

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. LXIII, 8

SECTIO B

2008

*Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej

**Katedra Hydrobiologii, Uniwersytet Przyrodniczy, Lublin

Piotr KULESZA*, Irena Agnieszka PIDEK*,
Radosław DOBROWOLSKI*, Magdalena SUCHORA**

*Późnoglacialna i holocenska ewolucja geosystemu Jeziora Słonego
(Pagóry Chełmskie)*

Late Glacial and Holocene evolution of the Lake Słone geosystem (the Chełm Hills)

WSTĘP

Osady biogeniczne geosystemów jeziorno-torfowiskowych stanowią niezwykle cenne archiwa informacji na temat zmian warunków środowiskowych w późnym glacie i holocenie (Berglund 1986; Dobrowolski i in. 2005; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998). Źródłem informacji jest zarówno sekwencja litologiczna osadów, ich skład petrograficzny i cechy geochemiczne, jak również zdeponowany w nim materiał fosylny (Tobolski 2000). Nie budzi zatem wątpliwości konieczność prowadzenia w wytypowanych geosystemach badań interdyscyplinarnych, wykorzystujących możliwie szerokie spektrum metodyczne, obejmujące zarówno szczegółowe kartowanie geologiczne (w tym analizy sedymentologiczne), datowanie osadów i/lub makroszczątków, jak i specjalistyczne analizy: geochemiczne, paleobotaniczne i paleozoologiczne. Jedynie bowiem w takim przypadku możliwe staje się śledzenie zmian zachodzących nie tylko w obrębie samego zbiornika (zmiany poziomu wody, trofii, typu sedymentacji), ale również zmian środowiska w jego bezpośrednim otoczeniu (zmiany szaty roślinnej, warunków termiczno-wilgotnościowych, przejawów antropopresji).

Dobre rozpoznanie paleogeograficzne i chronostratygraficzne ma wiele stanowisk jeziorno-torfowiskowych z obszaru Polesia Lubelskiego, głównie z Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (Paszewski, Fijałkowski 1971; Więckowski, Wojciechowski 1971; Bałaga 1982, 1990, 2004; Bałaga i in. 1983, 1993, 1994, 1996, 1998, 2002a, b, 2006). Dobrze udokumentowane obiekty jeziorne, położone poza tym

mezoregionem, w strefie bezpośredniego przedpola Wyżyny Lubelskiej należą do wyjątków (Harasimiuk i in. 2002; Kulesza 2005).

