według powszechnie stosowanej metody (Frey, 1986). Każda próbka została wygotowana w 10% roztworze KOH przez 30 min. W celu usunięcia węglanów zastosowano 10% roztwór HCL. Uzyskane w ten sposób residuum przesiano przez sito usuwając frakcję powyżej 0,05 mm. Badanie mikroskopowe przeprowadzono wykorzystując każdorazowo preparaty o objętości 0,05 ml. W preparatach liczone wszystkie występujące szczątki *Cladocera*. Uzyskane wyniki przedstawiono w formie diagramów odzwierciedlających ilościowe i procentowe rozprzestrzenienie szczątków w profilu (ryc. 7.1, 7.2). Interpretacja danych oparta została na analizie diagramów, a także na zmianach przebiegu krzywej wskaźnika różnorodności obliczonego dla gatunków z rodziny *Chydoridae* (ryc. 7.3.).

### 7.2. Wyniki analizy: fazy rozwoju zespołów *Cladocera*

Skład gatunkowy i liczba szczątków *Cladocera* w poszczególnych próbkach umożliwiły podział osadów rdzenia na cztery fazy odpowiadające odmiennym warunkom sedymentacji osadów.

#### Faza 1 (1,70 m-1,45 m)

Faza ta odzwierciedla początkowy okres rozwoju zbiornika, przebiegający w klimacie chłodnym, na co wskazuje obecność gatunków „arktycznych”, do których należą *Acroperus harpae*, *Chydorus sphaericus* i *Alonella nana* (Harmsworth 1968). Stosunkowo licznie występująca *Bosmina longispina* podkreśla oligotroficzny charakter zbiornika. Wszystkie występujące w tej fazie gatunki należą do fauny „pionierskiej”.

#### Faza 2 (1,45 m-1,28 m)

W fazie 2 zanotowano obecność tylko trzech spośród dziewięciu występujących wcześniej gatunków: *Acroperus harpae*, *Chydorus sphaericus* i *Alonella nana*. Gatunki te są bardzo tolerancyjne w stosunku do niskich temperatur. Wyraźnie maleje krzywa wskaźnika różnorodności świadcząc o zakłóceniach w ekosystemie.

#### Faza 3 (1,28 m-1,03 m)

Zdecydowana poprawa warunków siedliskowych doprowadziła do ponownego rozwoju zespołów *Cladocera*. Po raz pierwszy zanotowano obecność *Eurycercus lamellatus*, *Bosmina coregoni* oraz *Camptocercus rectirostris*. Liczba znalezionych szczątków i gatunków wzrasta, podnosi się krzywa wskaźnika różnorodności.

#### Faza 4 (1,03 m-0,60 m)

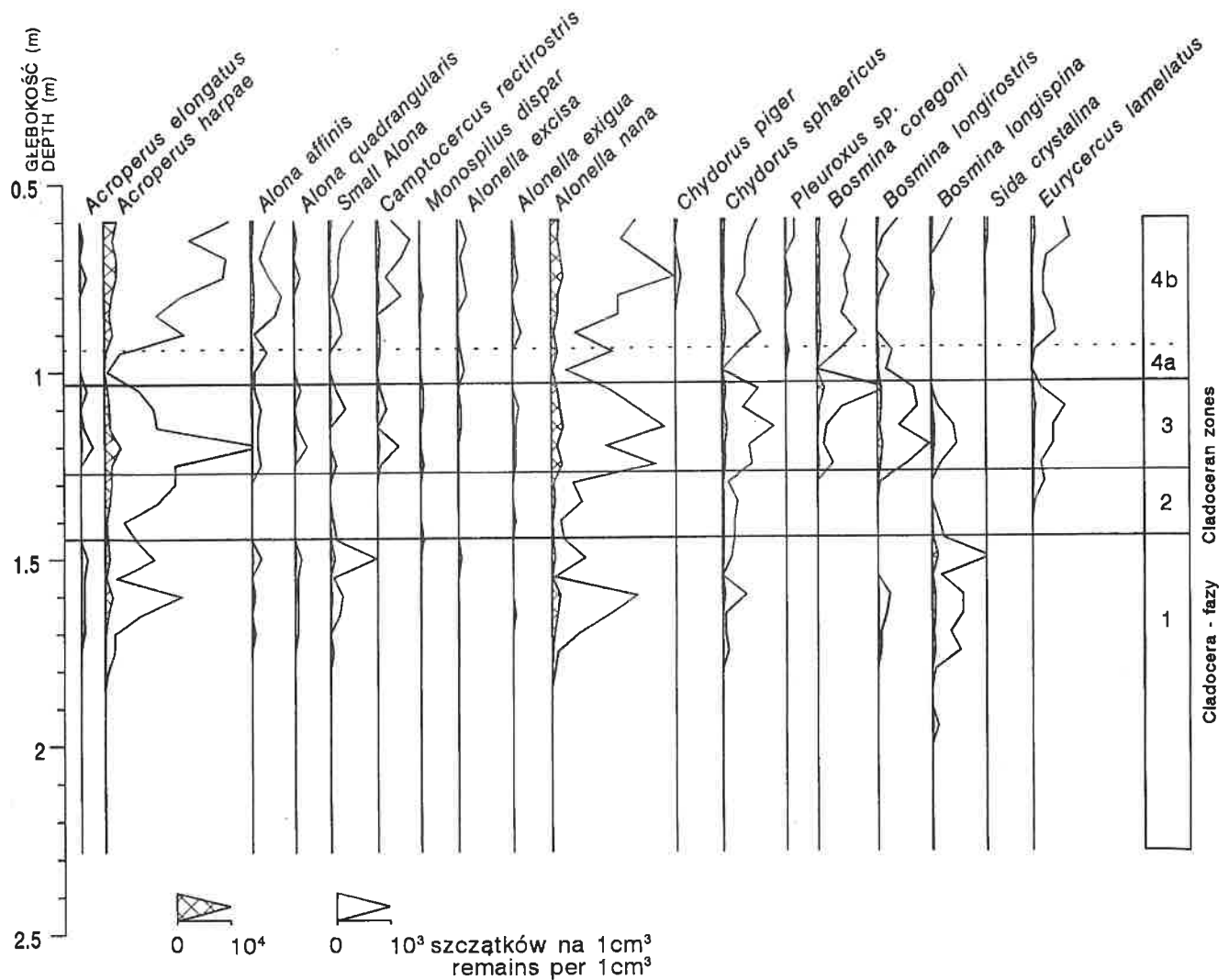
W początkowym okresie fazy 4 następuje spadek liczebności wioślarek. Spada również liczba gatunków. Zjawisko to było powodem wydzielenia w ramach tej fazy dwóch podfaz. W podfazie 4b stopniowo wzrasta liczba wszystkich szczątków, pojawiają się kolejne gatunki (*Chydorus piger*, *Pleuroxus* sp.). Do najliczniejszych należą: *Alonella nana*, *Alona affinis*, *Acroperus harpae* i *Bosmina longirostris*. Fauna *Cladocera* reprezentowana jest przez 18 gatunków.

W osadach rdzenia 5(1) zanotowano 18 gatunków *Cladocera* należących do trzech rodzin: *Chydoridae*, *Bosminidae* i *Sididae*. Maksymalna liczba szczątków w 1 cm<sup>3</sup> osiągnęła wartość ok. 8,5 tys. Największą obfitością szczątków i bogactwem taksonomicznym charakteryzuje się faza 3 i 4b.

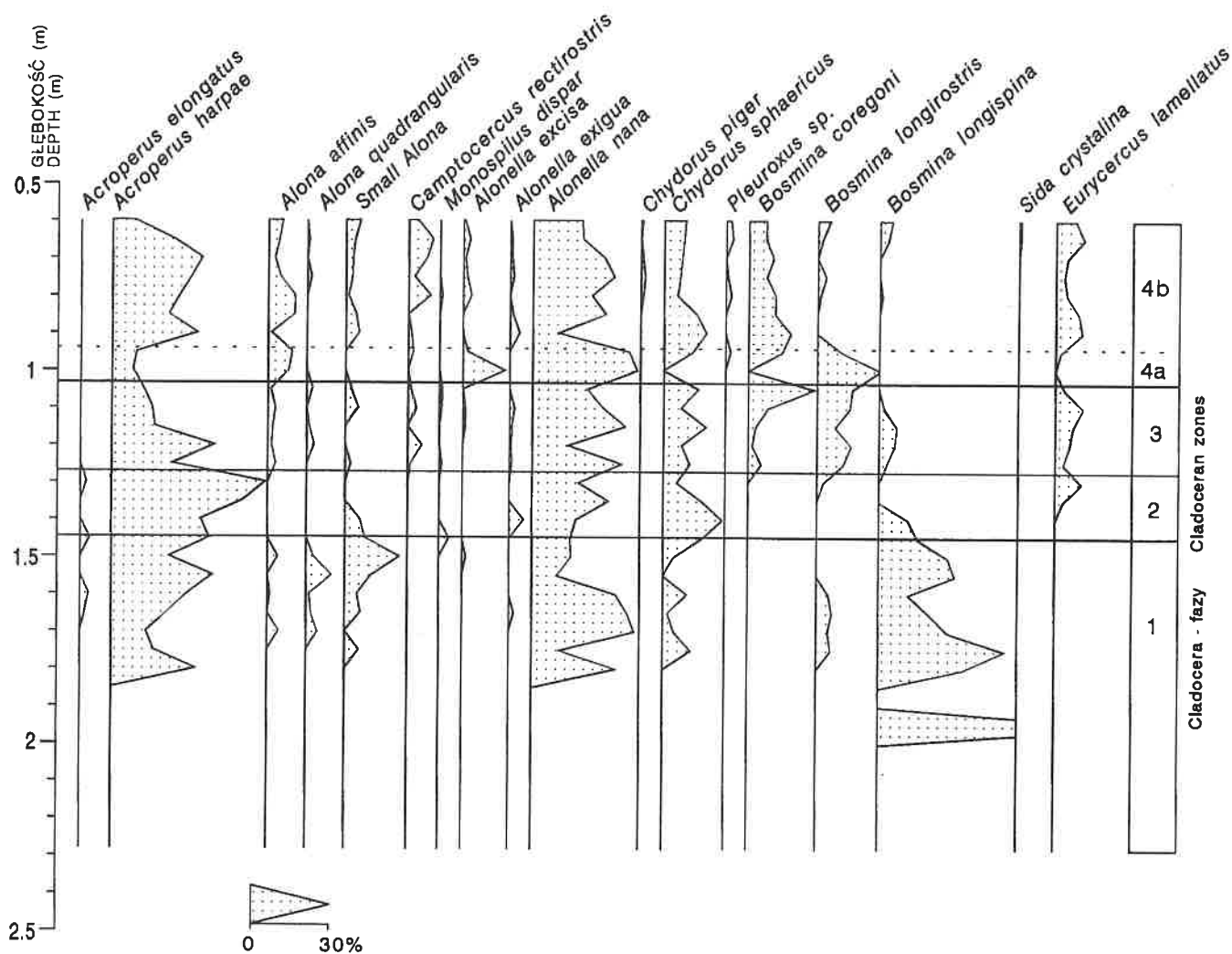
### 7.3. Wnioski

Skład gatunkowy kopalnych zespołów *Cladocera* w osadach rdzenia 5(1) odpowiada faunie opisanej dla innych stanowisk późnoglacialnych: Wallensen (Frey 1958), Esthwaite Water (Goulden 1964), Zeribar (Megard 1967), Grane Langsø, Esrom Sø (Whiteside 1969), Niechorza, Worytów (Szeroczyńska 1985), Błędowa (Bińka i in. 1988), Kleinen Barsch-Sees (Flössner 1990), Gościąza (Szeroczyńska 1993) i Biskupina (Szeroczyńska 1995). Dominacja takich gatunków jak: *Chydorus sphaericus*, *Alona quadrangularis*, *A. affinis* i *Alonella nana* jest charakterystyczna dla większości stanowisk późnoglacialnych. Dominują gatunki „arktyczne”: *Acroperus harpae*, *Chydorus sphaericus* i *Alonella nana*. Whiteside (1969) odnotował podobny skład gatunkowy *Chydoridae* dla późnoglacialnych osadów dwóch duńskich jezior, gdzie wymienione wyżej gatunki mają największy udział wśród wszystkich notowanych szczątków (do 84%) i są określane przez autora jako „pionierskie”. Również Hofmann (1983) analizując późnoglacialne osady jeziora Poolsee (północne Niemcy) wymienia te gatunki jako dominujące w tym okresie. Liczba gatunków *Chydoridae* – 13, zbieżna jest z danymi z innych późnoglacialnych stanowisk, gdzie zwykle notowano 13-14 gatunków. Liczba ta maleje wraz z pogarszaniem się warunków klimatycznych (faza 2 i 4a), natomiast wzrasta podczas trwania fazy 3, a szczególnie podfazy 4b, co sugeruje istnienie dogodnych warunków dla rozwoju fauny. W tym czasie notowano obecność zarówno gatunków zimno- jak i ciepłolubnych (*Acroperus harpae*, *Alonella nana*, *Eurycercus lamellatus*, *Camptocercus rectirostris*, *Pleuroxus* sp.). Ich współwystępowanie sugeruje umiarkowanie ciepłe warunki klimatyczne.

Wskaźnik różnorodności w całym profilu utrzymuje się na niskim poziomie. Jego najniższe wartości przypadają na fazę 2, świadcząc o istotnych zakłóceniach w tym okresie, najprawdopodobniej związanych z pogorszeniem warunków klimatycznych. Swoje maksimum wskaźnik różnorodności osiąga w podfazie 4b, wskazując na bardziej stabilne i różnorodne środowisko życia fauny *Cladocera*.

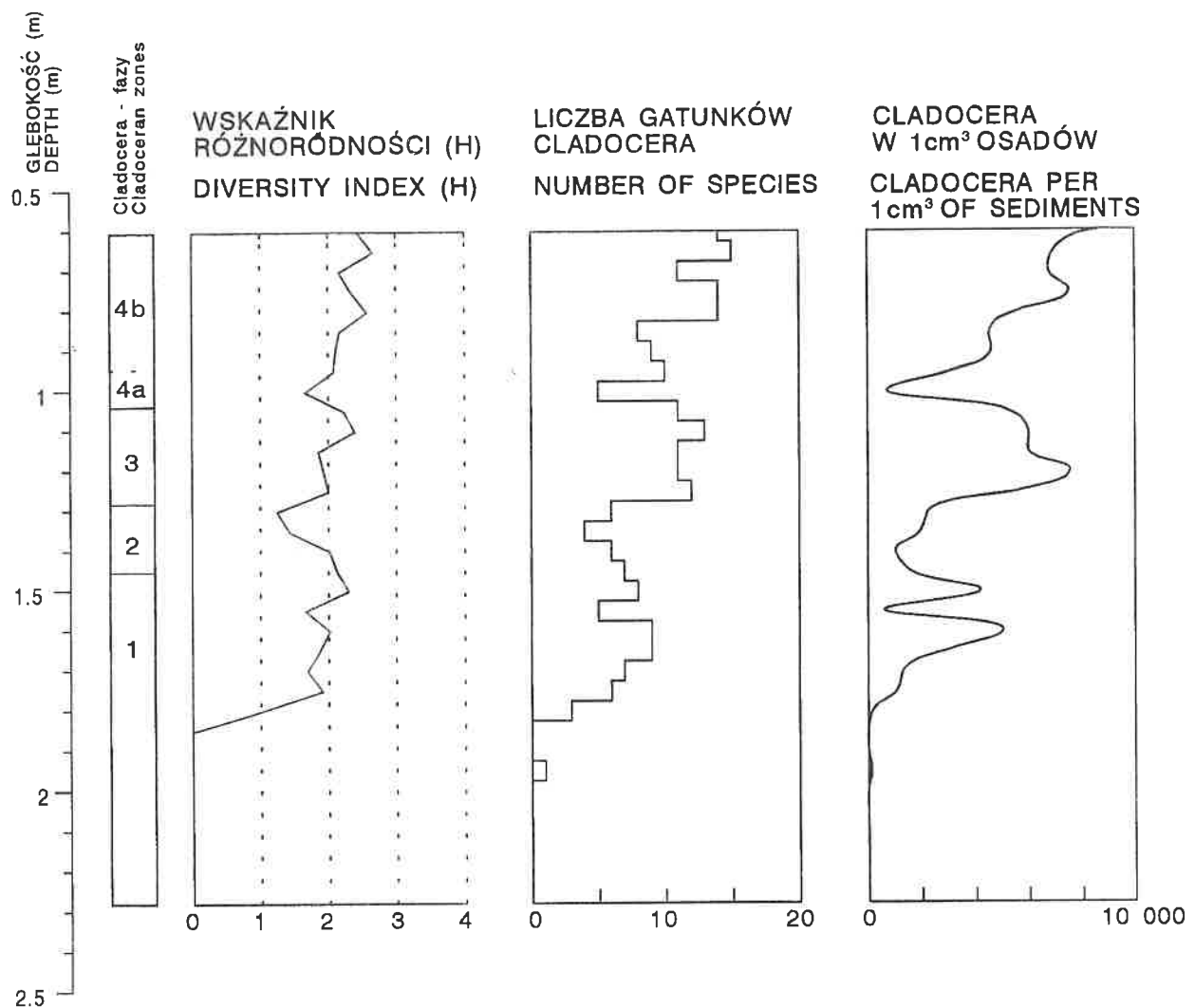


Ryc. 7.1. Rozprzestrzenie wioślarek w profilu 5(1) z Imiołek.  
Fig. 7.1. Changes in abundance of *Cladocera* in the profile 5(1) from Imiołek.



Ryc. 7.2. Procentowy skład *Chydoridae* w profilu 5(1) z Imiołek.

Fig. 7.2. Percentage composition of the littoral fauna (*Chydoridae*) in the profile 5(1) from Imiołki.



Ryc. 7.3. Zbiorczy diagram wyników analizy *Cladocera* dla profilu 5(1) z Imiołek.  
 Fig. 7.3. *Cladoceran* microfossils diagram for the core 5(1) from Imiołek.