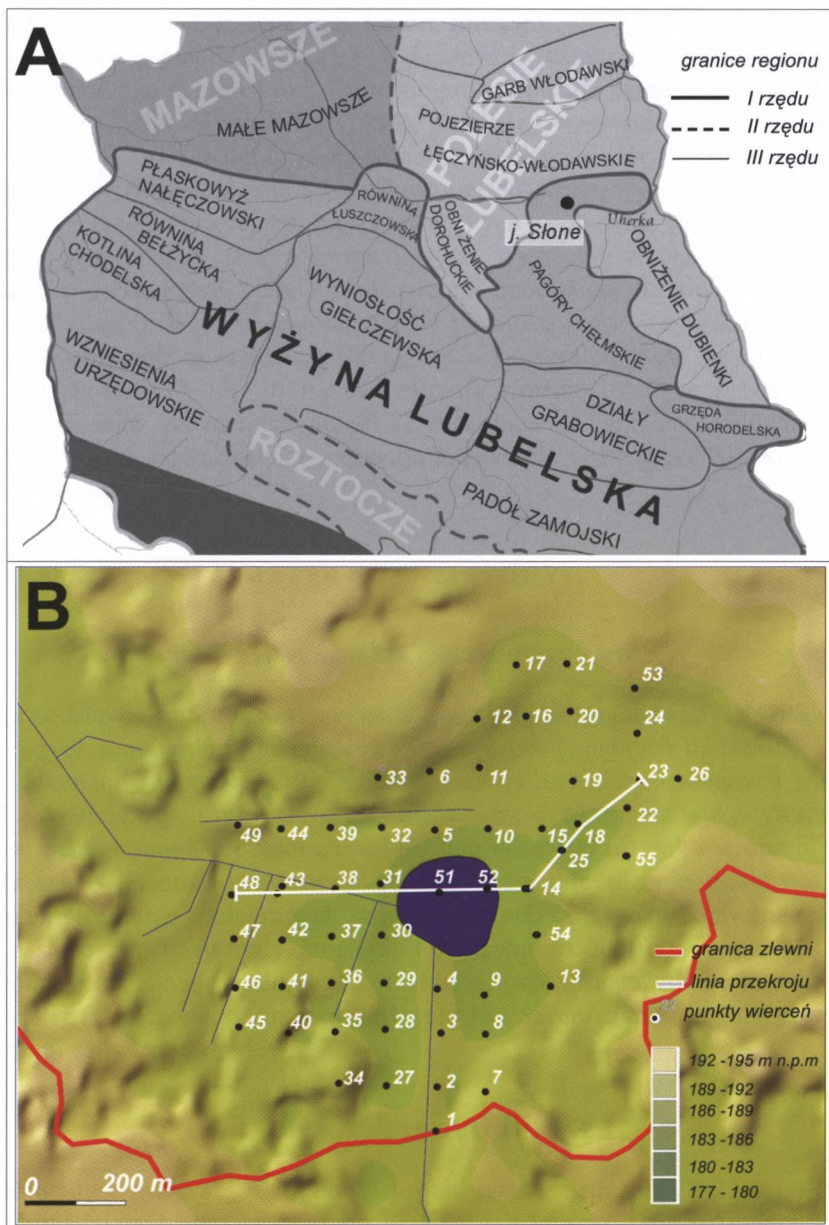
W artykule prezentowane są wstępne wyniki badań nad paleogeografią geosystemu Jeziora Słonego – formalnie zaliczanego do grupy jezior łączyńsko-włodawskich (Wilgat 1954) – choć położonego już w granicach mezoregionu Pagórów Chełmskich. Jego pozycja fizjograficzna warunkuje wyraźną odrębność geologiczną i hydrogeologiczną obiektu. Misa jeziorna jest w całości założona w skałach węglanowych górnej kredy; jezioro posiada najwyższy wśród wszystkich jezior łączyńsko-włodawskich współczynnik Ohlego – 157,1. Jego niewielka powierzchnia (3,4 ha), przy jednocześnie bardzo rozległej powierzchni zlewni (526,4 ha), kwalifikuje je do obiektów o potencjalnie dużej wrażliwości na przemiany środowiska. Czyni to geosystem Jeziora Słonego doskonałym obiektem do badań o charakterze paleogeograficznym (w tym paleolimnologicznych i paleoklimatycznych).

SYTUACJA GEOLOGICZNO-MORFOLOGICZNA

P o ł o ż e n i e. Jezioro Słone (φ 51°18'15" N; λ 23°21'55" E; pow. – 3,4 ha; gł. – 8,1 m; wys. – 185,6 m n.p.m.) położone jest w północnej części subregionu Pagórów Chełmskich (ryc. 1), zaliczanego w podziałach regionalnych bądź do Wyżyny Lubelskiej (Chałubińska, Wilgat 1954), bądź do Polesia Wołyńskiego (Kondracki 2001).

W a r u n k i g e o l o g i c z n e. Pod względem strukturalnym geosystem Jeziora Słonego lokuje się dokładnie ponad strefą uskokową Świącicy (orientacja NE-SW), rozdzielającą waryscyjskie jednostki strukturalne zapadliska włodawskiego i podniesienia kumowskiego (Żelichowski 1972). Uskoki tej strefy mają udokumentowaną neogeńską i plejstoceniową aktywność tektoniczną, przejawiającą się ekstenyjnym rozluźnieniem nadległych kompleksów osadowych (w tym także kompleksu mezo-kenozoicznego) i rozwojem w ich obrębie kulisowo zorientowanych – subrównoleżnikowych – struktur typu wąskich rowów i zrębów (Liszkowski 1979; Buraczyński, Wojtanowicz 1988). Zrębowy charakter mają m.in. kredowe garby Góry Pikołowej i Koziej Góry (ryc. 2); głęboko wcięte kopalne rynny erozyjne Lepietuchy i Świnki-Uherki nawiązują natomiast swym przebiegiem do młodoalpejskich rowów tektonicznych (Buraczyński, Wojtanowicz 1988).

Decydującą rolę wśród utworów powierzchniowych zlewni Jeziora Słonego odgrywają skały górnej kredy (górnego mastrychtu), reprezentowane głównie przez wapienie, opoki, margle i kredę piszącą (Krassowska, Niemczycka 1984). Twardsze ich odmiany budują trzon wzniesień – w północnej części zlewni, natomiast kreda pisząca i margle kredowe powszechnie odślaniają się w obrębie zrównań podstokowych – w części północno-wschodniej. Miejscami (głównie w południowo-wschodniej i południowo-zachodniej części zlewni) skały kredowe przykrywa cienka (do 2 m), na ogół nieciągła, pokrywa utworów czwartorzędowych, głównie odrzańskich osadów glacygenicznych (ryc. 2). Osady holoceniowe związane są



Ryc. 1. Położenie geosystemu Jeziora Słonego na tle podziału fizjograficznego Lubelszczyzny wg Chałubińskiej, Wilgata (1954) (A), wraz ze szkicem lokalizacji wierceń geologicznych (B)
 Location of the Lake Słone geosystem against the background of physiographic division of the Lublin Region after Chałubińska, Wilgat (1954) (A), with the location sketch of geological borings (B)

niemal wyłącznie z akumulacją limniczną i paludyczną; zajmują one najniższe pozycje hipsometryczne geosystemu Jeziora Słonego.

Warunki morfologiczne. Cała zlewnia jeziora usytuowana jest w obrębie południowego skłonu Łuku Uhruskiego (=północna część Pagórów Chełmskich – *sensu* Chałubińska, Wilgat 1954), pomiędzy wzniesieniami ostańcowymi Góry Pikołowej (214,8 m n.p.m.) – na północy, oraz Koziej Góry (216,5 m n.p.m.) – na południu. Wyrównane kulminacje tych wzniesień tworzy wysoczyzna morenowa płaska. W niższych pozycjach hipsometrycznych (północna część zlewni), na odsłoniętej powierzchni skał górnokredowych, występują równiny denudacyjne (=zrównania podstokowe), silnie urozmaicone obecnością drobnych krasowych form wertebowych. W obrębie spłaszczenia podstokowego Góry Pikołowej założona została również misa Jeziora Słonego. Całą centralną część zlewni, w przedziale wysokości 177–180 m n.p.m., zajmują równiny torfowe (=wypełnienie kopalnego basenu sedymentacyjnego). Deniwelacje w granicach zlewni przekraczają 35 m; jej powierzchnia wykazuje nachylenie w kierunku SE, ku dolinie rzeki Lepietuchy.

MATERIAŁ I METODY

ANALIZY SEDYMENTOLOGICZNE

Na podstawie siatki 55 wierceń geologicznych, pozycjonowanych GPS i rozmieszczonych regularnie w punktach węzłowych ortogonalnych transektów (W-E i N-S) dokonano rozpoznania litofacjalnego utworów organogenicznych i mineralnych wypełniających misę jeziorno-torfowiskową. Wiercenia wykonywano zarówno w zasięgu lądowej części zlewni (w interwale 100 m), jak i w obrębie dna współczesnego jeziora (w interwale 50 m). Wszystkie rdzenie osadów o niezaburzonej strukturze (pobieranych świdrem Instorf) opisywano konwencjonalnie oraz z zastosowaniem formuły Troels-Smitha (Tobolski 2000).

Dobre rozpoznanie geologiczne obiektu pozwoliło na wytypowanie do dalszych analiz (*Ostracoda*, palinologia) rdzenia JS-25, reprezentującego typową dla geosystemu sekwencję osadów.

ANALIZY PALINOLOGICZNE

Do analizy pyłkowej pobrano 24 próbki osadu z rdzenia JS-25 o objętości 1 cm³ w przedziałach głębokości 10 do 30 cm w zależności od stwierdzonych zmian litologii osadów. Próbki macerowano standardową metodą acetolizy Erdtmanna po uprzednim usuwaniu węglanów za pomocą 10-procentowego HCl i frakcji mineralnej za pomocą 40-procentowego HF (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa 1986).

Spektra pyłkowe liczono zawsze na przynajmniej dwu preparatach. Sumą podstawową do obliczeń procentowych jest suma pyłku drzew i krzewów (AP) oraz

roślin zielnych (NAP) z wyłączeniem pyłku roślin wodnych i szuwarowych, zarodników *Pteridophyta* i *Bryophyta* oraz kolonii glonów *Pediastrum*. Wyniki analiz zaprezentowane zostały w formie tabeli i diagramu.