## Summary

### 7. Subfossil *Cladocera* analysis

An analysis of *Cladocera* were carried out at the site 5(1) comes from littoral of Lednica Lake. The deepest part of the sediment core, raised from 0.6 to 2.3 m has been studied. Subsamples were taken every 5 cm with volume ranged 1 cm<sup>3</sup>. Eighteen *Cladocera* species belonging to three families: *Chydoridae*, *Bosminidae* and *Sididae*, were recorded. All *Cladocera* taxa and total number of specimens were correlated and revealed four sedimentation phases. The results of *Cladocera* analysis from littoral of Lednica Lake correspond closely to the late-glacial fauna identified at the Central- and North European sites.

## 8. Późnoglacialne poziomy owadów ze stanowiska w Imiołkach nad jeziorem Lednica w Wielkopolsce

### 8.1. Wstęp

Kopalne owady stały się bardzo ważnym narzędziem w interpretacji przeszłych środowisk przyrodniczych (Coope 1986). Szczątki owadów są zazwyczaj bardzo liczne w osadach jeziornych, rzecznych i torfowych. Metody pozyskiwania fosioli są względnie proste. Większość szczątków można określić do poziomu gatunku lub rodzaju. Dlatego też można uzyskać dokładne informacje dotyczące biologii i rozmieszczenia taksonów. Owady należą do organizmów zimnokrwistych i większość z nich wykazuje dużą ruchliwość, co czyni je wrażliwymi na zmiany klimatyczne i środowiskowe.

Szczałki owadów z osadów późnoglacialnych były już wcześniej badane na dwóch stanowiskach w Wielkopolsce. W miejscowości Żabinko (28 km na południe od Poznania) znaleziono kopalne owady w osadach datowanych na około 12 600 do 12 200 BP (Lemdahl 1991a). Na stanowisku w Dziekanowicach (35 km na wschód od Poznania) w rejonie jeziora Lednica analizę szczątków owadów przeprowadzono na profilu jeziora obejmującym niemal cały okres późnoglacialny (późno-vistuliański). Paleoentomologiczne wyniki z badań w Dziekanowicach zostały przedstawione w pracy Lemdahla (1991b). W niniejszej pracy przedstawione są wyniki badań paleoentomologicznych ze stanowiska w Imiołkach, położonego w rejonie jeziora Lednica.

### 8.2. Metody

Próby pobrane do analizy makrofosioli zostały szczelnie zamknięte w woreczkach plastikowych i przechowane w komorze chłodniczej. W laboratorium próby zostały rozpuszczone w 10% roztworze wodorotlenku sodu i następnie przemyte przez sito o średnicy oczek 0,25 mm. Szczątki owadów zostały posortowane przy użyciu binokularu pod małym powiększeniem. Oznaczanie szczątków przeprowadzono przy pomocy klucza do oznaczania współczesnych okazów a także poprzez konfrontację ze współczesnymi okazami z kolekcji porównawczej. Bardziej szczegółowa prezentacja dotycząca metod paleoentomologicznych przedstawiona jest w pracy Lemdahla (1991b).

Rekonstrukcja klimatu oparta na poziomach kopalnych chrząszczy posługuje się metodą „Mutual Climatic Range” (MCR) (Atkinson i in. 1986). Metoda ta jest oparta na porównaniu współczesnych zasięgów geograficznych gatunków w odniesieniu do klimatu. Paleoklimat rekonstruowany jest poprzez wzajemne nakładanie się współczesnych zasięgów klimatycznych wybranych gatunków odnośnie materiału kopalnego. Metoda MCR pozwala na określenie średniej temperatury lipca (najcieplejszego miesiąca) (TMAX) i średniej temperatury stycznia (najzimniejszego miesiąca) (TMIN). Jedną z wielkich zalet metody MCR jest możliwość sprawdzenia jej dokładności na współczesnych zbiorowiskach chrząszczy (*Coleoptera*) w odniesieniu do klimatu. Badania te wykazały potrzebę kalibrowania wyników MCR dla uzyskania najbardziej prawdopodobnej paleotemperatury (Atkinson i in. 1987). Kalibrowanie przeprowadza się przy pomocy równań poprawkowych,

$$TMAX \text{ (poprawione)} = 1.166 TMAX \text{ (mediana)} + 0.0142 \text{ No. of species} - 2.96$$

$$TMIN \text{ (poprawione)} = 1.416 TMIN \text{ (mediana)} + 1.904$$

Dokładność najbardziej prawdopodobnej paleotemperatury mieści się w granicach  $\pm 2^\circ\text{C}$  dla TMAX i około  $\pm 5^\circ\text{C}$  dla TMIN.



### 8.3. Wyniki

Ogółem oznaczono 36 taksonów w 37 próbach (Ryc. 8.1). W zasadzie wynik ten trzeba uznać za względnie słaby zapis owadów. *Coleoptera* zajmują pierwsze miejsce w tym rejestrze reprezentując 26 taksonów. Jednak biorąc pod uwagę liczbę okazów, klasa *Trichoptera* (chrzączki) oraz *Neuroptera* (wielkoskrzydłe) dominują w kilku próbach. *Diptera* (muszki i komary), *Hymenoptera* (mrówki etc.) oraz *Hemiptera* (pluskwiaki) również sporadycznie znajdują się w kilku próbach.

Poziomy kopalnych owadów można scharakteryzować na podstawie współczesnej biologii gatunków oraz rozmieszczenia geograficznego zaczerpniętego z literatury (Fitter & Manuel 1986; Hansen & Henriksen 1927; Harde 1984; Lindroth 1985; Lohse 1964, 1979; Lucht 1987; Nilsson & Holmen 1995; Palm 1948). Zapis kopalnych owadów podzielić można na cztery jednostki faunistyczne:

#### Jednostka faunistyczna IM-1 (próby 52-56)

Charakteryzuje się niską różnorodnością fauny. Znalezione gatunki występują współcześnie w arktycznym/subarktycznym środowisku. Naziemny chrząszcz (*Bembidion lapponicum*) spotykany jest obecnie na brzegach jezior i rzek o słabej pokrywie roślinnej lub pozbawionych roślinności, położonych w strefach subarktycznych lub wysuniętych na północ obszarach tajgi północnej Europy, Syberii i Północnej Ameryki. Chrząszcz z rodziny stonkowatych *Phratora polaris* występuje na krzewach *Salix* i *Betula* w arktycznym/subarktycznym środowisku. Larwy chrzączki *Phryganea bipunctata* żyją wśród roślin na dnie przeważnie stojących wód. Ta jednostka faunistyczna być może reprezentuje pierwszych pionierów kolonizujących teren wokół stanowiska.

#### Jednostka faunistyczna IM-2 (próby 51-42)

Widoczny jest wyraźny wzrost w liczbie gatunków zanotowanych w powyższych próbach, co może oznaczać zwiększenie się różnorodności fauny. Wszystkie stwierdzone gatunki występują współcześnie w arktycznym/subarktycznym środowisku na północy Europy. Pod tym względem jednostka ta jest podobna do najniższej jednostki florystycznej. Pełzający chrząszcz wodny *Halipplus confinis* żyje w stojących wodach i odżywia się glonami (*Chara* ssp.). Chrząszcz z rodziny pływakowatych *Agabus arcticus* jest powszechnie spotykany w płytkich jeziorach powyżej granicy lasu. Chrząszcze z rodziny pływakowatych z rodzaju *Hydroporus*, *Potamonectes* i *Ilybius* znajdowane są w różnicowanych środowiskach stojącej i płynącej wody. Chrząszcze kłusakowate takie jak *Eucnecusum brachypterum* i *Psephenus longipes* żyją w ściółce liściowej i mchu, gdzie polują na pajęczaki. Gatunki *Bledius* występują na brzegach wód zagrzebując się w piaszczystych lub gliniastych glebach. Gatunki *Cyphon* żyją głównie wśród roślin wodnych. Ryjkowce z rodzaju *Apion* preferują odżywanie się roślinami strączkowymi. Larwy chrzączki z gatunku *Cymus flavidus* i *Agrypnia* ssp. żyją na dnie wód i wśród roślin wodnych, przeważnie w stojącej wodzie. Larwy *Limnephilidae* posiadają szeroką tolerancję środowiskową, od szybko płynących strumieni do dużych jezior. Chrzączki *Phryganea bipunctata* również często były notowane. Larwy muszek olchowych, *Sialis* ssp., znajdowane są w zamulonych dnach stawów lub wolno płynących strumieni.

#### Jednostka faunistyczna IM-3 (próby 41-17)

W próbach nie znaleziono gatunków typowo arktycznych/subarktycznych. *Agabus arcticus* występuje głównie w północnej Europie, jest także znajdowany w strefie tajgi. Chrząszcze kłusakowate z rodzaju *Olophrum* i *Acidota crenata* występują w ściółce, mchu oraz wzdłuż brzegów wód. Chrząszcze strączkowce, *Byrrhidae*, odżywiają się mchami. *Macrolea* ssp. odżywiają się rdestnicami (*Potamogeton*). Chrząszcze stonkowate z rodzaju *Donacia* i *Plateumaris* znajdują się także na roślinach o liściach unoszących się na wodzie oraz wśród roślinności brzegowej. Ryjkowiec *Hylobius pinastri* odżywia się różnymi częściami sosny lub świerka, szczególnie młodych drzew, od 3 do 4 lat.

#### Jednostka faunistyczna Im-4 (próby 15-1)

Nieliczne okazy zanotowano w próbach 15 i 9, nie znaleziono niczego w próbach 5 i 7. Naziemny chrząszcz *Elaphrus cupreus* jest gatunkiem rozpowszechnionym niemal w całej Europie. W strefie północnej swojego zasięgu osiąga granice brzozy i piętro alpejskie. Jest gatunkiem typowym dla eutroficznych obszarów bagnistych, zarówno na terenach niezadrzewionych jak i w lasach liściastych. Chrząszcze z gatunków *Quedius* ssp. i *Tachinus elongatus* znajdują się w podobnych środowiskach w jakich występują chrząszcze kłusakowate wymienione w jednostce faunistycznej IM-3. Ostatni gatunek najczęściej występuje w arktycznym/subarktycznym środowisku północnej Europy. Nie zanotowano żadnych szczątków owadów w próbach 3 i 1, które prawdopodobnie datowane są na pierwszą część okresu preborealnego.

## 8.4. Dyskusja

Większość taksonów chrząszczy została zanotowana jako pojedyncze znaleziska. Doświadczenie zdobyte na podobnych stanowiskach późnoglacialnych, zwłaszcza na Wyspach Brytyjskich, w Szwecji i Szwajcarii, wykazuje że gytje wapienne oraz mułki jeziorne w zasadzie nie obfitują w kopalne owady. Przyczyną tak skąpego występowania ich w tego typu osadach nie jest chemiczna destrukcja szczątków owadzych, jest to raczej kwestia selektywnej akumulacji poszczególnych części owadów.

Porównanie ze współczesnymi (z tego samego okresu) zmianami w zapisie owadów na stanowisku w Dziekanowicach (Lemdahl 1991b) i informacjami z badań nad owadami w Żabinku jest konieczne dla uzyskania bardziej szczegółowego obrazu rozwoju fauny późnoglacialnej w rejonie Lednicy. Jednostki faunistyczne IM-1 oraz IM-2 na stanowisku w Imiołkach najprawdopodobniej najlepiej korelują z jednostką Dz-I w Dziekanowicach, która reprezentuje arktyczną/subarktyczną faunę. Nieco później niż 13 000 BP (według chronostratygrafii Dziekanowic, Litt 1988), wcześniejsza fauna gwałtownie zanika i zostaje zastąpiona przez północno-borealne/południowo-borealne gatunki. Te właśnie poziomy kopalnych owadów zostały określone jako jednostki faunistyczne Dz-II w Dziekanowicach i Żab-I w Żabinku, które zdają się odpowiadać jednostce IM-3 w Imiołkach. W okresie około 11 000 i 10 000 BP, czyli podczas młodszego dryasu, powracają gatunki przystosowane do chłodnych warunków. Kolonizację tą wyraźnie demonstruje jednostka faunistyczna Dz-III w Dziekanowicach. Faza ta jest prawdopodobnie również reprezentowana w Imiołkach poprzez bardzo ubogi poziom owadów zarejestrowany jako jednostka faunistyczna IM-4. Jednostka faunistyczna Dz-IV (Dziekanowice), reprezentująca poziom owadów datowany na początek wczesnego holocenu, nie występuje w materiale z Imiołek.

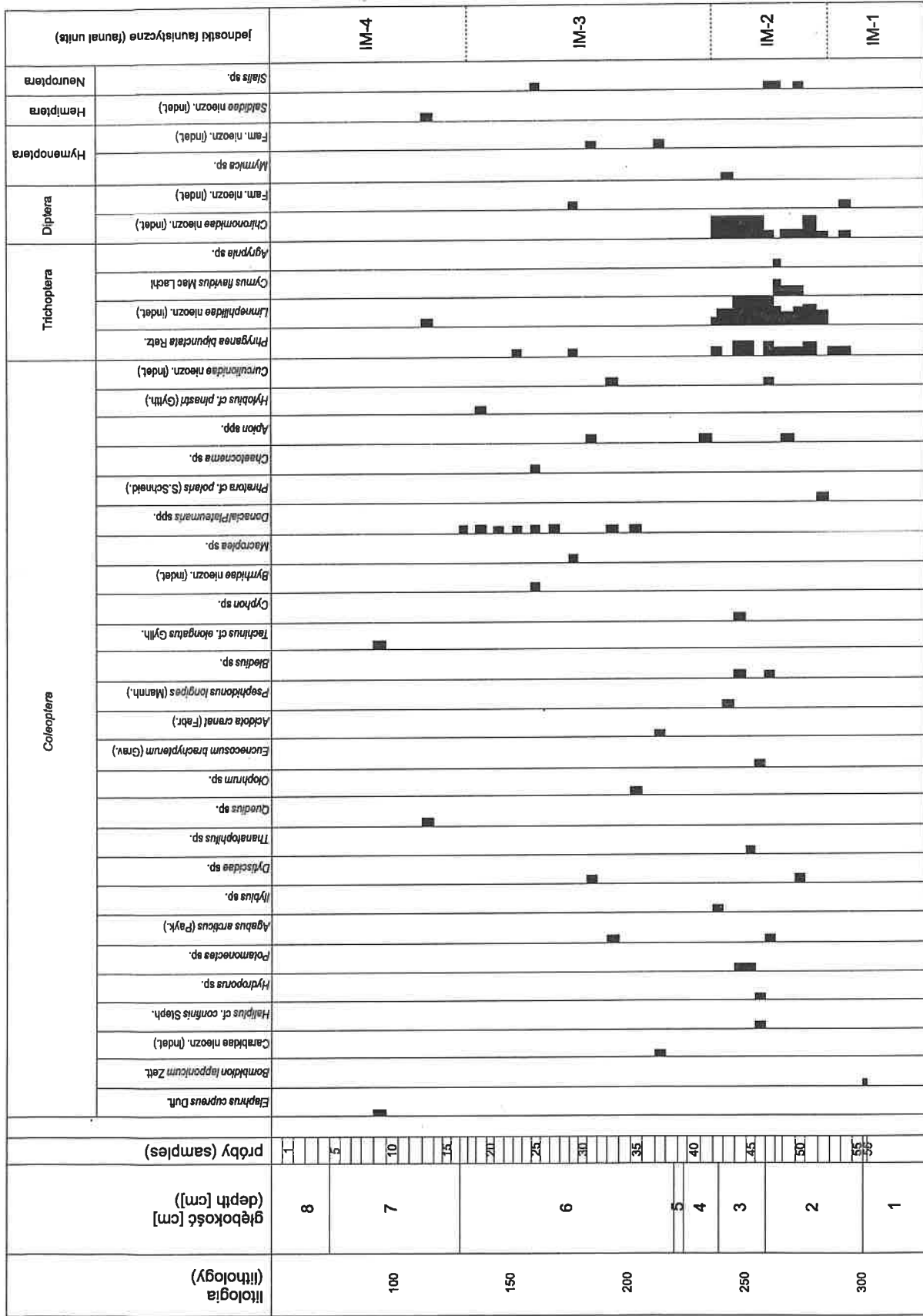
Nie jest łatwo przeprowadzić ilościową rekonstrukcję klimatu opartą na zapisie chrząszczy uzyskany w Imiołkach. Rycina 2, jednakże, ilustruje złożoną rekonstrukcję uzyskaną przy pomocy metody MCR zastosowanej na wybranych gatunkach tolerujących wąski przedział temperatur z Dziekanowic i Żabinka. Uzyskane wyniki zostały wcześniej omówione w pracy Coope and Lemdahl (1995). Pomimo wciąż niewielu danych przedstawiono interesujące cechy przemian klimatycznych dokonanych w okresie późnoglacialnym. Około 12 700 BP widoczna jest bardzo wyraźna i gwałtowna zmiana klimatyczna w zapisie owadów. Średnie temperatury najcieplejszego miesiąca (TMAX) podniosły się od około 8°C do 13-15°C. Zmiana średnich temperatur zimowych (TMIN) była jeszcze większa. Około 11 000 BP TMAX opada gwałtownie do około 10°C, co oznacza początek młodszego dryasu. Okres ten charakteryzuje się również znacznie niższą TMIN. Znaczna poprawa klimatu około 10 000 BP cechuje się średnią zwyżką temperatury o około 5°C odnośnie TMAX oraz około 10°C odnośnie TMIN.