ANALIZY SKŁADU GATUNKOWEGO FOSYLNEJ FAUNY *OSTRACODA*

Do analizy fosylnych skorupek *Ostracoda* pobrano z każdego 5-centymetrowego odcinka rdzenia 110 próbek osadu o objętości 10 cm³ każda. Pobrane próbki pozostawione były w wodzie destylowanej do całkowitego rozmoczenia. Uzyskany materiał był następnie przemywany przez sito o średnicy 0,25 mm. Wyszuszoną po przemyciu pozostałość rozdzielono na frakcje na sitach laboratoryjnych o średnicy oczek 1,0 mm, 0,5 mm i 0,25 mm. Każdą z frakcji poddano analizie mikroskopowej. Skorupki małżoraczków wydzielono pod mikroskopem binokularnym, a następnie zidentyfikowano na podstawie kształtu i rozmiaru skorupki i pancerzyków. Określono sumę wszystkich pancerzyków małżoraczków według gatunków. Otrzymane wyniki zestawiono w postaci diagramu i wykresów.

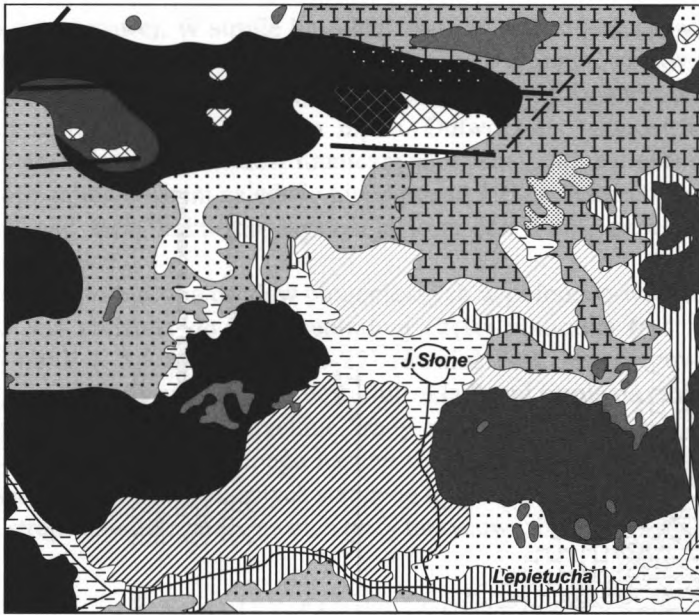
WYNIKI ANALIZ

ANALIZY SEDYMENTOLOGICZNE

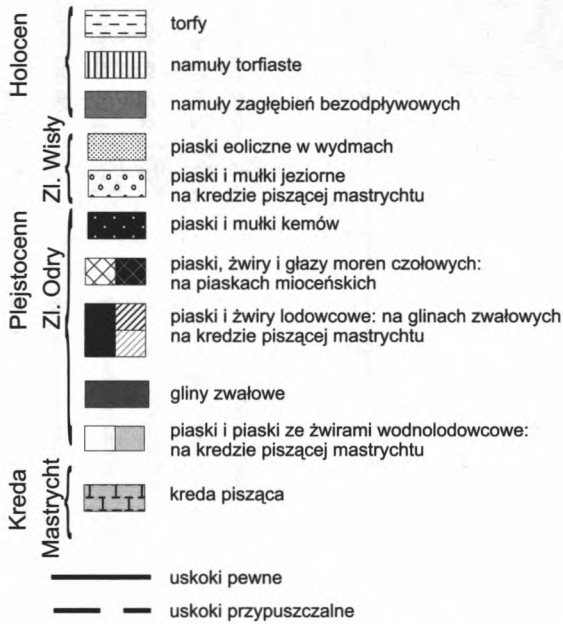
Szczegółowe rozpoznanie geologiczne geosystemu jeziornego pozwoliło na: (1) rekonstrukcję ukształtowania kopalnego basenu sedymentacyjnego oraz (2) odtworzenie pionowej i poziomej zmienności litofacjalnej osadów.

Całość kopalnego basenu sedymentacyjnego wypreparowana jest w skałach węglanowych górnej kredy, wykształconych w facji kredy piszącej. Pozycja paleomorfologiczna sugeruje wyraźne preferencje strukturalne (*vide* Buraczyński, Wojtanowicz 1988); prawdopodobne jest jego założenie na drugorzędym uskoku tektonicznym W-E, towarzyszącym uskokowi Świącicy (*vide* Krynicki 1995). Konfiguracja podłoża jest wyraźnie zróżnicowana hipsometrycznie (=batymetrycznie), co warunkuje odrębność stylu sedymentacji biogenicznej w poszczególnych częściach basenu. Wyodrębnić można w jego obrębie co najmniej trzy wyraźne przegłębienia (zachodnie, centralne i północno-wschodnie), rozdzielone wąskimi, kredowymi grzędami. Centralną, najgłębszą część (do 13,5 m) zajmuje współczesna misa jeziora z następującą sekwencją litologiczną (ryc. 3).

W spągu, na zwietrzelinie kredy piszącej (zazwyczaj silnie spiaszczonej), zalega nieciągła warstwa torfów mszystych (miejskami mszysto-turzycowych) o miąższości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Brak jej w najgłębszej części zbiornika; prawdopodobnie stratygraficznie odpowiada jej tu cienka warstwa ciemnobrunatnej gytii glonowej. Na spągowych torfach oraz gytii glonowej zalega transgresywnie (=ostra granica litologiczna) miąższa seria limniczna (maks. do 7 m), złożona z gytii wapiennej, wapienno-glonowej (obie ze śladami laminacji)

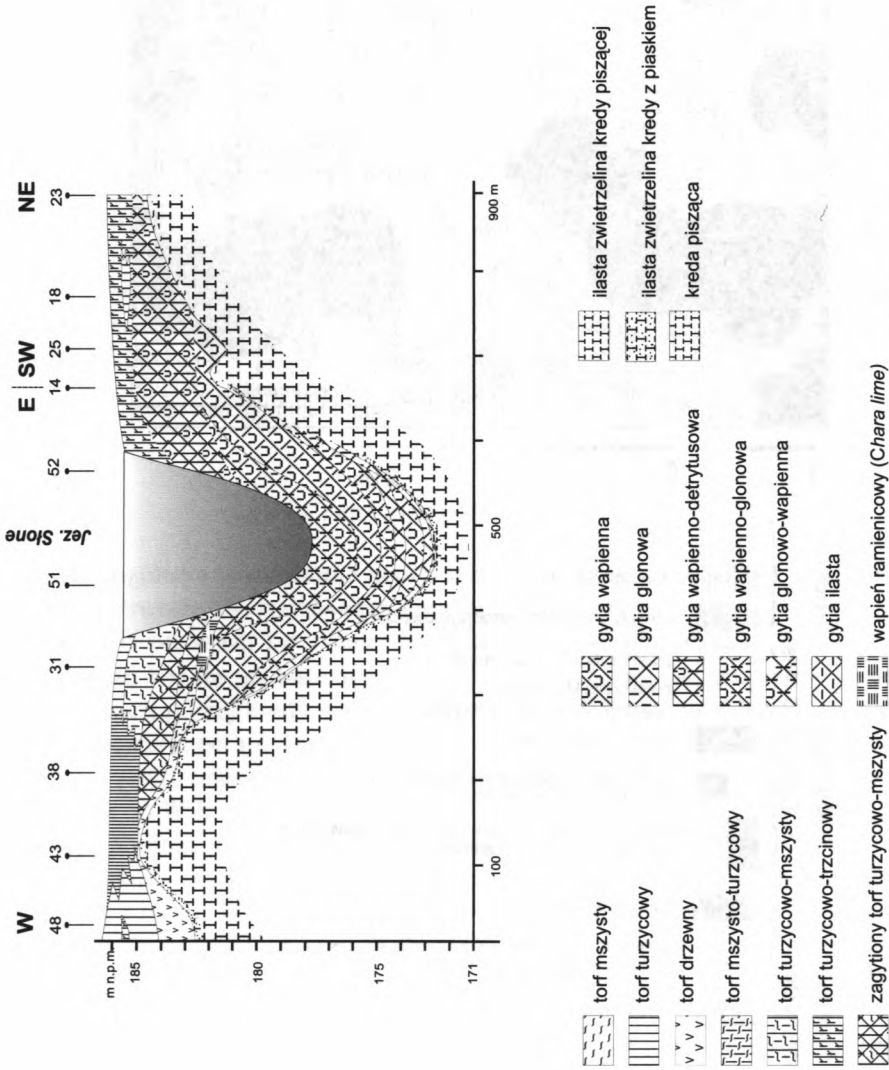


1 0 1 2 km



Ryc. 2. Mapa geologiczna otoczenia geosystemu Jeziora Słonego, częściowo za Buraczyńskim i Wojtanowiczem (1988)