Thumaczenic L. Kubiak-Martens

## Summary

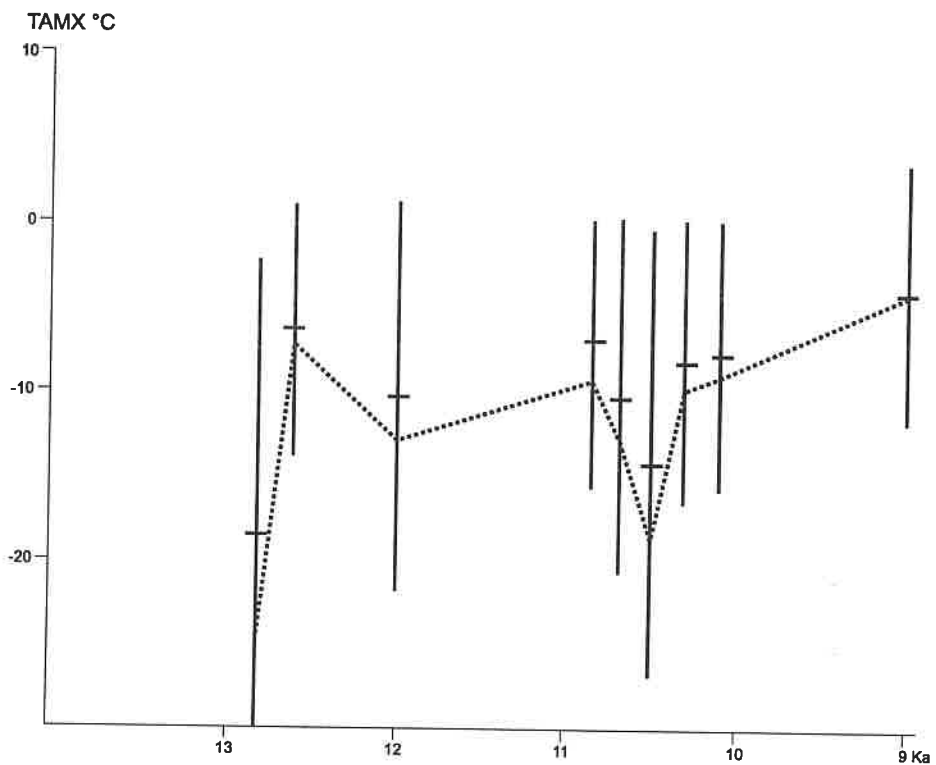
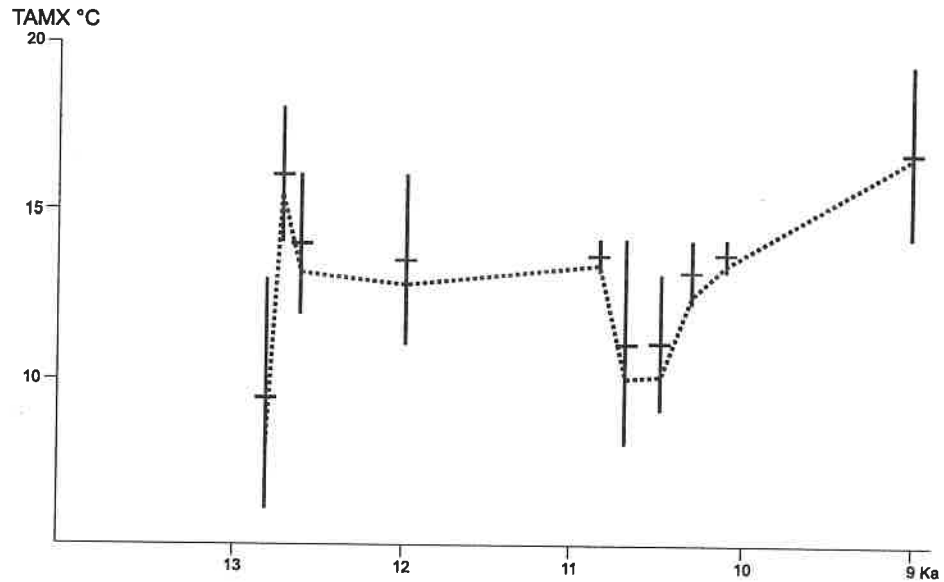
### 8. Late Glacial insect assemblages

A total of 36 taxa were identified from the 37 samples. This must be regarded as a relatively poor insect record. *Coleoptera* dominate the record with 26 taxa. However, if the number of individuals is considered, the insect order *Trichoptera* (caddis flies) and *Neuroptera* dominate in several samples. *Diptera* (midges and mosquitoes), *Hymenoptera* (ants etc.) and *Hemiptera* (true bugs) were also occasionally found in some samples. Changes in the insect record were traced and four different faunal units are considered. These units could be correlated with changes in previously obtained insect records at Dziekanowice (Lemdahl 1991b) and Żabinko (Lemdahl 1991a), Central Poland. A numerical method for climatic reconstructions as applied. The climatic reconstruction is based on fossil beetle assemblages used the „Mutual Climatic Range” method (MCR) (Atkinson et al., 1986). This method is based on species present geographical ranges in relation to modern climate. The palaeoclimate is reconstructed by using the mutual intersection of modern climatic ranges of selected species in the fossil record. MCR reconstruct mean July (warmest month) temperature (TMAX) and mean January (coldest month) temperature (TMIN). Unfortunately, the beetle record obtained at Imiołki is too sparse to use for a quantitative climatic reconstruction, however, a composite reconstruction using the MCR method on selected stenothermous species from Dziekanowice and Żabinko is shown in Figure 2. The results have previously been discussed in Coope & Lemdahl (1995). Despite of the still rather sparse data set interesting features in the Lateglacial climatic development are demonstrated. At around 12,700 BP a very marked and rapid climatic change is traced by the insects. Mean temperatures of the warmest month (TMAX) rose from ca 8°C to between 13-15°C. The change in mean winter temperatures (TMIN) was even greater. Around 11 000 BP TMAX drop rapidly to ca 10°C, which announce the onstart of the Younger Dryas stadial. This period is also characterized by markedly lower TMIN. The strong climatic amelioration at ca. 10 000 BP is represented by a mean temperature rise of ca. 5°C concerning TMAX and ca. 10°C concerning TMIN.



Ryc. 8.1. Zapis owadów z Imiołek. Histogram owadów przedstawia minimalne ilości osobników w każdej próbce, które zostały obliczone na podstawie najczęściej występującej części szkieletowej. W analizowanych próbkach przeważa pojedyncze występowanie taksonów.

Fig. 8.1. Insect record from Imiołki. The insect histogram present minimum numbers of individuals in each sample, which are calculated from the most abundant skeletal part. The analysed samples are dominated by single occurrence of taxa.



Ryc. 8.2. Rekonstrukcja wzajemnych zasięgów klimatycznych (MCR) średnich temperatur późnego glacjału i wczesnego holocenu w środkowej Polsce. TMAX oznacza średnią temperaturę najcieplejszego miesiąca (lipiec), podczas gdy TMIN oznacza średnią temperaturę najzimniejszego miesiąca (styczeń). Każdy poziomy słupek reprezentuje wzajemny zasięg klimatyczny (MCR) pojedynczo datowanej fauny. Diagram pokazuje złożoną rekonstrukcję (MCR) opartą na danych dotyczących chrząszczy ze stanowisk w Żabinku i Dziekanowicach. Średnie wartości TMAX i TMIN zaznaczone są na słupkach poziomych. Kropkowana krzywa przedstawia najbardziej prawdopodobne paleotemperature uzyskane przez zastosowanie równań regresyjnych.

Fig. 8.2. Mutual climatic range reconstruction (MCR) of Lateglacial and Early Holocene mean temperatures of Central Poland. TMAX refers to the mean temperature of the warmest month (July), while TMIN refers to the mean temperature of the coldest month (January). Each vertical bar represent the mutual climatic range (MCR) of a single dated fauna. The diagram shows a composite MCR reconstruction based on beetle data from the sites Żabinko and Dziekanowice. Median values of TMAX and TMIN are indicated by horizontal bars. The dotted curve represent the most probable paleotemperature derived by using regression equations.



## 9. Trwałe izotopy

### 9.1. Wstęp

W celu rekonstrukcji zmian klimatycznych i środowiskowych od ponad 20 lat badane są osady jeziorne przy użyciu analizy trwałych izotopów tlenu i węgla. Zawartość izotopu tlenu w jeziornych osadach wapiennych i skorupkach mięczaków odzwierciedla głównie temperaturę wody jeziora i jej skład izotopowy zaś stosunek izotopów węgla jest uzależniony przede wszystkim od procesu dostawy i łączenia rozpuszczonego węgla nieorganicznego (DIC – dissolved inorganic carbon).

Proporcje izotopów węgla w materii organicznej zależą od wielu czynników: typu roślinności limnicznej, dostawy detrytusu terygenicznego, proporcji produkcji i rozkładu oraz równowagi węglanowej. Omówienie podstawowych procesów podali Pearson i Coplen (1978).

Wcześniej badania nad składem izotopów w osadach późnego vistulianu prowadzono głównie w Europie Środkowej, w Alpach (por. Eicher 1987). Kształtowanie się izotopu tlenu  $^{18}\text{O}$  interpretowano zazwyczaj jako odzwierciedlenie regionalnych zmian klimatycznych, rozpoznawalnych także w danych pyłkowych. Periodyczne zmiany izotopu  $^{18}\text{O}$  korelowano nie tylko dla Europy, ale także z wynikami uzyskanymi z badań lodolodu grenlandzkiego (Siegenthaler i in. 1984, Lotter i in. 1992). Cechą charakterystyczną jest wyraźny spadek zawartości  $^{18}\text{O}$  w osadzie węglanowym z warstw młodszego dryasu interpretowany jako zapis obniżenia się średniej rocznej temperatury. To samo wykazano dla południowo-wschodniej Polski (Róžański i in. 1988) i dla rejonu Bałtyku (Punning i in. 1984). W mniejszym stopniu zajmowano się dotychczas wahaniem zawartości izotopów węgla w seriach osadowych późnego vistulianu, szczególnie dotyczących części organicznych osadów limnicznych.

Niniejsza praca prezentuje stratygrafię trwałych izotopów ( $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  węglanów jeziornych i  $\delta^{13}\text{C}$  materii organicznej) w późnoglacialnej sekwencji osadów zbiornika w Imiołkach przy brzegu jeziora Lednica w Wielkopolsce.

### 9.2. Metody

Analizę izotopów węgla i tlenu przeprowadzono na dwutlenku węgla uzyskanym przy pomocy dwóch różnych sposobów preparowania. Materię organiczną analizowano celem oznaczenia trwałych izotopów węgla. Próby organiczne osadu o grubości 2 cm pozbawiono węglanów i wysuszono. Następnie poddano spalaniu w strumieniu tlenu, w temperaturze  $900^\circ\text{C}$  (Buchardt i in. 1985). Węglanowe próby osadu analizowano pod kątem trwałych izotopów węgla i tlenu posługując się metodyką preparacyjną Buchardta (1977). Próby osadu o miąższości 2 cm wysuszono przez zamrożenie, a następnie przesiano przez sito o oczkach o średnicy  $125\ \mu\text{m}$ , by zapobiec zanieczyszczeniu fragmentami skorupki mięczaków z kredy jeziornej.

Przesiany osad poddano działaniu kwasu fosforowego o stężeniu 99%. Reakcja prowadzona była w próżni, w stałej temperaturze  $50^\circ\text{C}$ . Uzyskany z organicznych i węglanowych prób dwutlenek węgla został po oczyszczeniu poddany analizie w spektrometrze masowym Finnigan-MAT 250, w laboratorium izotopów trwałych Uniwersytetu w Kopenhadze, z dokładnością  $\pm 0,07\%$ . Wyniki izotopowe we wszystkich przypadkach są wyrażone jako tysięczne odchylenia od międzynarodowego standardu PDB (Craig 1957):

$$\delta(13\text{-C}, 18\text{-O}) \text{ próbki} = (R \text{ próbki}/R \text{ standard} - 1) 10\%$$

gdzie R oznacza stosunek  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  i odpowiednio  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ .

Zawartość części mineralnych została oznaczona jako strata na prażeniu. (Bengtsson & Enell 1986).

### 9.3. Chronostratygrafia

Na podstawie analizy pyłkowej (patrz rdzeń nr 1 w rozdziale 5) oraz korelacji z datowaniami radiowęglowymi stwierdzono, że w większości (warstwy 1-7) osad tworzył się podczas późnego vistulianu. Warstwy 7 i 8 odnoszą się najprawdopodobniej do młodszego dryasu (11000-10000 BP), przy czym poziom 7 odnosi się do części młodszego dryasu w zakresie 11000-10200 BP).

### 9.4. Stratygrafia izotopowa i jej interpretacja

Analizę izotopów przeprowadzono dla 56 próbek w obrębie węglanowych osadów (od głębokości 3,04 do 0,56 m). Wyniki łącznie z danymi o zawartości części mineralnych są zilustrowane na rys. 9.1 i zebrane w tab. 9.1. W oparciu o zespoły cech i tendencje w zawartości izotopów wydzielono w badanym rdzeniu 7 poziomów izotopowych. Ponadto w dwóch z nich wyróżniono podpoziomy.

Tab. 9.1. Zawartość węglanów (% suchej masy) oraz wyniki analizy izotopowej rdzenia z „Imiołek” wyrażone jako tysięczne odchylenia od międzynarodowego standardu PDB.

Tab. 9.1. Calcium carbonate (% of total dry weight) and isotope analysis results from the cored section at Imiołki, expressed as per mille deviations from the PDB standard.

| Poziom (level) | CaCO <sub>3</sub> (%) | δ <sup>13</sup> C <sub>org.</sub> | δ <sup>13</sup> C <sub>carb.</sub> | δ <sup>18</sup> O <sub>carb.</sub> |
|----------------|-----------------------|-----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 56             | 50,5                  | -27,28                            |                                    |                                    |
| 55             | 94,01                 | -26,02                            | +1,18                              | -6,40                              |
| 54             | 94,61                 | -27,41                            | +1,64                              | -5,84                              |
| 53             | 90,81                 | -29,03                            | +0,64                              | -6,25                              |
| 52             | 61,4                  | -27,64                            | +0,36                              | -8,25                              |
| 51             | 68,01                 | -27,38                            | +0,50                              | -8,17                              |
| 50             | 65,5                  | -27,30                            | +0,37                              | -8,26                              |
| 49             | 70,2                  | -27,52                            | +0,41                              | -8,37                              |
| 48             | 67,7                  | -27,89                            | +0,39                              | -8,39                              |
| 47             | 67,5                  | -27,89                            | +0,59                              | -7,59                              |
| 46             | 67,8                  | -28,46                            | +0,33                              | -7,68                              |
| 45             | 66,3                  | -28,47                            | +0,41                              | -8,05                              |
| 44             | 70,0                  | -27,95                            | -0,17                              | -8,64                              |
| 43             | 80,3                  | -28,58                            | -0,46                              | -8,57                              |
| 42             | 86,1                  | -28,17                            | -0,46                              | -8,54                              |
| 41             | 86,6                  | -27,70                            | -0,25                              | -8,27                              |
| 40             | 87,2                  | -29,71                            | -0,01                              | -7,69                              |
| 39             | 88,5                  | -27,91                            | +0,73                              | -6,49                              |

| Poziom (level) | CaCO <sub>3</sub> (%) | δ <sup>13</sup> C <sub>org.</sub> | δ <sup>13</sup> C <sub>carb.</sub> | δ <sup>18</sup> O <sub>carb.</sub> |
|----------------|-----------------------|-----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 38             | 88,1                  | -28,16                            | +1,20                              | -6,58                              |
| 37             | 90,5                  | -28,52                            | -0,04                              | -7,54                              |
| 36             | 89,3                  | -26,19                            | +0,52                              | -7,24                              |
| 35             | 91,9                  | -25,40                            | +1,20                              | -7,00                              |
| 34             | 94,6                  | -23,47                            | +0,42                              | -6,47                              |
| 33             | 88,3                  | -27,41                            | +0,01                              | -6,91                              |
| 32             | 84,9                  | -26,94                            | +0,61                              | -6,59                              |
| 31             | 88,4                  | -28,10                            | +0,37                              | -7,34                              |
| 30             | 91,2                  | -28,87                            | +1,23                              | -6,16                              |
| 29             | 88,1                  | -29,06                            | -0,14                              | -6,90                              |
| 28             | 89,3                  | -28,00                            | +1,18                              | -6,21                              |
| 27             | 87,4                  | -29,24                            | +0,53                              | -7,28                              |
| 26             | 81,8                  | -25,40                            | +2,11                              | -6,03                              |
| 25             | 83,9                  | -27,64                            | +0,66                              | -6,79                              |
| 24             | 87,0                  | -27,33                            | +0,44                              | -6,77                              |
| 23             | 77,7                  | -24,13                            | +0,76                              | -6,43                              |
| 22             | 87,7                  | -27,99                            | +0,54                              | -6,43                              |
| 21             | 89,7                  | -25,60                            | +0,29                              | -7,10                              |
| 20             | 85,9                  | -25,40                            | +1,59                              | -5,91                              |

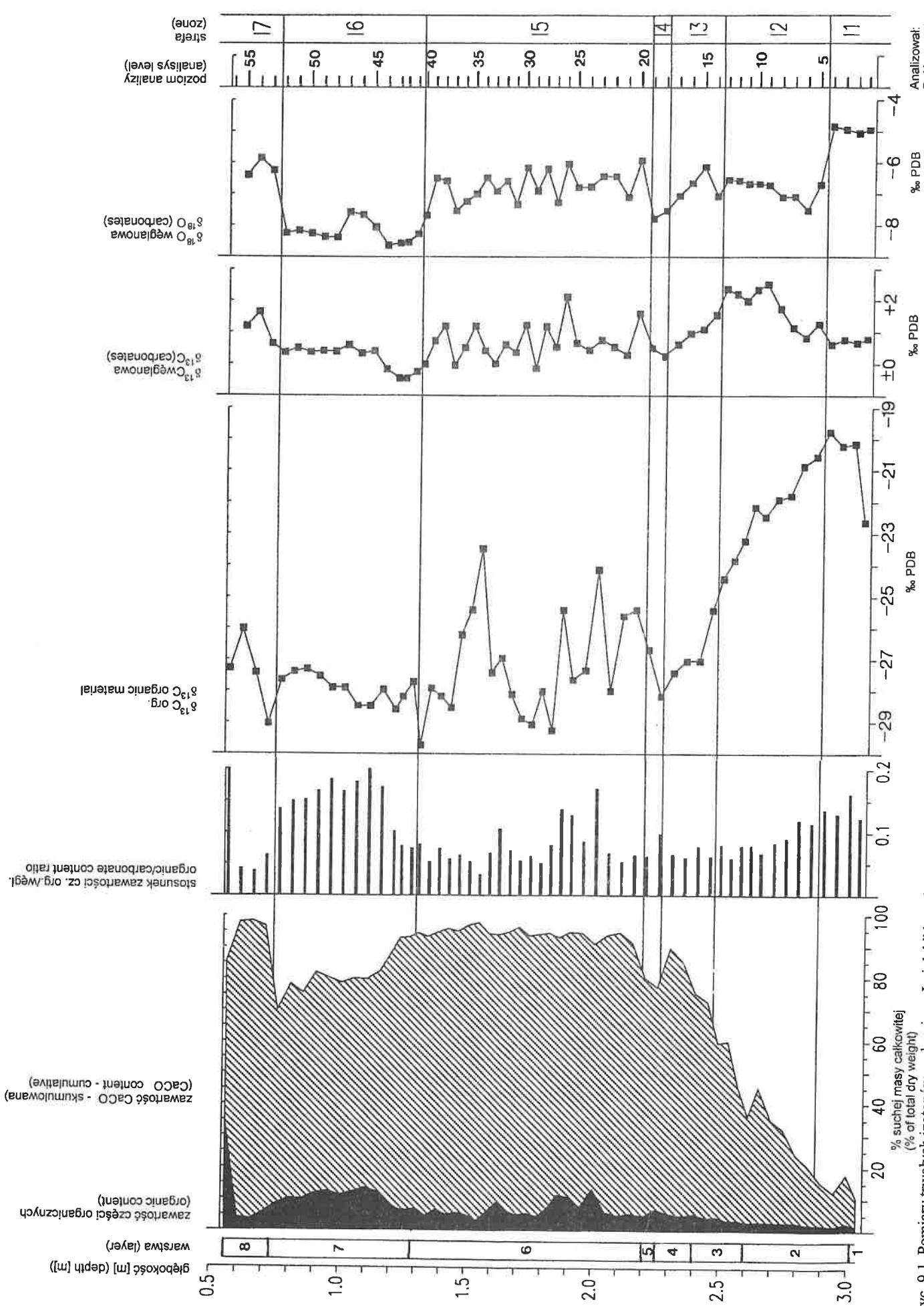
| Poziom (level) | CaCO <sub>3</sub> (%) | δ <sup>13</sup> C <sub>org.</sub> | δ <sup>13</sup> C <sub>carb.</sub> | δ <sup>18</sup> O <sub>carb.</sub> |
|----------------|-----------------------|-----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 19             | 75,6                  | -26,67                            | +0,53                              | -7,79                              |
| 18             | 70,4                  | -28,16                            | +0,28                              | -7,54                              |
| 17             | 84,2                  | -27,41                            | +0,62                              | -7,06                              |
| 16             | 80,4                  | -27,03                            | +0,96                              | -6,65                              |
| 15             | 69,9                  | -27,03                            | +1,10                              | -6,13                              |
| 14             | 68,4                  | -25,41                            | +1,55                              | -7,07                              |
| 13             | 55,1                  | -24,40                            | +2,37                              | -6,54                              |
| 12             | 56,8                  | -23,83                            | +2,21                              | -6,57                              |
| 11             | 42,2                  | -23,21                            | +1,99                              | -6,67                              |
| 10             | 33,5                  | -22,15                            | +2,35                              | -6,68                              |
| 9              | 42,4                  | -22,46                            | +2,52                              | -6,72                              |
| 8              | 32,5                  | -21,91                            | +1,74                              | -7,10                              |
| 7              | 29,4                  | -21,79                            | +1,14                              | -7,09                              |
| 6              | 21,6                  | -20,87                            | +0,83                              | -7,53                              |
| 5              | 18,6                  | -20,57                            | +1,26                              | -6,70                              |
| 4              | 13,7                  | -19,76                            | +0,62                              | -4,80                              |
| 3              | 10,8                  | -20,21                            | +0,77                              | -4,93                              |
| 2              | 15,4                  | -20,14                            | +0,66                              | -5,04                              |
| 1              | 9,5                   | -22,62                            | +0,79                              | -4,94                              |

Poziom I 1, próbki 1-4, głębokość 3,04-2,88 m.

Zawartość izotopu δ<sup>13</sup>C<sub>org.</sub> jest stosunkowo stała i wynosi około -20‰ (najniższa zawartość – około -22,5‰). Węglanowe izotopy węgla δ<sup>13</sup>C<sub>węglan.</sub> i tlenu δ<sup>18</sup>O<sub>węglan.</sub> cechują się ustabilizowanym poziomem, odpowiednio około +0,85‰ i około -5‰. Zawartość części organicznych 1-2%, węglanu wapnia 9-16%.

Poziom ten przedstawia prawdopodobnie pierwsze akumulowane w zbiorniku osady po deglacjacji tego terenu. Zasadniczą część tych osadów stanowi stosunkowo gruby materiał mineralny, który wskazywałby na intensywną erozję i niestabilne gleby wokół jeziora. Najprawdopodobniej węglany są pochodzenia allochtonicznego, których źródłem mogły być przedczwartorzędowe kredy i wapienie włączone do czwartorzędowej materii zlewni. Taki pogląd znajduje potwierdzenie w prawie stałych wartościach δ<sup>13</sup>C<sub>węglan.</sub> jak i δ<sup>18</sup>O<sub>węglan.</sub> zgodnych z prawdopodobną zawartością analizowanych izotopów. Keith i Weber (1964) podają średnie wartości δ<sup>13</sup>C i δ<sup>18</sup>O dla wapieni morskich odpowiednio: +0,56‰ i -5,25‰. Tempo produkcji węglanów było prawdopodobnie bardzo ograniczone, na co wskazuje niska zawartość węglanów i stosunkowo wysoka proporcja części organicznych do węglanów w tym poziomie.

Analiza makroszczątków roślinnych (Kubiak-Martens w tym tomie) pokazuje, że już w tym czasie roślinność wodna zasiedlała jezioro. Składały się na nią głównie *Potamogeton filiformis* i *Chara* sp. Bardzo wysokie wartości δ<sup>13</sup>C<sub>org.</sub> są najprawdopodobniej wynikiem silnie ograniczonego zużycia węgla <sup>13</sup>C w niesprzyjających warunkach limnicznego węglanu i skorupki mięczaków. Prowadziło to do proporcjonalnego wzbogacenia <sup>13</sup>C w DIC, a mogło być spowodowane niskimi temperaturami wody podczas sezonu wegetacyjnego. Słaby obieg <sup>13</sup>C zmniejszył ilość CO<sub>2</sub> pochodzącego z rozkładu materii organicznej. Możliwie także, że wpłynął na proporcjonalne wzbogacenie <sup>13</sup>C w DIC i ostatecznie na wysokie wartości izotopu δ<sup>13</sup>C<sub>org.</sub> (Hammarlund & Lehmdahl 1994). Pojedyncza, mniejsza wartość δ<sup>13</sup>C<sub>org.</sub> części poziomu mogła być odziedziczona przez przerobiony materiał organiczny (por. Deines 1980).



Ryc. 9.1. Pomiar trwałych izotopów z rdzenia z „Imiołek” łącznie z opisem litologicznym osadów uzyskanym przez straty na prażeniu.  
 Fig. 9.1. Stable isotope results of the cored section at „Imiołki”, together with lithological composition of the sediments obtained by loss on ignition.



Poziom I 2, próby 5-13, głębokość 2,88-2,47 m.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  spada z około -20‰ do około -25‰.  $\delta^{13}\text{C}$  węglanowego wzrasta od około +1‰ do około +2,5‰ w dolnej części poziomu.  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$  wskazuje bardzo gwałtowny wzrost z około -5‰ do około -7,5‰ i stabilizuje się na poziomie około -6,5‰. Zawartość części organicznych wzrasta do 2-4%, węglanowość 18-57%.

Poziom ten charakteryzuje się wyraźnie rosnącym udziałem części organicznych i węglanów w osadzie. Fakt ten odzwierciedla najprawdopodobniej wzrost limnicznej produkcji roślinnej oraz rozległość formowania jeziornych węglanów. Podwyższone wartości izotopu  $\delta^{13}\text{C}_{\text{węglan}}$  wskazują także na zwiększenie aktywności fotosyntetycznej (por. Mc Kenzie 1985).

Równocześnie występujące zubożenie  $^{13}\text{C}$  w substancji organicznej znajduje odbicie w rosnącej zawartości węglanów w osadzie, a co za tym idzie – w zmniejszającym się stosunku części organicznych do węglanowych. Początek i stopniowo rosnące tempo sedymentacji węglanów jak i skorupki małży cechuje znaczne zużycie węgla  $^{13}\text{C}$ . Przyspieszony obieg  $^{13}\text{C}$  w połączeniu z mniejszą ilością  $\text{CO}_2$  pochodzącego z utlenienia rozkładających się szczątków mógł spowodować kolejne obniżenie  $^{13}\text{C}$  w DIC i spadek wartości izotopu węgla  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ . Procesy te były indukowane przez znaczną poprawę klimatu, jakkolwiek sukcesywna ekspansja roślinności wodnej po recesji lądolodu i tak spowodowałyby zwiększoną produktywność.

Na tym etapie rozwoju zbiornika roślinność lądowa prawdopodobnie już utrzymywała gleby w jego otoczeniu. Zapobiegało to erozji zboczy i napływowi węglanów pochodzących z detrytusów. Drobnopiękny materiał mineralny mógł być przyniesiony przez rzeki i strumienie jako zawiesina po wylugowaniu zasobnych w węglany gleb. Przemianę z węglanu detrytusowego na endogeniczny towarzyszyła nagle zmiana izotopu tlenu  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$ .

Poziom I 3, próby 14-17, głębokość 2,47-2,26 m.

$\delta^{13}\text{C}$  organicznego maleje od około -25‰ do -28‰. Zawartość izotopu węgla węglanowego  $\delta^{13}\text{C}$  maleje od ok. +2‰ do około +0,5‰. Izotop tlenu węglanowego  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$  waha się w pobliżu zawartości -7‰, ze spadkową tendencją w części stropowej tego poziomu. Zawartość części organicznych rośnie, osiągając 4-5%. Węglanowość osadu wzrasta do poziomu 68-85%.

Dalszemu zwiększeniu zawartości części organicznych i węglanów towarzyszy stałe zubożenie  $\delta^{13}\text{C}$  w materii organicznej, wskazujący na wysoką produktywność środowiska jeziornego z warunkami sprzyjającymi wytrącaniu węglanów jeziornych, także uwidocznione niską zawartością stosunku części organicznych do węglanowych osadu. Założenie wysokiej produktywności roślinności jeziornej jest jednak w sprzeczności ze znacznym zubożeniem  $^{13}\text{C}$  w osadzie węglanowym (por. Mc Kenzie 1985). Zubożenie to mogło zostać spowodowane przez zwiększoną akumulację rozkładających się szczątków organicznych, co zapoczątkowało spadek zawartości  $^{13}\text{C}$  w DIC. Nie zauważono żadnych znaczących zmian wartości  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$ , pomimo że tendencja spadkowa w górnej części poziomu mogła być zapisem początku pogarszania się klimatu (por. Siegenthaler i Eicher 1986).

Poziom I 4, próby 18-19, głębokość 2,26-2,19 m.

Spadek  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  jest ograniczony pojedynczymi wartościami nieco poniżej -28‰. Po niej następuje w obrębie poziomu tendencja wzrastająca. Izotop  $\delta^{13}\text{C}_{\text{węglan}}$  pozostaje na poziomie około 0,5‰ a  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$  przybiera stosunkowo niskie wartości w przedziale pomiędzy -7,5‰ a -8,5‰. Zawartość części organicznych 5-6%, węglan wapnia 70-76%, miejscami obniżony.

Poziom ten charakteryzuje się nieco obniżoną zawartością węglanów, prawdopodobnie spowodowaną okresowo zmniejszającą się produkcją roślinności wodnej. Tendencja obniżania się wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  została przerwana co wskazuje na zmiany w równowadze węglanowej, prawdopodobnie w kierunku rozpuszczania węglanów. Jest zilustrowana przez zwiększony stosunek części organicznych do węglanowych. Zubożenie  $\delta^{18}\text{O}$  w osadzie węglanowym jest trudne do zinterpretowania. Mogło być efektem ochłodzenia klimatu a obniżenie temperatur poprzez kondensację opadów spowodowało wyczerpanie się  $^{18}\text{O}$  w wodzie jeziornej.

Poziom I 5, próby 20-40, głębokość 2,19-1,29 m.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  wykazuje nagłe wahania o amplitudzie 3-5‰, wartości mieszczą się pomiędzy -30‰ i -23‰, z średnią wahań około 0,5‰.  $\delta^{18}\text{O}$  wzrasta do wartości pomiędzy -7,5‰ i -6‰. Zawartość części organicznych 4-12%, węglanów 77-95%.

Stać, wysoka zawartość węglanów wskazuje na stabilizację warunków środowiskowych i nieprzerwaną sedymentację osadów wapiennych. Jednakże zwiększona zawartość materii organicznej w stosunku do węglanów na niektórych poziomach ujawnia czasowe zakłócenia równowagi węglanowej. W próbkach nr 23, 26, 32 (głębokość 2,00, 1,86, 1,60 m) wartości te zbiegają się ze zwiększonym  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ . Wydaje się, że można to tłumaczyć skróconymi okresami rozpuszczania węglanów, prowadzącymi do podwyższenia koncentracji  $^{13}\text{C}$  w DIC. Przyczyną zakłóceń w sedymentacji mogły być drobne fluktuacje klimatyczne pociągające za sobą obniżenie temperatury wody jeziornej podczas sezonu wegetacyjnego. Stosunkowo wysokie wartości  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$  zanotowane w niektórych głębokościach, mogą być prawdopodobnie odnoszone do okresów z obniżoną temperaturą wody.

W innych częściach tego poziomu, głównie w próbach nr 20-21 (2.15-2.10 m) i 34-36 (1.53-1.45 m) większym przyrostem  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  nie towarzyszyło rozpuszczenie węglanów. Można je wiązać z okresami zwiększonego napływu przerobionego materiału organicznego z łądu (por. Kubiak-Martens w tym tomie) co prowadziło do wzbogacenia  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  w DIC. Przeciętna zawartość  $\delta^{13}\text{C}$  u roślin łądowych wynosi ok. -26‰ (Deines 1980).

Skład izotopowy części węglanowych osadu w tym poziomie nie wykazuje żadnych ustalonych tendencji. Wynik  $\delta^{13}\text{C}_{\text{węglan}}$  mieści się w przyjętej produktywności jeziornej (Mc Kenzie 1985), jakkolwiek zmiany w cyrkulacji i stratyfikacji również mogły wpłynąć na ten parametr. Sporadyczne wzbogacenie  $^{13}\text{C}$  w osadach węglanowych odpowiada prawdopodobnie okresom intensywniejszego przyłączania atmosferycznego dwutlenku węgla, podczas gdy okresy o względnie niskich wartościach mogą odzwierciedlać okresy przyspieszonego obiegu  $\text{CO}_2$  pochodzącego z oksydacji organicznej.

Ogólnie zawartość izotopu węgla odślania dość łatwo przekształcenia limnicznego środowiska spowodowane klimatycznie uwarunkowanymi zmianami wskutek erozji i chemizmem wód jeziora.  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$  wykazują na zmienne związki w obrębie tego poziomu, lecz te zmiany są trudne do interpretacji ze względu na złożoność ich związków z paleoklimatem. Względnie wysokie wartości, którym towarzyszy ogólnie niski stosunek zawartości części organicznych do węglanów, mogą wskazywać na sprzyjające warunki klimatyczne dla produkcji roślinności wodnej.

Poziom I 6, próby 41-52, głębokość 1.29-0.73 m.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  osiąga ustabilizowane wartości, z tendencją niewielkiego wzrostu od około -28.5‰ do około -27.5‰.  $\delta^{13}\text{C}$  maleje do około -0.5‰ w dolnej części poziomu podczas gdy partie środkowe i górne charakteryzują się nieco wyższymi wartościami – około 0.4‰.  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$  wykazuje wymowny spadek aż do wartości ustalenia się pomiędzy -8.5‰ i -8‰. W środkowej części notuje się wyższe wartości – od -8‰ do -7.5‰. Udział części organicznych, najwyższy w środkowych i górnych próbach, osiąga 7-12%, zaś węglan wapnia 61-87%, ogólnie ulegając obniżeniu.

Przejście do poziomu I 6 zawiera liczne zmiany w litologii i składzie izotopowym osadu, które wyraźnie wskazują na zmiany krajobrazu, z dużym, prawdopodobieństwem na ochłodzenie klimatu. Zawartość części organicznych w osadzie wzrasta, czemu towarzyszy spadek węglanów powodujący względnie wysoki stosunek części organicznych do węglanowych (ryc. 9.1).

Odzwierciedla to warunki mniej sprzyjające produkcji i zachowaniu węglanów. Zwiększenie zawartości części organicznych najlepiej tłumaczy spadek dopływu materiału mineralnego do zbiornika zmieniający dotychczasowe proporcje w osadzie. Można to też tłumaczyć zwiększeniem dostawy materiału organicznego z łądu. Nie potwierdza tego jednak analiza makroszczątków (Kubiak-Martens w tym tomie). Spadek tempa sedymentacji mógł być prawdopodobnie wynikiem ogólnie bardziej suchych warunków, jakie wykazano w danych pyłkowych (rozdział 5). Ustabilizowane i niskie wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{węglan}}$  i  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  wskazują na zmniejszoną aktywność fotosyntetyczną prowadzącą do obniżenia  $^{13}\text{C}$  w DIC. Wpływ na nią mogło mieć też przyspieszone krążenie  $^{13}\text{C}$  z  $\text{CO}_2$  pochodzącego z rozkładu materii organicznej. Wartość  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$  wykazuje znaczne obniżenie i względną stałość. Fakt ten można prawdopodobnie przypisać ochłodzeniu klimatu (Siegenthaler i Eicher 1986). Nieco wyższa wartość środkowej części poziomu łącznie ze zwiększonymi wartościami  $\delta^{13}\text{C}_{\text{węglan}}$  mogą być odniesione do podrzędnej fluktuacji klimatu, prawdopodobnie o charakterze sezonowym.

Poziom I 7, próby 53-56, głębokość 0.73-0.56 m.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  powraca do przedziału pomiędzy około -29‰ i około -26‰. Izotop węgla węglanowego  $^{13}\text{C}$  rośnie do poziomu wartości +1‰, oscylując wokół niej. Izotop  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$  wykazuje nagły skok do wartości bliskich -6‰. Zawartość części organicznych maleje do 4-7%. Węglanowość rośnie do 90-95% (w najwyższej próbie około 50%). Wszystkie analizowane parametry wykazują tendencję powrotu do wartości zbliżonych do notowanych w obrębie poziomu I 5. Zwiększona zawartość węglanów i wyższe wartości izotopu węgla  $^{13}\text{C}$  w osadach węglanowych odzwierciedlają wzrastającą produkcję limniczną, której towarzyszą zmienne wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ . Na wyraźne ocieplenie klimatu wskazuje nagły wzrost izotopu tlenu  $^{18}\text{O}$  w osadach węglanowych.

## 9.5. Dyskusja wyników

### 9.5.1. Izotopy węgla

Na układ trwałych izotopów węgla w materii organicznej osadów jeziornych ma wpływ kilka procesów (Stuiver 1975, Deines 1980, Hakinsson 1985, Hammarlund 1993). Interpretację wyników analizy izotopów węgla w materii organicznej ułatwia ich zestawienie i porównanie z wynikami innych analiz, szczególnie makroszczątków roślinnych, zawartość węglanów oraz składu izotopowego węgla w jeziornych węglanach. Wyniki tych analiz opisują powiązane procesy odnoszące się do gromadzenia węgla w jeziorach (por. Pearson i Coplen 1978). Zasadnicza część materii organicznej osadu była prawdopodobnie produkowana w obrębie zbiornika<sup>6</sup> (por. Kubiak-Martens, w tym tomie). Najważniejszym czynnikiem wpływającym na zawartość izotopu węgla  $^{13}\text{C}$  w materii organicznej wydaje się być tempo produkcji węglanu podczas, gdy głównym procesem wpływającym na poziom  $\delta^{13}\text{C}$  w limnicznych węglanach jest intensywność fotosyntezy zachodzącej w jeziorze (Mc Kenzie 1985). Relację tę wyraźnie ilustrują rozbieżne tendencje

obu wskaźników izotopu węgla  $\delta^{13}\text{C}$  w dolnej części rdzenia, odzwierciedlające zwiększoną produktywność wodnej roślinności i odpowiednio zwiększoną produkcję węglanów oraz skorupki mięczaków.

Fotosynteza i co za tym idzie sedymentacja węglanów podczas tworzenia się poszczególnych części badanego rdzenia, utrzymywały się ogólnie na wysokim poziomie. W próbach 13, 14, 15, 17, zaznaczają się oscylujące wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  i  $\delta^{13}\text{C}_{\text{węglan}}$ . Prawdopodobną przyczyną ich wystąpienia mogło być zakłócenie równowagi węglanowej. Rozpuszczanie węglanów prowadziło do wzbogacania  $^{13}\text{C}$  w DIC a pewien wpływ na wartości  $^{13}\text{C}$  w substancji organicznej mogły mieć także zmiany roślinności jeziornej oraz zmienna dostawa materii organicznej z ładu.

Wahania wartości izotopu węgla  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  wskazują na zmienny klimat i pewną liczbę drobniejszych jego fluktuacji podczas większej części późnego wistulianu. W młodszym dryasie (poziom I 6) prawdopodobnie panowały bardziej stabilne warunki, ale produktywność limniczna była przeważnie zmniejszona, co wskazuje spadek wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{węglan}}$  i obniżenie zawartości węglanów. Poziom I 4 można podsumować jako przejście do innego okresu obniżonej produktywności, chociaż oscylacje klimatyczne są tu prawdopodobnie słabiej wyrażone i mają krótszy czas trwania niż w poziomie I 6.

Najwyższe wartości izotopu węgla  $\delta^{13}\text{C}_{\text{węglan}}$  znaleziono w poziomie I 2, gdzie osad składał się w zasadniczej części z materiału mineralnego. Atmosferyczny dwutlenek węgla wzbogacony w  $^{13}\text{C}$  (do poziomu ok. -7‰) był prawdopodobnie dominującym źródłem węgla osiągalnego dla roślinności jeziora w czasie powstawania tego poziomu. W obrębie kolejnych poziomów udział  $\text{CO}_2$  wyczerpywał się w zawartości  $^{13}\text{C}$  (do około -25‰) poprzez cyrkulację i zwiększone utlenianie materiału organicznego. Dlatego też najwyższa wartość izotopu węgla w limnicznych węglanach ustabilizowała się na niższym poziomie.

W poziomie I 6 obniżona produkcja roślin wodnych była powodem wystąpienia jeszcze niższych wartości  $^{13}\text{C}$  w limnicznych węglanach (por. Mc Kenzie 1985), wskazując na niekorzystne klimatyczne warunki w młodszym dryasie dla roślinności jeziornej. Te wyniki pozostają w zgodności z  $\delta^{13}\text{C}$  przedstawione przez Różańskiego i in. (1988).

#### 9.5.2. Izotopy tlenu

Wysokie wartości  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$  stwierdzone w poziomie I 1 mają swe prawdopodobne źródło w obcym pochodzeniu zbadanych węglanów. Kolejny skok wartości tego wskaźnika w dolnej części poziomu I 2 odzwierciedla przejście do sedymentacji węglanów jeziornych, które prawdopodobnie stanowią pozostałą część badanego rdzenia.

Wartości w poziomie -7‰ są porównywalne z wynikami analiz późnowistuliańskich Jeziora Strażym w północnej Polsce (Różański 1987), jeziora Roztoki w południowo-wschodniej Polsce (Różański i in. 1988), oraz Tegeler See (północno-wschodnie Niemcy, Pachur i Röper 1984). Ten rząd wielkości wykazuje również zgodność z większością danych uzyskanych na terenie Alp (Eicher i Siegenthaler 1976, 1983a, 1983b, Eicher 1980, 1987, Eicher i in. 1981, Kaiser i Eicher 1987, Oeggli i Eicher 1989, Lotter i in. 1992).

Podobnie niskie wartości, względnie ustabilizowane notowane w poziomie I 6 mogą być korelowane z minimalnymi wartościami  $^{18}\text{O}$  w osadach wapiennych, datowanych na młodszego dryasa, znanymi z licznych badań europejskich (np. Eicher 1987, Pachur i Röper 1984, Punning i in. 1984, Różański 1987, Ralska-Jasiewiczowa i in. 1992). Odchylenie w dół wartości  $\delta^{18}\text{O}$  od typowego poziomu około 2‰ przypomina wyniki cytowanych badaczy. Spadek  $^{18}\text{O}$  w osadach węglanowych jest interpretowany jako skutek spadku temperatury przy kondensacji opadów w młodszym dryasie. Badania kopalnych owadów z sąsiedztwa (Lemdahl 1991) wskazują na spadek średnich temperatur lipca o 2-3°C. Podwójne załamanie się zawartości  $^{18}\text{O}$  korespondujące z zapisem poziomu I 6 można także wyróżnić w osadach młodszego dryasu z Tegeler See (Pachur i Röper 1984), aczkolwiek taki przebieg krzywej można przypisywać również wpływowi warunków lokalnych. Jednakże niewielkie wzbogacenie  $^{18}\text{O}$  w osadach węglanowych w górnej części młodszego dryasu są w zgodzie z rezultatami z jeziora Gościąg w środkowej Polsce, przedstawione przez Ralską-Jasiewiczową i in. (1992). Wzbogacenie  $^{18}\text{O}$  jest uwidocznione jako nieznaczne ocieplenie klimatu, także potwierdzone w analizie pyłkowej. Przebieg  $\delta^{18}\text{O}$  w poziomach 12-15 wykazuje generalnie wahania o niewielkich amplitudach, a dwa obniżenia notowane w poziomie I 4 (próba 19) i górnej części poziomu I 5 (próba 37) mogą prawdopodobnie mieć znaczenie regionalne. Obok młodszego dryasu dwie wcześniejsze, słabsze klimatyczne oscylacje widoczne poprzez zmniejszenie  $\delta^{18}\text{O}$  w osadach węglanowych znaleziono w szwajcarskich jeziorach (Lotter i in. 1992). Pierwsze z nich, nazwane fluktuacją Aegelsee, nastąpiło krótko przed 12000 BP. Charakteryzuje się ono niewielkim wzrostem zawartości procentowej ziarn pyłku NAP, lekkim podwyższeniem zawartości części ilastych w osadzie, spadkiem jego węglanowości oraz obniżeniem izotopu tlenu  $\delta^{18}\text{O}$  o około 1‰, dobrze korespondując z przebiegiem anomalii z poziomu I 4 badanego rdzenia. Przypuszczalne ochłodzenie klimatu, które wywołało te zmiany w osadzie, koreluje prawdopodobnie ze starszym dryasem południowej Szwecji. Został on zidentyfikowany dzięki analizie pyłkowej (Björck 1984). To zdarzenie datowane przez Björcka i Möllera (1987) na około 12200-12050 BP, było również badane na zawartość trwałych izotopów węgla i tlenu w południowo-szwedzkich osadach jeziornych (Hammarlund i Lemdahl 1994)

Druga oscylacja (Lotter i in. 1992), nazwana fluktuacją Gerzensee, wystąpiła krótko przed zdeponowaniem popiołów wulkanicznych Laacher See-Tephra (około 11000 BP). Spadek zawartości  $^{18}\text{O}$  wykazuje podobieństwo do fluk-

<sup>6</sup> przyp. rd. – w oryginale napisano „...was probably endogenically produced ...” co nie jest równoznaczne z autochtonicznością

tuacji Aegelsee. Nie stwierdzono jednak żadnych towarzyszących mu zmian w litologii osadu czy palinostratygrafii. Spadek ten zdaje się bardzo dobrze korelować z nieco obniżonymi wartościami  $\delta^{18}\text{O}_{\text{węglan}}$  notowanymi w stropowej części poziomu I 5. Dowody na wystąpienie fluktuacji klimatycznej w tej części warstwy nie są jednak tak oczywiste jak stwierdzono w poziomie I 4 i nie mogą być wykazane w danych palinologicznych.

Opierając się na wahaniach zawartości izotopów tlenu kilkakrotnie podejmowano próby rekonstrukcji zmian paleotemperatur (np. Mörner i Wallin 1977, Lister 1989, von Grafenstein i in. 1992). Siegenthaler i Eicher (1986) donoszą o dodatniej korelacji pomiędzy zmianami wartości  $\delta^{18}\text{O}$  w limnicznych węglanach, a wahaniami średniej rocznej temperatury powietrza. Kształtuje się ona na poziomie 0.25-0.45‰ na 1°C. Wartość tę uzyskano przez uwzględnienie dwóch głównych procesów frakcjonowania, działających przeciwstawnie. Dotyczą one transportu wody w atmosferze oraz wytrącania węglanów (Dansgaard 1964, Siegenthaler i Oeschger 1980, Craig 1965). Istnieją przesłanki do wysunięcia poglądu, że oba te procesy mogły działać niezależnie, umożliwiając wzrost temperatury wody jeziora przy jednoczesnym spadku  $^{18}\text{O}$  w osadach limnicznych bez wpływu na wzbogacenie  $^{18}\text{O}$  w opadach i wodzie jeziornej wywołanych zmianami atmosferycznej cyrkulacji (Hammarlund, Lemdahl 1994). Znane są również inne czynniki wpływające na skład izotopowy tlenu związanego w jeziornych węglanach. Do najważniejszych należą prawdopodobnie parowanie z powierzchni wody jeziora oraz sezonowość wytrącania węglanów. Zakładając, że obniżenie wartości izotopu tlenu  $^{18}\text{O}$  o około 2‰, odnotowane w warstwach młodszego dryasu (poziom I 6) odzwierciedla ochłodzenie klimatu, to wyczerpywanie  $^{18}\text{O}$  w opadach i w wodzie jeziornej musi posiadać większe znaczenie niż wzbogacenie  $^{18}\text{O}$  powodujące obniżenie temperatury wody jezior podczas wytrącania węglanów.

Pomimo dużej złożoności procesów decydujących o dyferencjacji proporcji trwałych izotopów tlenu w osadach limnicznych stwierdzono tu znaczne podobieństwo przebiegu zmienności izotopu tlenu w oddalonych geograficznie osadach. Niniejsze studium z terenu północno-zachodniej Polski prezentuje wyniki badań przypominające dane zebrane w Szwajcarii i Francji (Lotter i in. 1992) posiadające nawiązanie do rezultatów badań łądolodu grenlandzkiego (Siegenthaler i in. 1984, Lotter i in. 1992). Oznacza to, iż badane zjawisko uwarunkowane było przez mniej więcej paralelne zmiany cyrkulacji atmosferycznej nie tylko wzdłuż brzegów Atlantyku, lecz i wzdłuż kontynentu europejskiego.

## 9.6. Wnioski

1. Znaczące wahania w składzie izotopów węgla w większości materiału organicznego charakteryzuje osady zdeponowane przed około 11000 BP i po 10000 BP. Fluktuacje te są głównie związane ze zmianami w tempie produkcji węglanów i okresami ich rozpuszczania, aczkolwiek zmiany w dostawach terestrycznego materiału organicznego również miały swój udział. Względnie duże wzbogacenie węglanów w  $^{13}\text{C}$  oraz ich duża zawartość w osadach świadczą generalnie o dużej limnicznej produktywności.

2. Osady zdeponowane w okresie chronozony młodszego dryasu (11000-10000 BP) charakteryzuje zanik  $^{13}\text{C}$  w większości węglanów oraz spadek ich udziału w osadach, interpretowany jako skutek obniżenia się produkcji roślinności wodnej. Mniej zmieniające się wartości  $\delta^{13}\text{C}$  w przeważającej części materii organicznej mogą wskazywać stabilizację środowiska w tym okresie.

3. W oparciu o zanik  $^{18}\text{O}$  w próbach węglanowych, można wyznaczyć jedną wyraźną i dwie bardziej dyskusyjne oscylacje klimatyczne. Wyraźnie zaznaczony, podwójny spadek wartości rzędu około 2‰ oznacza ochłodzenie klimatu podczas młodszego dryasu. Dwa wcześniejsze okresy bardziej ograniczonego zniknięcia  $^{18}\text{O}$  mogą być prawdopodobnie powiązane z podobnymi oscylacjami notowanymi przez badania izotopu tlenu w centralnej Europie. Można przypuszczać, że dolny spadek odzwierciedla starszy dryas (około 12200-12000 BP).

### Podziękowania

Serdeczne podziękowania należą się K. Tobolskiemu, Poznań za hojną pomoc i zapewnienie znakomitych udogodnień podczas prac terenowych. L. Kubiak-Martens i A. Głuszak zapoznały mnie z niepublikowanymi danymi biostratygraficznymi. B. Buchardt z Kopenhagi umożliwił mi korzystanie z sprzętu do analizy izotopowej. Koszty pracy spektrometru masowego zostały wsparte grantem Duńskiego Komitetu Badań Naukowych (grant nr 11-9372). S. Björck i G. Lemdahl, Lund krytycznie przeczytali manuskrypt mojej pracy. M. Makohonienko i M. Polcyn, Poznań pomagali podczas prac w terenie. Praca była finansowana przez Szwedzki Komitet Badań Przyrodniczych (NFR).

Tłumaczenie: J. Strzelczyk i L. Kubiak-Martens.

## Summary

### 9. Stable isotopes

A 2,5 m thick Late Vistulian sequence at Imiołki, Lake Lednica, composed of carbonate-rich lake sediments, was studied by means of stable carbon isotope analysis of bulk organic material ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) and stable carbon and oxygen isotope analysis of bulk carbonates ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ). The interpretations of the results were supported by comparisons with biostratigraphic records, mainly plant macrofossil data from the same sequence. The lithostratigraphy was analysed by loss on ignition. A tentative chronology was established by correlation of the pollen stratigraphy with radiocarbon dated sequences in the region.

A pronounced depletion of  $^{13}\text{C}$  in bulk organic material in the lower part of the sequence (zones 12-13) reflects increased production of limnic carbonates, whereas considerable oscillations within the middle and uppermost parts (zones 14-15, zone 17) may be attributed to changes in the limnic environment such as periods of carbonate dissolution and changes in aquatic vegetation. Variations of the relative amount of reworked terrestrial organic material may also have contributed to changes in  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ . Relatively low and stable values were recorded in zone 16.

A distinct enrichment of  $^{13}\text{C}$  in bulk carbonates in zone 12 is interpreted to reflect an increase in aquatic vegetation production, the subsequent depletion in zone 13 probably being caused by an increased supply of relatively  $^{13}\text{C}$ -depleted carbon dioxide from decomposition of organic material (increased recycling). Fluctuations in zones 15 and 17 probably reflect unstable limnic conditions, whereas lowered and more stable values of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  in zone 16 may be attributed to a decrease in aquatic vegetation production.

Stable values of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  around  $-5\text{‰}$  in the lowermost part of the sequence (zone 11), accompanied by stable values of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  around  $+1\text{‰}$ , most probably reflect redeposition of detrital carbonates from the surrounding soils. A significant depletion of  $^{18}\text{O}$  at the transition to zone 12 was followed by values fluctuating around  $-7\text{‰}$ . The subsequently deposited carbonates are interpreted as being endogenically produced. Within zone 16 a clearly delimited, further depletion of  $1\text{-}2\text{‰}$  was recorded.

Zone 16, corresponding to the Younger Dryas stadial (c. 11 000 to c. 10 000 BP), is characterized by a relatively stable limnic environment, with a clear decrease in productivity indicated by carbon isotope data. This is also evident from the lowered carbonate content, reflecting less favourable conditions for production of limnic carbonates. These anomalies were most probably caused by a climatic deterioration, as indicated by the depletion of  $^{18}\text{O}$  in bulk carbonates. A relative decrease in mean annual air temperature may have induced a depletion of  $^{18}\text{O}$  in precipitation and subsequently in lake water. Similar conditions, although of shorter duration, may have been prevailing during deposition of the sediments of zone 14, as indicated by depletions of  $^{18}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}$  in combination with a lowered carbonate content. Zone 14 probably corresponds to the Older Dryas stadial (c. 12 200 to c. 12 000 BP).

Carbon isotope data indicate that aquatic vegetation was established in the lake before 13 000 BP. Considerable oscillations of all isotope parameters reflect a relatively unstable climate until c. 11 000 BP and after c. 10 000 BP, whereas the Younger Dryas stadial was probably characterized by more stable, although colder climatic conditions. The oxygen isotope record from Imiołki can be readily correlated with Central European sequences, as well as with studies from north-eastern Germany, other parts of Poland and the Baltic region. A c.  $2\text{‰}$  depletion of  $^{18}\text{O}$  during the Younger Dryas stadial is in accordance with most other studies. Furthermore, in Switzerland a slight depletion of  $^{18}\text{O}$ , accompanied by a lithological anomaly, shortly before 12 000 BP (the Aegelsee fluctuation) has been recorded at several sites, probably corresponding to zone 14 at Imiołki. Shortly before 11 000 BP another short phase of  $^{18}\text{O}$  depletion (the Gerzensee fluctuation) has been recorded, which may correspond to a similar feature in the upper part of zone 15 at Imiołki. These similarities between remotely situated geographical regions suggest that the climatic changes of the Late Vistulian were caused by changes in atmospheric circulation patterns that were more or less parallel across most of the European Continent.

## 10. Późnoglacialna historia zbiornika w Imiołkach

### 10.1. Podstawy biostratygrafii i chronologii

Stratygraficzne uporządkowanie rezultatów badań zamieszczonych w tym tomie oparto przede wszystkim na wynikach analiz palinologicznych. Tymi analizami objęto dwa rdzenie ze zbiornika Imiołki oraz materiały z rdzenia wydobytego ze współczesnego litoralu jeziora Lednica (por. rozdział 5).

Opracowane przez nas osady nie posiadają żadnej daty radiowęglowej. Ten fakt nie osłabia jednak – naszym zdaniem – ani stratygraficznego ani też paleoekologiczno-paleogeograficznego znaczenia opracowanego obiektu. O rutynowe datowania wybranych prób nie zabiegaliśmy ze względu na regularną obecność węgla wapnia w osadach późnoglacialnych, zaś projektowane daty AMS roślinnych znalezisk terestrycznego pochodzenia nie udało się zrealizować ze względu na trudności finansowe. Bez żalu rezygnowano z radiowęglowych datowań naszych osadów również dlatego, że późnoglacialne serie rutynowych dat wzbudzają nieufność małą precyzją wywołaną m.in. istnieniem w dwóch miejscach tzw. „plateau”, osłabiającego wiarygodność tej geochronologicznej metody (Tobolski 1998, w druku). Znaczących informacji o biostratygraficznej wymowie dostarczyły – obok analiz pyłkowych – również badania roślinnych znalezisk makroskopowych. Także pozostałe opracowania prezentowane w tym zbiorze wnoszą – obok dużej roli paleoekologicznej – przydatne treści dla bio- i chronostratygrafii obiektu w Imiołkach.

#### 10.1.1. Palinostratygrafia

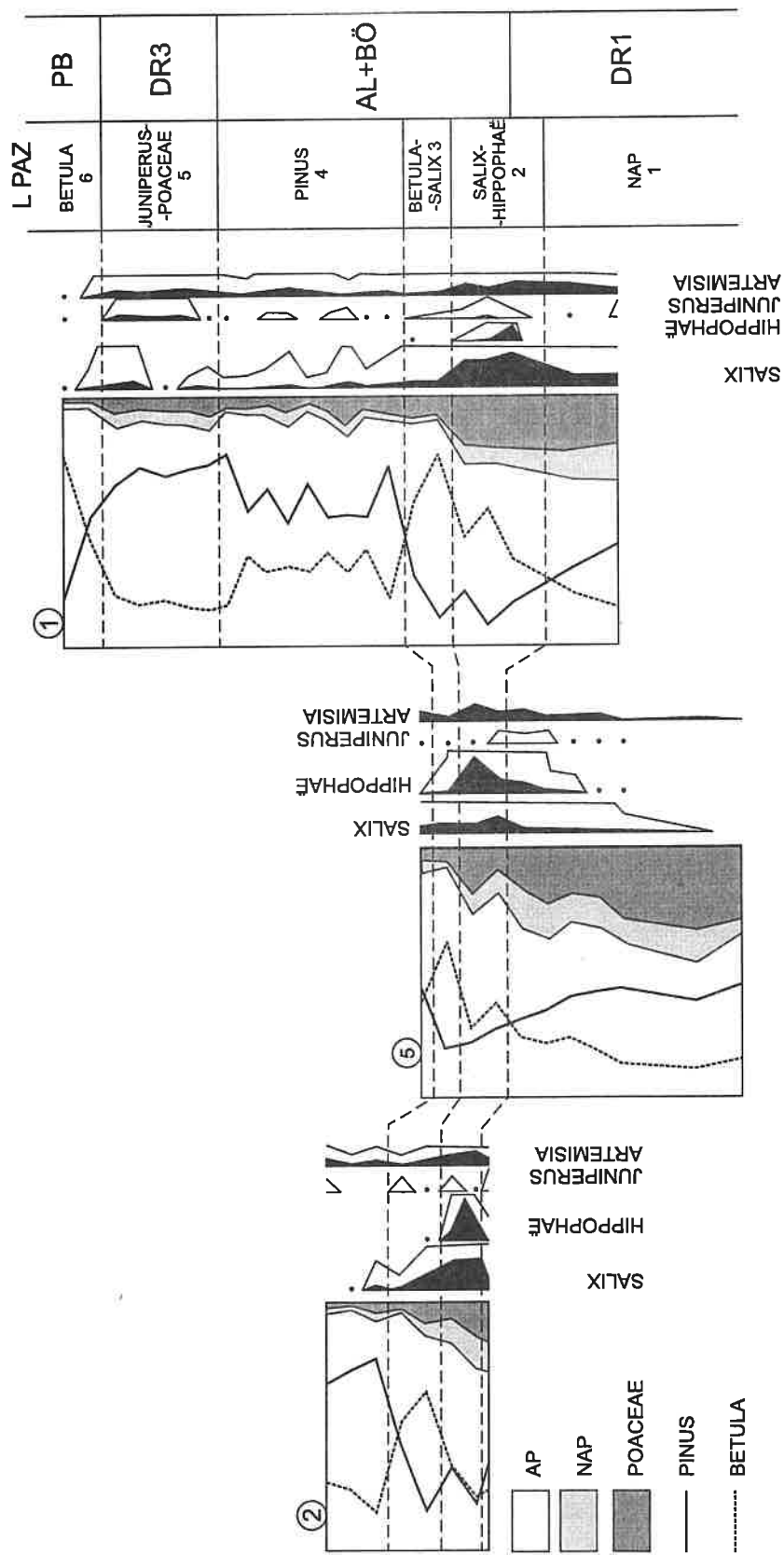
Palinostratygraficzne zestawienie wyników analiz zbadanych metodą palinologiczną z Imiołek i z pobliskiego litoralu jeziora Lednica przedstawia ryc. 10.1. Stanowi ona nieco zmienioną wersję wcześniej opublikowanej ilustracji (Tobolski, Litt 1994), do której dołączono rubrykę z granicami jednostek późnego glaciału.

W randze jednej wspólnej jednostki zachowano kompleks interstadialny alleröd-bölling. Analizy palinologiczne nie wykazały w nim żadnego fragmentu, który można byłoby zaliczyć do starszego dryasu. Dolną granicę tego kompleksu jednak nie poprowadzono ukośnie za cytowaną wyżej publikacją lecz poziomo. Umiejscowiono ją mniej więcej w połowie *Salix-Hippophaë* (2) L PAZ. Górna granica tego kompleksu przebiega w miejscu granicy pomiędzy *Pinus* (4) L PAZ i *Juniperus-Poaceae* (5) L PAZ. Najniższy fragment wchodzący w skład kompleksu interstadialnego alleröd-bölling odznacza się wzrastającą procentową zawartością ziaren pyłku brzozy i spadającą ilością ziaren pyłku rokitnika. Sprawą otwartą, wymagającą dalszych badań, pozostaje stratygraficzne umiejscowienie maksimum krzywej ziaren pyłku *Hippophaë*. Obecnie wierzchołek krzywej rokitnika został umieszczony w DR1. Najstarszy dryas w tym szerokim ujęciu traktujemy jako tymczasową propozycję, zasługującą na wypełnienie co najmniej trzema epizodami. Jeden z nich może wyznaczyć wierzchołek ziaren pyłku *Betula nana*, pokazany w rdzeniu nr 2. Kulminacja krzywej procentowej brzozy karłowatej znajduje się zdecydowanie poniżej procentowego maksimum ziaren pyłku rokitnika. Należałoby także podzielić, może w postaci podpoziomów, tę część *Salix-Hippophaë* L PAZ, która pozostała w zasięgu DR1, o czym już wzmiankowano w rozdziale 5.

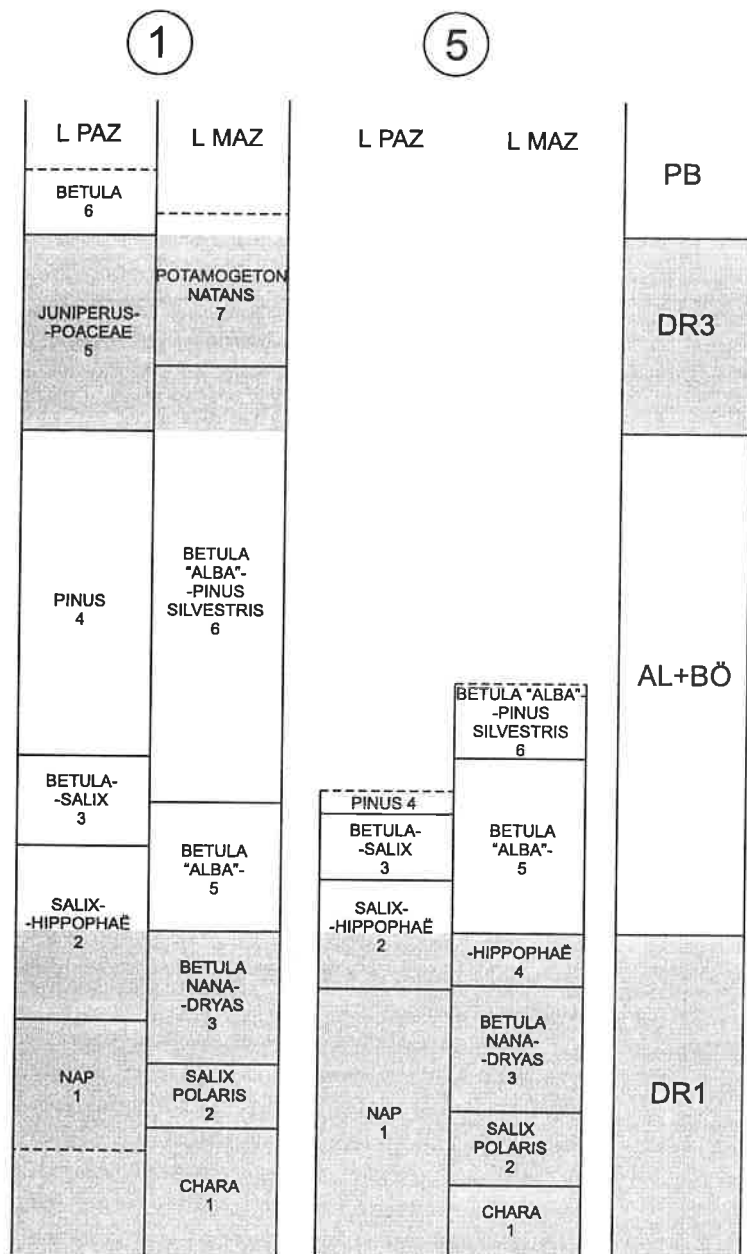
#### 10.1.2. Znaczenie biostratygraficzne L MAZ

Lokalne poziome zespoły makroszczątków roślinnych (*local macrofossil assemblage zones* – L MAZ) w analizowanych materiałach wykazują dużą wiarygodność, mogąca okazać przydatność dla biostratygrafii późnego glaciału na terenie środkowej Wielkopolski. Dotyczy to w równej mierze dość obfitego inwentarza znalezisk w osadach najstarszego dryasu (DR1) jak i w starszej części kompleksu interstadialnego alleröd-bölling (AL-BÖ). Synchronizacja poziomów pyłkowych (L PAZ) i poziomów makroszczątków roślinnych (L MAZ) z dwóch rdzeni (nr 1 i nr 5) przedstawiona jest na ryc. 10.2.

W zasięgu DR1 mieszczą się cztery lokalne poziomy zespoły makroszczątków roślinnych oraz dolna część *Betula „alba”* (5) L MAZ. Te wydzielenia oparte na obecności makroszczątków roślinnych są ilustracją sukcesyjnych następstw terestrycznych zbiorowisk roślinnych poprzedzających rozwój lasów a także w przyszłości mogą posłużyć



Ryc. 10.1. Porównanie uproszczonych diagramów pyłkowych z podziałem chronostratygraficznym (wg Tobolski, Litt 1994, zmienione).  
 Fig. 10.1. A comparison of simplified pollen diagrams divided chronostratigraphically (in Tobolski, Litt 1994, revised).



Ryc. 10.2. Porównanie lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (L PAZ) z lokalnymi poziomami zespołów makroszczałków roślinnych (L MAZ) wraz z ich pozycją chronostratygraficzną.

Fig. 10.2. A comparison of local pollen assemblage zones (L PAZ) with local macrofossil assemblage zones (L MAZ) with their chronostratigraphic position.

jako uzasadnienie podziału DR1 na odpowiednie części. Leśną postać kompleksu interstadialnego charakteryzują trzy poziomy, należące do poszczególnych faz przekształcających się wtedy zbiorowisk leśnych. Natomiast słabo wyodrębniony jest młodszy dryas. Znaleźiska makroszczałków roślinnych nie dostarczyły do tej pory przekonywujących materiałów o biostratygraficznej wymowie, które mogłyby korespondować z analizami palinologicznymi tego stadiału.

### 10.1.3. Synchronizacja pozostałych rezultatów analiz

Na ryc. 10.3 przedstawiono stratygraficzne zestawienia wyników badań trwałych izotopów (por. rozdz. 9) oraz kopalnych owadów (por. rozdz. 8) wykonanych w osadach rdzenia nr 1, pobranego w zbiorniku Imiołki. Synchronizację rezultatów tych badań oparto na wynikach analiz pyłkowych, przedstawionych w tym zestawieniu w formie L PAZ (por. rozdz. 5).

Syntetyczne wyniki analiz kopalnych wioślarek (*Cladocera*), zebrane w zestawieniu ilustrującym fazy rozwoju zespołów *Cladocera* (por. rozdz. 7) porównano z lokalnymi poziomami zespołów pyłkowych (L PAZ) z stanowiska nr 5 reprezentującego litoral jeziora Lednica (ryc. 10.4). Obie wymienione ryciny posiadają rubrykę z podziałem chronostratygraficznym, analogicznym z zestawieniami na ryc. 10.1 i 10.2.



①

| L PAZ                      | TRWAŁE<br>IZOTOPY<br>STABLE<br>ISOTOPS | KOPALNE<br>OWADY<br>FOSSILE<br>INSECTS |        |
|----------------------------|--|--|--------|
|                            | 17                                     |  | PB     |
| BETULA<br>6                |  |  |        |
| JUNIPERUS-<br>POACEAE<br>5 | 16                                     | IM 4                                   | DR 3   |
| PINUS<br>4                 | 15                                     | IM 3                                   | AL+ BÖ |
| BETULA-<br>SALIX<br>3      |  |  |        |
|                            | 14                                     |  |        |
| SALIX-<br>HIPPOPHAE<br>2   | 13                                     |  |        |
|                            |  |  |        |
|                            | 12                                     | IM 2                                   | DR 1   |
| NAP 1                      |  |  |        |
|                            | 11                                     | IM 1                                   |        |

Ryc. 10.3. Porównanie lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (L PAZ) z rezultatami analiz trwałych izotopów i kopalnymi owadami wraz z pozycją chronostratygraficzną w osadach stanowiska 1 z Imiołek.

Fig. 10.3. Comparison L PAZ with the results of analysis of stable isotopes and fossil insects together with their chronostratigraphic position of Imiołki site No.1.

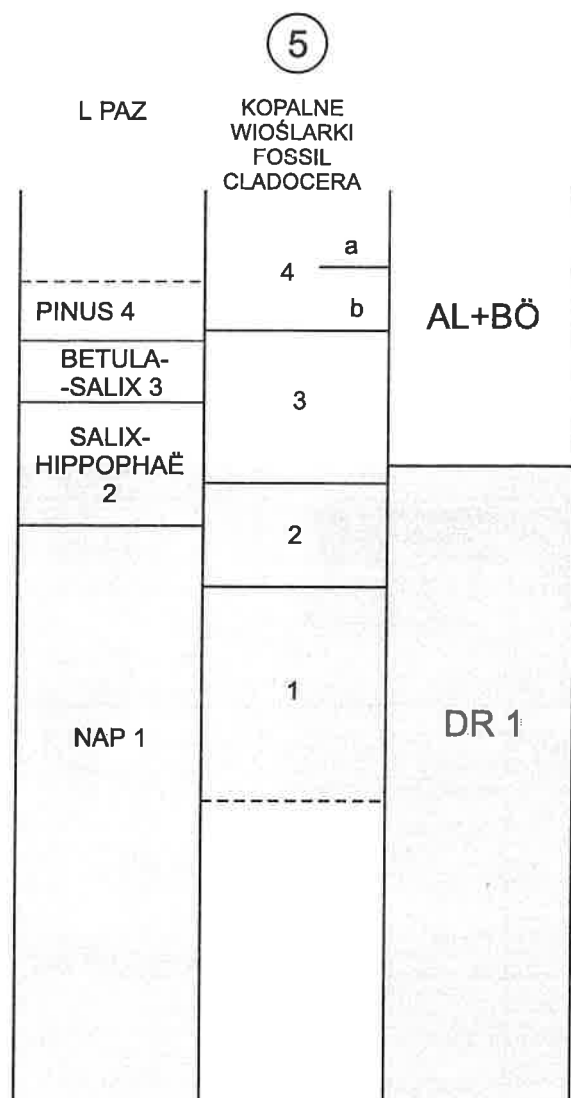
#### 10.1.4. Problem chronologii późnego glacjału

W ostatnich kilku latach nastąpiło znaczne ożywienie badań nad urealnieniem dotychczasowych prób wydatowania poszczególnych epizodów późnego glacjału. Jedną z dróg prowadzącą do tego celu jest zbudowanie schematu chronologicznego, opartego na wiarygodnych datowaniach solarnych, zdolnych do określenia wieku w rytmie lat kalendarzowych. Chodzi przede wszystkim o zastąpienie mocno już przestarzałej i obciążonej błędami skali chronologicznej datowań radiowęglowych rzeczywistą skalą lat kalendarzowych.

Nasze zaufanie do datowań radiowęglowych, zwłaszcza obejmujące osady późnoglacialne i z pogranicza z holocenem, podważyło zarówno zjawisko „radiowęglowego plateau” jak i brak selekcji materiałów przeznaczonych do datowań. „Plateau” odkryte przez badaczy w Szwajcarii (Ammann, Lotter 1989, Lotter 1991, Lotter, Ammann, Sturm 1992) może być przyczyną kłopotliwych nieporozumień w przypadku, jeśli korzysta się wyłącznie z datowań radiowęglowych. Ponadto wyniki datowań powinny uwzględnić rodzaj datowanego materiału. Nie wystarczy świadomość, że do radiowęglowego datowania została przekazana próba „materii organicznej” bądź „osadu biogenicznego”. Już w trakcie wstępnego kwalifikowania prób do datowań radiowęglowych należałoby z całą powagą uwzględnić przedmiot datowanej radiowęglowo próby. Tego się przeważnie nie czyni i najczęściej bez określenia litologii osadu, uzyskane cyfry z radiowęglowego laboratorium są wprowadzane do wykazów o znaczeniu stratygraficznym.

Należy spodziewać się rychłego opracowania wiarygodnego schematu stratygraficznego, opartego na danych kalendarzowych. Optymistyczną wizję funkcjonowania – chyba już w niedalekiej przyszłości – takiego schematu stwarzają rezultaty datowań jeziornych osadów sygnalizowane z terenu późnoglacialnej aktywności wulkanicznej w Nadrenii. Diagram pyłkowy z laminowanych osadów jeziora Holzmaar, opracowany przez Litt i Stebich (1996), wyznacza czas początku allerödu wynoszący aż 13080 lat kalendarzowych. Słynny poziom allerödskiego popiołu wulkanicznego – LST<sup>7</sup> posiada datę 12560 lat warwowych (Litt i inni 1997). Również z północnych Niemiec przedstawiono warwową chronologię obejmującą holocen i późny glacjał (Merkt & Müller 1997). Ta skala lat kalendarzowych powstała z połączenia częściowo laminowanych osadów czterech jezior oddalonych od siebie około 150 km. W świetle tych materiałów warto zacytować datę kalendarzową 11560 lat dla granicy między holocenem i późnym glacjałem.

<sup>7</sup>Laacher See Tephra



Pojawiły się też próby przedstawiające czas trwania całej późnoglacialnej sekwencji zdarzeń ujętej w rachubie lat kalendarzowych, które uzyskano przez synchronizację analiz pyłkowych z krzywą trwałych izotopów tlenu i węgla. Jedną z propozycji (Hoeck 1997) przynosi datowanie rozwoju roślinności Holandii, przedstawionej w skali lat kalendarzowych. Wykresy ilustrujące w tym opracowaniu procentową zawartość AP:NAP, *Betula*, *Pinus* i *Ericaceae* zostały zsynchronizowane z krzywą izotopu tlenu, pochodzącą z łańdolu grenlandzkiego (GISP 2). Data wyznaczająca początek böllingu wynosi 14600 lat kalendarzowych, a młodszy dryas mieści się w przedziale od 11800 do 12800 lat kalendarzowych. Niedawno zaprezentowano rezultaty datowań w skali lat kalendarzowych późnoglacialnej i wczesnoholocenijskiej sekwencji osadów szwajcarskiego jeziora Gerzensee. Datowanie oparto na krzywej trwałych izotopów tlenu  $^{18}\text{O}$  i węgla  $^{13}\text{C}$  skorelowanej z analizami tych izotopów w wydатовanym rdzeniu GRIP 2 z łańdolu grenlandzkiego (Matta, Sturm, Lotter 1997).

Ryc. 10.4. Porównanie lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (L PAZ) z zestawieniem faz rozwoju zespołów wioślarek w osadach z litoralu jeziora Lednica.

Fig. 10.4. A comparison of L PAZ with phases of development of *Cladocera* groups in the sediment of Lake Lednica littoral zone.

## 10.2. Dynamika późnoglacialnego zbiornika akumulacji biogenicznej

### 10.2.1. Chronologia ważniejszych zdarzeń

W świetle dotychczasowych prób stosowania skali lat kalendarzowych, rozpiętość zdarzeń określających początek dziejów jeziora Lednica sięga czasów sprzed najstarszego dryasu. W osadach jeziora Holzmaar granica między późnym glaciałem a pleniglaciałem wyznacza data 13910 lat warw jeziornych. Podobne umiejscowienie granicy oddzielającej pleniglaciał od najstarszego dryasu nie jest także wykluczone w wydzielonym odcinku DR 1 w spagu osadów zbiornika Imiołki oraz w litoralu jeziora Lednica. Niestety precyzyjne zdefiniowanie tej granicy będzie możliwe dopiero po przeprowadzeniu kolejnej serii analiz palinologicznych w bardzo gęsto opróbowanych (1 cm odstęp) rdzeniach.

W obecnym stanie wiedzy o kalendarzowych datach, wyznaczających czas trwania poszczególnych epizodów późnego glaciału i wczesnego holocenu, początek egzystencji jeziora Lednica sięga około 15 tysięcy lat kalendarzowych. Tak wcześnie powstał również przylegający do tego jeziora zbiornik wodny w Imiołkach. Natomiast kres istnienia środowiska wodnego w zbiorniku Imiołki przypadł w schyłkowej części młodszy dryasu, czyli obecność biocenozy wodnych trwała około 3 tysiące lat. Pod koniec młodszy dryasu zbiornik wodny w Imiołkach przekształcił się w torfowisko niskie. Jego inicjalna faza była rozciągnięta aż do okresu borealnego, to jest około 1500 lat.

Ryc. 10.5. Przebieg ważniejszych zdarzeń podczas późnego glacjału w zbiorniku Imiołki i w litoralu jeziora Lednica; a - arktyczny, sa - subarktyczny, b - borealny, u - umiarkowany.

Fig. 10.5. The course of more important events during the Late Glacial in the Imiołki basin and in the littoral zone of Lake Lednica; a - arctic, sa - subarctic, b - boreal, u - temperate.

| STRATYGRAFIA<br>stratigraphy |                           | KLIMAT climate |    |   |   |             | ZBIOROWISKA |  | WSKAŹNIKI ROŚLINNE<br>plant indicators   |   |  |
|------------------------------|---------------------------|----------------|----|---|---|-------------|-------------|--|--|---|--|
|                              |                           | a              | sa | b | u | Środ. Avor. |             | roślinności lądowej<br>terrestrial plant communities |  | roślinności wodnej<br>aquatic plant communities   |  |
|                              |                           |                |    |   |   | T min I     | T max VII   |  |  |   |  |
| PB                           | HOLOCEN<br>Holocene       |                |    |   |   |             | -5          | 17   | lasz brzożowo-sosnowe<br>birch-pine forests  | przekształcenie roślinności wodnej w telmatyczną<br>transformation aquatic into telmatophyte vegetation   | Potamogeton natans<br>Selaginella selaginoides<br>Potamogeton filiformis |
|                              |                           |                |    |   |   |             | -9          | 13   | mozaika płatów tundry, stepów i lasotundry<br>mosaic of tundra, steppe, forest-steppe vegetation | obniżona produkcja roślin wodnych, zmniejszona aktywność fotosyntetyczna<br>decrease of aquatic plant production, lowering of photosynthesis activity |  |
| DR 3                         | PLEJSTOCEN<br>Pleistocene |                |    |   |   |             | -10         | 12   | lasz brzożowo-sosnowe<br>birch-pine forests  | obniżona produkcja roślin wodnych, zmniejszona aktywność fotosyntetyczna<br>decrease of aquatic plant production, lowering of photosynthesis activity | Pinus sylvestris<br>Typha latifolia                                      |
|                              |                           |                |    |   |   |             | -18         | 10   |  |   |  |
| AL + BÖ                      | PLEJSTOCEN<br>Pleistocene |                |    |   |   |             | -13         | 10   | lasz brzożowe<br>birch forests   | wysoka produktywność<br>high productivity   | Potamogeton praelongus   |
|                              |                           |                |    |   |   |             | -9          | 13   |  |   |  |
| DR 1                         | PLEJSTOCEN<br>Pleistocene |                |    |   |   |             | -12         | 13   | tundra krzewiasta<br>shrub tundra  | optymalny rozwój ramienic<br>optimum development of Characeae   | Hippophae rhamnoides<br>Selaginella selaginoides<br>Betula nana          |
|                              |                           |                |    |   |   |             | -8          | 16   | tundra krzewinkowa<br>dwarf-shrub tundra   | zwiększona aktywność fotosyntetyczna<br>increasing of photosynthesis activity   | Dryas octopetala   |
|                              |                           |                |    |   |   |             | -24         | 7  | tundra krzewinkowa<br>dwarf-shrub tundra   | inicjalne skupienia ramienic w oligotroficznym zbiorniku<br>initial patches of Characeae in oligotrophic basin  | Salix polaris<br>Potamogeton filiformis                                  |

### 10.2.2. Tabela syntetyczna

Ilustrację przebiegu ważniejszych zdarzeń oraz śledzenie dynamiki zjawisk w zbiorniku akumulacji biogenicznej Imiołki przedstawia zbiorcza tabela (ryc. 10.5), składająca się z trzech części. Pierwsza zawiera schemat stratygraficzny, druga ważniejsze informacje o przemianach klimatycznych, głównie w oparciu o bioindykacyjną wymowę roślin i owadów zaś trzecia część opisuje w dużym skrócie sferę biotyczną. Zostały w niej zawarte informacje o wiodących zbiorowiskach roślinności lądowej i wodnej, wzbogacone wykazem ważniejszych roślin o znaczeniu wskaźnikowym.

Inicjalne postacie zbiorowiska wodnego, stwierdzone zarówno w zasięgu dzisiejszego litoralu jeziora Lednica i w zbiorniku wodnym Imiołki są bardzo podobne. W obu pojawiły się bardzo szybko pierwsze skupienia ramienic (*Chara*) oraz podwodnej rdestnicy (*Potamogeton filiformis*). Lądowe otoczenie zbiorników wodnych zajmowały płaty tundry krzewinko-

wej, przedzielone powierzchniami otwartymi. W tym czasie miała miejsce znaczna erozja, ponieważ pokrywa glebowa nie była ustabilizowana. Tym faktem należy tłumaczyć obecność węglanu wapnia detrytusowego. Natomiast produkcja węglanów pochodzenia jeziornego była mocno ograniczona wskutek niskich temperatur a przede wszystkim nieznacznego tylko ługowania węglanów.

Dekarbonizacja i tworzenie się endogenicznego węglanu wapnia rejestruje w Imiołkach zarówno nagła zmiana zawartości izotopu tlenu  $^{18}\text{O}$  węglanowego jak i pojawienie się w ówczesnej szacie roślinnej składników kalcyfilnych. Zdaniem Plichty (1993) w warunkach arktycznych procesowi dekarbonizacji sprzyja niska temperatura i duża rozpuszczalność dwutlenku węgla w wodzie. W omawianych zbiornikach powodowało to powstanie wodorowęglanów, które podczas zwiększonej aktywności fotosyntetycznej zwiększyły akumulację węglanu wapnia do ich osadów dennych. Intensywniejsze uwalnianie kationów wapnia protegowało także rozwój roślin wapieniolubnych. Ich przykładem może być zamiana fitocenozy krzewinkowych wierzb (*Salix polaris/S. herbacea*) na kalcybiontyczne z udziałem *Dryas octopetala*. Natomiast w środowisku wodnym doszło do bujniejszego rozwoju kobierców ramienic zaś w płytszych jego miejscach pojawił się kalcybiontyczny mech *Scorpidium scorpioides*. Ta przemiana była sterowana klimatycznie, gdyż surowy klimat o cechach arktycznych stał się klimatem subarktycznym.

Kolejny etap przemian środowiska lądowego i omawianych zbiorników wodnych ma związek z obecnością tundry krzewiastej. Rozwój tych fitocenozy zapoczątkowała brzoza karłowata (*Betula nana*). Pojawiły się też krzewiaste wierzby, wykazane licznie w spektrach pyłkowych. Szczytową postacią rozwoju tej późnoglacialnej roślinności krzewiastej wyznaczył udział rokitnika (*Hippophaë rhamnoides*). Zarośla rokitnika nadały tym krzewiastym zbiorowiskom swoistą i niepowtarzalną postać. Myślę, że trudno znaleźć analogię z dzisiejszymi zbiorowiskami rokitnika<sup>8</sup>. Pozostaje też zgodzić się z tezą Frenzla (1987) o nieporównywalności roślinnych układów późnoglacialnych z tymi, jakie znamy z współczesnych stref roślinno-klimatycznych północnych regionów holaktydy.

Zbiorowiska krzewiastej tundry z rokitnikiem dość gwałtownie zostały zastąpione przez lasy brzozowe, natomiast w środowisku wodnym rozpoczął się okres wysokiej produktywności. Analiza kopalnych owadów naszego materiału wskazała na kolejną istotną poprawę warunków klimatycznych już w początkowej fazie kompleksu interstadialnego bölling-alleröd. W młodszej części tego kompleksu (alleröd) na znaczeniu zyskała sosna a w środowisku wodnym zbiornika Imiołki nastąpiły przekształcenia.

Załamaniem się sukcesji lasu typu borealnego nastąpiło na progu młodszego dryasu w rezultacie znacznego oziębnienia. Pojawiła się mozaika roślinności tundrowej, stepowej oraz lasotundry. W zbiorniku Imiołki została obniżona produkcja roślin wodnych, spowodowana zmniejszeniem się aktywności fotosyntetycznej. O ochłodzeniu klimatu świadczy m.in. obecność *Selaginella selaginoides*<sup>9</sup> i ponowne pojawienie się *Potamogeton filiformis*. Natomiast występowanie populacji rdestnicy o liściach pływających (*Potamogeton natans*) sygnalizuje wypływanie a także zwiastuje zmianę środowiska wodnego w ziemnowodne.

Wczesnoholocenska, już na progu preboreału, poprawa klimatu spowodowała ponowny rozwój lasów brzozowo-sosnowych a także wywołała wzrost produkcji limnicznej. W schyłkowej części okresu preborealnego nastąpiło w zbiorniku Imiołki przekształcenie środowiska wodnego na ziemnowodne, które zapoczątkowało ostatni etap wypełnienia tego zbiornika osadami telmatycznymi i później terestrycznymi uformowanymi w lesie olchowym.

<sup>8</sup>Rokitnik jest składnikiem budującym kilka zbiorowisk roślinnych (Pott 1995), które przeważnie są zaliczane do inicjalnych biocenozy. Z obszarów nadmorskich opisano *Salici arenariae-Hippophaetum rhamnoides* i *Hippophae-Sambucetum nigrae* a z teras rzecznych na przedpolu Alp *Hippophae-Berberidetum*, znany także jako *Salici incanae-Hippophaetum rhamnoides*. Pott (op. cit. s. 487) przedstawił skomplikowany przebieg rozwoju zarośli rokitnika, uzależniony w obrębie wydm nadmorskich od symbiozy z *Actinomycetes* i ich związkami z nicieniami.

<sup>9</sup>Jest wskaźnikiem temperatury lipca minimalnej 7°C i maksymalnej 17°C, zaś optimum występowania przypada w temperaturze lipca pomiędzy 10-14°C (Gaillard 1984).

## Summary

### 10. Late Glacial history of the Imiołki basin

The present state of knowledge on the calendar dates of the Late Glacial and early Holocene allows us to determine the existence of Lake Lednica over approximately 15 thousand calendar years. This is the time when Imiołki reservoir adjoining the lake was formed. The initial phase of the lower peat bog, which came into existence in the latter part of the Younger Dryas, continued on through to the Boreal period, i.e. 1500 years.

An account of the course of more important events as well as a record of their dynamics occurring in the Imiołki biogenic accumulation reservoir are presented in cumulative table (Fig. 10.5). The initial forms of the aquatic habitat determined within reach of the present day littoral sphere of Lake Lednica and the Imiołki water reservoir are very similar. In both of them, there is a notable early appearance of *Chara* sp. and *Potamogeton filiformis*. The lands surrounding the water reservoir were occupied by layers of shrub tundra, divided by open areas. This period saw considerable erosion, since the soil surface had not been stabilized. This fact was responsible for the presence of detrital calcium carbonate. Whereas the production of carbonates originating from the lake was severely limited by low temperatures with only an insignificant leaching-out of carbonates.

Decarbonization and the formation of endogenic calcium carbonate is registered, in Imiołki, by a sudden change in the content of the  $^{18}\text{O}$  isotope in carbonates and the appearance of calciphilic factors in the plant cover of that period. In the reservoirs considered, this caused the formation of bicarbonates, which, during increased photosynthetic activity, increased the calcium carbonate accumulation in their deposited sediments. An intensified release of calcium cations also furthered the development of calciphilic plants. An example of this may be the change undergone by shrub willows (*Salix polaris*/*S. herbacea*) to calcibiontic ones with a share of *Dryas octopetala*. On the other hand, in an aqueous environment, there was a more bountiful development of *Chara* phytocenoses and, in shallower areas, there was a presence of the calcibiontic *Scorpidium scorpioides*. This change was climatically determined, when the severe arctic climate gave way to a subarctic one.

The following phase of changes in the land environment as well as that of the reservoirs considered is connected to the presence of shrub tundra. The development of these phytocenoses was initiated by *Betula nana*. There was also an appearance of shrub willow noted in numerous pollen spectra. The optimal development form for this Late Glacial shrub vegetation was found in the growth of *Hippophaë rhamnoides*. This species gave their particular and unique form to these shrub communities, for which it is difficult to find analogies in contemporary communities of sea-buckthorn.

Communities of shrub tundra containing sea-buckthorn were rapidly replaced by birch forests, whereas the aquatic environment saw the beginning of a period of increased productivity. An analysis of insect fossils within our sample showed a subsequent significant improvement of climatic conditions in already the initial phase of the interstadial Bölling-Alleröd complex. In the newer part of this (Alleröd) complex, the pine tree gained in significance, while the aquatic environment saw considerable transformations.

The breakdown of the Boreal forest succession occurred on the threshold of the Younger Dryas as the result of considerable cooling. A mosaic of tundra, steppe and tundra-woodland vegetation appeared. The Imiołki reservoir saw a drop in the production of aquatic plants, caused by a lowering of the photosynthetic activity. A cooler climate was signalled – among others – by the presence of *Selaginella selaginoides* and the reappearance of *Potamogeton filiformis*.

The early Holocene improvement of the climate, on the threshold of the Preboreal, resulted in a renewed development of birch-pine forests.

## Literatura

- Ammann B., Lotter A., 1989: *Late-Glacial radiocarbon- and palynostratigraphy on the Swiss Plateau*, *Boreas*, 18: 109-126.
- Atkinson T. C., Briffa K. R., Coope G. R., Joachim M. J., Perry D. W., 1986: *Climatic calibration of coleopteran data*, [in:] *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology* (ed. B. E. Berglund), Wiley & Sons, Chichester: 851-858.
- Atkinson T. C., Briffa K. R., Coope G. R., 1987: *Seasonal temperatures in Britain during the past 22 000 years, reconstructed using beetle remains*, *Nature* 325: 587-592.
- Bengtsson L., Enell M., 1986: *Chemical analysis*, [in:] *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, (ed. B. Berglund), Wiley: 423-451.
- Bennike O., Funder S., Abrahamsen N., Feyling-Hanssen R., 1985: *Forested Arctic: Evidence from North Greenland*, *Geology*, vol. 13: 542-546.
- Bennike O., 1990: *The Kap Kobenhavn Formation: stratigraphy and palaeobotany of a Plio-Pleistocene sequence in Peary Land, North Greenland*, *Meddelelser om Gronland, Geoscience*, 23: 1-85.
- Bińka K., Madeyska T., Marciniak B., Szeroczyńska K., Więckowski K., 1988: *Błędowo Lake (Central Poland): History of Vegetation and Lake Development during the last 12000 Years*, *Bulletin of Polish Academy of Sciences*, 36: 147-158.
- Birks H. H., 1980: *Plant macrofossils in Quaternary lake sediments*, *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.*, 1: 1-60.
- Björck S., 1984: *Bio- and chronostratigraphic significance of the Older Dryas Chronozone - on the basis of new radiocarbon dates*, *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 106: 81-91.
- Björck S., Möller P., 1987: *Late Weichselian environmental history in southeastern Sweden during the deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet*, *Quaternary Research*, 28: 1-37.
- Bocher J. & Bennike O., 1991: *Interglacial land biotas of Jameson Land, East Greenland*, *Lundqua Report*, 33: 129-136.
- Buchardt B., 1977: *Oxygen isotope ratios from shell material from the Danish Middle Paleocene (selandian) deposits and their interpretation as paleotemperature indicators*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 22: 209-230.
- Buchardt B., Fritz P., 1980: *Environmental isotopes as environmental and climatological indicators. Handbook of environmental isotope geochemistry*, vol. 1A: The terrestrial environment (ed. P. Fritz & J. C. Fontes), Elsevier: 473-504.
- Buchardt B., Clausen J., Thomsen E., 1985: *Carbon isotope composition of Lower Palaeozoic kerogen: Effects of maturation*, *Advances in Organic Geochemistry*, 10: 127-134.
- Coope G. R., 1986: *Coleoptera analysis*, [in:] *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology* (ed. B. E. Berglund), Wiley & Sons, Chichester: 703-713.
- Coope G. & Pennington W., 1977: *The Windermere Interstadial of the Late Devensian*, [in:] *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B*, 280: 337-339.
- Coope G. R. & Lemdahl G., 1995: *Regional differences in the Lateglacial climate of northern Europe based on coleopteran analysis*, *Journal of Quaternary Science*, 10: 391-395.
- Craig H., 1957: *Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide*, *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 12: 133-149.
- Craig H., 1965: *The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures*, [in:] *Stable isotopes in oceanographic studies and palaeotemperatures* (ed. E. Tongiorgi): 161-182.
- Dansgaard W., 1964: *Stable isotopes in precipitation*, *Tellus*, 16: 436-468.
- Eicher U., 1980: *Pollen- und Sauerstoffisotopenanalysen an spätglazialen Profilen vom Gerzensee, Faulenseemoos und vom Regenmoos ob Boltigen*, *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern, Neue Folge*, 37: 65-80.
- Eicher U., 1987: *Die Spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereiche der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente*, *Geographica Helvetica*, 2: 99-104.
- Eicher U., Siegenthaler U., 1976: *Palynological and oxygen isotope investigations on Late-Glacial sediment cores from Swiss lakes*, *Boreas*, 5: 109-117.
- Eicher U., Siegenthaler U., Wegmüller S., 1981: *Pollen and oxygen isotope analyses on Late- and Post-Glacial sediments of the Tourbiere de Chirens (Dauphine, France)*, *Quaternary Research*, 15: 160-170.

- Eicher U., Siegenthaler U., 1983a: *Paleoenvironnement tardiglaciaire et holocene des lacs de Pelleautier et Siguret (Hautes-Alpes, France). IV. Stable isotopes of oxygen and carbon in the carbonate sediments of lac de Siguret (Hautes-Alpes, France)*, *Ecologia Mediterranea*, 9: 49-53.
- Eicher U., Siegenthaler U., 1983b: *Stable isotopes in lake marl and mollusc shells from Lobsigensee (Swiss Plateau)*, *Studies in the Late Glacial of Lobsigensee*, 6. *Revue de Paleobiologie*, 2: 217-220.
- Fitter R. & Manuel R., 1996: *Field guide to the freshwater life of Britain and North-West Europe*, Collins, London: 1-382.
- Flössner D., 1990: *Die Geschichte der Cladocerenfauna des Kleinen Barsch-Sees, eines sauren, kalkarmen Moorweihers im mitteleuropäischen Flachland*, *Limnologica*, 21, 1: 125-135.
- Frenzel B., 1987: *Grundprobleme der Vegetationsgeschichte Mitteleuropas während des Eiszeitalters*, *Mitt. Naturf. Ges. Luzern*, 29: 99-122.
- Frey D. G., 1958: *The Late-glacial cladoceran fauna of a small lake*, *Arch. Hydrobiol.*, 54: 209-275.
- Frey D. G., 1986: *Cladocera analysis*, [in:] *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology* (ed. Berglund): 667-692.
- Gaillard M.-J., 1983: *On the occurrence of *Betula nana* L. pollen grains in the Late-glacial deposits of Lobsigensee (Switzerland)*, *Studies of the Late-Quaternary of Lobsigensee 2*, *Revue de Paleobiologie*, 2, 2: 181-188.
- Gaillard M.-J., 1994: *Etude Palinologique de l'Evolution Tardi- et Postglaciaire de la Vegetation du Moyen-Pays Romand (Suisse)*, *Diss. Bot.*, 77: 1-322.
- Geel B. van, Coope G.R. & Hammen T. van der, 1989: *Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands)*, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 60: 25-129.
- Goulden C. E., 1964: *The history of cladoceran fauna of Esthwaite Water (England) and its limnological significance*, *Arch. Hydrobiol.*, 60: 1-52.
- Grafenstein U. von, Erlenkeuser H., Müller J., Kleinmann-Eisenmann A., 1992: *Oxygen isotope records of benthic ostracods in Bavarian lake sediments*, *Naturwissenschaften*, 79: 145-152.
- Hakinson S., 1985: *A review of various factors influencing the stable carbon isotope ratio of organic lake sediments by the change from Glacial to Postglacial environmental conditions*, *Quaternary Science Reviews*, 4: 135-146.
- Hammarlund D., Lemdahl G., 1994: *A late Weichselian stable isotope stratigraphy compared with biostratigraphical data: a case study from southern Sweden*, *Journal of Quaternary Science*, 9: 13-31.
- Hansen V. & Henriksen K., 1927: *Biller VII – Bladbiller og Bonnebiller*, *Danmarks Fauna*, 31: 1-401.
- Harde K. W., 1984: *A field guide in colour to Beetles*, Octopus Book, London: 1-334.
- Harmsworth R., 1968: *The developmental history of Blelham Tarn (England) as shown by animal microfossils, with special reference to the Cladocera*, *Ecol. Monogr.*, 38: 223-241.
- Hofmann W., 1987: *Stratigraphy of Cladocera and Chironomidae in core from a shallow North German lake*, [in:] *Hydrobiologia*, 103: 235-239.
- Hoek W. Z., 1997: *Late-glacial and early Holocene climatic events and chronology of vegetation development in the Netherlands*, *Veg. Hist. Archeobot.*, 6: 197-213.
- Hulten E., 1959: *Studies in the genus *Dryas**, *Svenska Bot. Tidsskr.*, 53: 507-542.
- Hulten E., 1970: *The circumpolar plants. II Dicotyledons*, *K. Svenska Vetensk.-Akad. Handl.*, Ser. 4, 13 (1): 1-463.
- Kaiser K. F., Eicher U., 1987: *Fossil pollen, molluscs and stable isotopes in the Dätttau valley, Switzerland*, *Boreas*, 16: 293-303.
- Keith M. L., Weber J. N., 1964: *Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28: 1787-1816.
- Kolendowicz L., 1992: *Wahania poziomu wód Jeziora Lednickiego w świetle badań osadów terasowych*, *Bad. fizj. n. Polską zach.*, 43, A: 47-54.
- Kowalewski G., Wiśniewski R., 1994: *Zbiorniki akumulacji biogenicznej na południe od jeziora Lednica*, *Studia Lednickie III*: 277-308.
- Kubiak L., Polcyn M., 1991: *Nowe znaleziska flor dryasowych w Lednickim Parku Krajobrazowym*, [w:] *Wstęp do paleoekologii Lednickiego Parku Krajobrazowego* (red. K. Tobolski): 11-34.
- Lemdahl G., 1991a: *Late Vistulian insect assemblages from Żabinko, western Poland*, *Boreas* 20: 71-77.
- Lemdahl G., 1991b: *Paleoekologia kopalnych owadów – przykład z późnoglacialnego stanowiska w Lednickim Parku Krajobrazowym*, [w:] *Wstęp do paleoekologii Lednickiego Parku Krajobrazowego* (red. K. Tobolski): 129-141.
- Lindroth C. H., 1985: *The Carabidae (Coleoptera) of Fennoscandia and Denmark*, *Fauna Antomologica Scandinavica*, 15, 1: 1-225.
- Lister G. S., 1989: *Reconstruction of palaeo air temperature changes from oxygen isotopic records in Lake Zürich: the significance of seasonality*, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 82: 219-234.
- Litt T., 1988: *Unteresuchungen zur spätglazialen Vegetationsentwicklung bei Dziekanowice (Umgebung Lednogóra, Wielkopolska)*, *Acta Paleobotanica*, 18, 1-2: 49-60.

- Litt T., Stebich M., 1996: *Annually laminated sediments from Holzmaar (Weichselian Late-glacial)*”, Führer für Moorexkursion 1996: 80-84.
- Litt T., Früchtl M., Kubitz B. & Stebich M., 1997: *Paleobotanica investigations*, [in:] *Pres-Symposium-Excursion B: „The crater lake of the Laacher See volcano and the maar lakes of the West Eifel volcanic field* (ed. B. Zolitschka & J. Negendank), Terra Nostra, 97/8: B25-29.
- Lohse G. A., 1979: *Familie: Elateridae. 6*, [in:] *Die Käfer Mitteleuropas* (ed. H. Freude, K.W. Harde & G.A. Lehse), Geecke & Evens Verlag: 103-186.
- Lotter A. F., 1991: *How long was the Younger Dryas? Preliminary evidence from annually laminated sediments of Soppensee (Switzerland)*, Hydrobiologia, 214: 53-57.
- Lotter A., Ammann B., Sturm M., 1992: *Rates of change and chronological problems during the Late-glacial period*, Climate Dynamics, 6: 233-239.
- Lotter A.F., Eicher U., Siegenthaler U. & Birks. H.J.B., 1992: *Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments*, Journal of Quaternary Science, 7: 187-204.
- Lucht W.H., 1987: *Die Käfer Mitteleuropas-Katalog*, Geecke & Evens Verlag: 1-342.
- Matta V., Sturm M., Lotter A. (ed.), 1997: *Post-Symposium Excursion F: „Lacustrine Environmental Archives of Central Switzerland”*, Terra Nostra, 97/8: F133-143.
- Mazurek M., 1987: *Badania geochemiczne osadów budujących terasy Jeziora Lednickiego (Pojezierze Gnieźnieńskie)*, Sprawozdania PTPN, 106: 103-105.
- Mazurek M., 1990: *Wahania poziomu wód Jeziora Lednickiego (Wysoczyzna Gnieźnieńska) w świetle badań osadów terasowych*, Bad. fizj. n. Polską zach., 41, A: 63-74.
- McKenzie J. A., 1985: *Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment*, [in:] *Chemical processes in lakes* (ed. W. Stumm), Wiley: 99-118.
- Megard R. O., 1967: *Late-Quaternary Cladocera of Lake Zeribar, western Iran*, Ecology, 48: 179-189.
- Merkt J. & Müller H., 1997: *Absolute chronology of the Holocene and the Lateglacial from stacked sections of varved lake sediments from north Germany*, Würzburger Geographische Manuskripte, 41. Abstract Volume: 37-138.
- Mörner N.-A., Wallin B., 1977: *A 10 000 years record from Gotland, Sweden*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 21: 113-138.
- Nilsson A. N. & Holmen M., 1995: *The aquatic Adephaga (Coleoptera) of Fennoscandia and Denmark. II. Dytiscidae*, Fauna Entomologica Scandinavica, 32, Brill E.J., Leiden: 1-188.
- Oeggl K., Eicher U., 1989: *Pollen and oxygen isotope analyses of Late- and postglacial sediments from the Schwemm raised bog near Walchsee in Tirol, Austria*, Boreas, 18: 245-253.
- Pachur H.-J. & Röper H.-P., 1984: *Geolimnologische Befunde des Berliner Raumes*, Berliner Geographische Abhandlungen, 36: 37-49.
- Palm T., 1948: *Skalbaggar. Coleoptera. Kortvingar, Fam. Staphylinidae-Underfam. Micropeplinae, Phloeocharinae, Olisthaerina, Proteininae, Omaliinae*, Svensk Insektafauna, 9: 1-133.
- Pearson F. J., Coplen T. B., 1978: *Stable isotope studies of lakes*, [in:] *Lakes - chemistry, geology, physics*, (ed. A. Lerman), Springer: 325-339.
- Plichta W., 1993: *Gleby Kaffiöry, Spitsbergen. Szkic Monograficzny*, Wyd. Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń: 1-56.
- Ponel P. & Coope G. R., 1990: *Lateglacial and early Flandrian Coleoptera from La Taphanel, Massif Central, France: climatic and ecological implications*, Journal of Quaternary Science, 5: 235-249.
- Pott R., 1995: *Die Pflanzengesellschaften Deutschlands*, 2. Auflage, UTB für Wissenschaft, Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Punning J.-M., Martma T., Vaikmäe R., 1984: *Light isotope variations in carbonate sediments and their palaeogeographical value*, Zeitschrift für Internationale Mitteilungen, 84: 329-336.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Geel B. van, Goslar T., Kuc T., 1992: *The record of Late Glacial/Holocene transition in the varved sediments of Lake Gosciąz, central Poland*, Geological Survey of Sweden Ca 81: 257-268.
- Rózański K., 1987: *The <sup>18</sup>O and <sup>13</sup>C isotope investigations of carbonate sediments from the Lake Strazym (Brodnicza Lake District)*, Acta Paleobotanica, 27: 277-282.
- Rózański K., Weisło D., Harmata K., Noryskiewicz B., Ralska-Jasiewiczowa M., 1988: *Palynological and isotope studies on carbonate sediments from some Polish lakes - Preliminary Results*, [in:] *Lake, Mire and River Environments during the last 15 000 years* (ed. G. Lang, C. Schlüchter), Balkema: 41-49.
- Siegenthaler U., Eicher U., 1986: *Stable oxygen and carbon isotope analyses*, [in:] *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology* (ed. B. Berglund), Wiley: 407-422.
- Siegenthaler U., Oeschger H., 1980: *Correlation of <sup>18</sup>O in precipitation with temperature and altitude*, Nature, 285: 314-317.
- Stockmarr J., 1971: *Tablets with spores used in absolute pollen analysis*, Pollen et Spores, 13: 615-621.



- Stuiver M., 1975: *Climate versus changes in <sup>13</sup>C-content of the organic component of lake sediments during the Late Quaternary*, Quaternary Research, 5: 251-262.
- Szeroczyńska K., 1985: *Cladocera jako wskaźnik ekologiczny w późnoczwartorzędowych osadach jeziornych Polski Północnej*, Acta Palaeontologica Polonica, 30, 1-2: 3-69.
- Szeroczyńska K., 1993: *Analiza Cladocera w spągowych osadach jeziora Gościąg*, Polish Botanical Studies, Guidebook Series, 8: 173-179.
- Szeroczyńska K., 1995: *Cladocera w spągowych osadach Jeziora Biskupińskiego*, [w:] *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie* (red. W. Niewiarowski): 181-198.
- Tobolski K., 1991: *Dotychczasowy stan badań paleobotanicznych i biostratygraficznych Lednickiego Parku Krajobrazowego*, [w:] *Wstęp do paleoekologii Lednickiego Parku Krajobrazowego* (red. K. Tobolski): 9-32.
- Tobolski K., 1993: *Preallleródzkie osady jeziorne w środkowej Wielkopolsce. II Seminarium: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Streszczenia referatów i opisy posterów: 59-60.
- Tobolski K., 1995: *Genetyczna i niegenetyczna klasyfikacja czwartorzędowych osadów biogenicznych*, [w:] *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacje wyników* (red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski): 267-293.
- Tobolski K., Makohonienko M., 1991: *Flora dryasowa w osadach limnicznych północnej części Jeziora Lednickiego*, Studia Lednickie II: 261-265.
- Tobolski K., Litt T., 1994: *Vorallrödzeitliche Seeablagerungen in Wielkopolska (Grosspolen)*, [in:] *Festschrift Gerhard Lang* (red. A. Lotter & B. Ammann), Dissertationes Botanicae, 234: 487-496.
- Tobolski K., 1998 (w druku): *Historia i teraźniejszość palinologicznej oceny zjawisk wydymotwórczych (na przykładzie Wielkopolski)*, Wydawnictwo UAM.
- Tralau H. & Zagwijn W.H., 1969: *Fossil Salix polaris Wahlbg. in the Netherlands*.
- Whiteside M.C., 1969: *Danish chydorid Cladocera: modern ecology and core studies*, Ecol. Monogr., 40: 79-118.

Cena 23,00 zł

ISBN 83-87933-00-7