Geological map of the surroundings of the Lake Słone geosystem, partly after Buraczyński and Wojtanowicz (1988)



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez miś jezioro-torfowiskową Słonego; lokalizacja jak na rycinie 1 B
 Geological cross-section of the Słone lake-mire basin; location as in Fig. 1B

i wapienno-detrytusowej. W strefie litoralnej współczesnego jeziora, wśród węglanowych osadów limnicznych występują cienkie (do 30 cm) przewarstwienia wapienia ramienicowego – *Chara lime**. Najwyższa pozycja hipsometryczna, do której stwierdzono zasięg gytii, to 185,5 m n.p.m. Odtworzona powierzchnia maksymalnego rozprzestrzenienia osadów limnicznych wynosi 30,5 ha; obecnie funkcjonujące jezioro zajmuje zatem zaledwie nieco ponad 10% powierzchni pierwotnego zbiornika. Ponad serią limniczną występują torfy (do 3 m), głównie turzycowe i turzycowo-mszyste.

Sekwencja litologiczna osadów biogenicznych w północno-wschodniej części geosystemu jest zbliżona do tej z centralnej części zbiornika (ryc. 3). W jego najgłębszej partii (~5,5 m – rdzeń JS-25) również brak jest spagowych torfów mszystych; seria limniczna (4,5 m), z licznymi wkładkami wapienia ramienicowego, zalega tu bezpośrednio na zwietrzelinie kredy piszącej.

W zachodniej części kopalnego basenu sedymentacyjnego (maks. głębokość do 3,5 m) spąg osadów biogenicznych stanowią torfy drzewne i drzewno-turzycowe (do 1,5 m), strop zaś – zalegające na nich torfy turzycowe; brak jest serii limnicznej.

ANALIZY PALINOLOGICZNE

Frekwencja i stan zachowania sporomorf były we wszystkich próbkach na ogół dobre lub bardzo dobre. Nieco słabszą frekwencją odznaczały się próbki spagowe, zwłaszcza z głębokości 5,20–4,80 m, w których osiągnięto sumę 400–500 ziarn pyłku (AP+NAP). Począwszy od głębokości 4,70 m frekwencja była bardzo dobra, a osiągnięte sumy pyłku wyższe (600–800 AP + NAP). Charakterystykę głównych cech spektrów pyłkowych w poszczególnych poziomach przedstawiono w tabeli 1. Ilustracją wyników jest procentowy diagram pyłkowy (ryc. 4), w którym wydzielono osiem lokalnych poziomów zespołów pyłkowych. Zespoły te przyporządkowano okresom późnego glacjału i holocenu. Ze względu na ekspertyzowy charakter opracowania palinologicznego granice poziomów oraz granice okresów późnoglacialnych i holocenijskich zaznaczono przerywanymi liniami.

Tab. 1 Cechy spektrów pyłkowych w profilu JS-25
Features of pollen spectra in the profile JS-25

Głębokość (m)	Charakterystyka spektrów pyłkowych
0,2–0,8	Wartości pyłku <i>Pinus</i> 52–56%, <i>Betula</i> 5–9%, <i>Picea</i> 0,2–0,7%, <i>Alnus</i> 2–4%, <i>Fagus</i> i <i>Carpinus</i> ok. 1%, <i>Quercus</i> 1,5–3,6%, <i>Ulmus</i> i <i>Fraxinus</i> – poniżej 1%. Wysoki udział i różnorodność taksonów NAP, w tym <i>Cyperaceae</i> – ok. 20%, <i>Poaceae</i> 4–5%, <i>Artemisia</i> ok. 0,5–1%. Ciągła krzywa <i>Rumex acetosella</i> t. i <i>Chenopodiaceae</i> . Ciągła krzywa <i>Sparganium</i> . Obecność <i>Typha latifolia</i> .

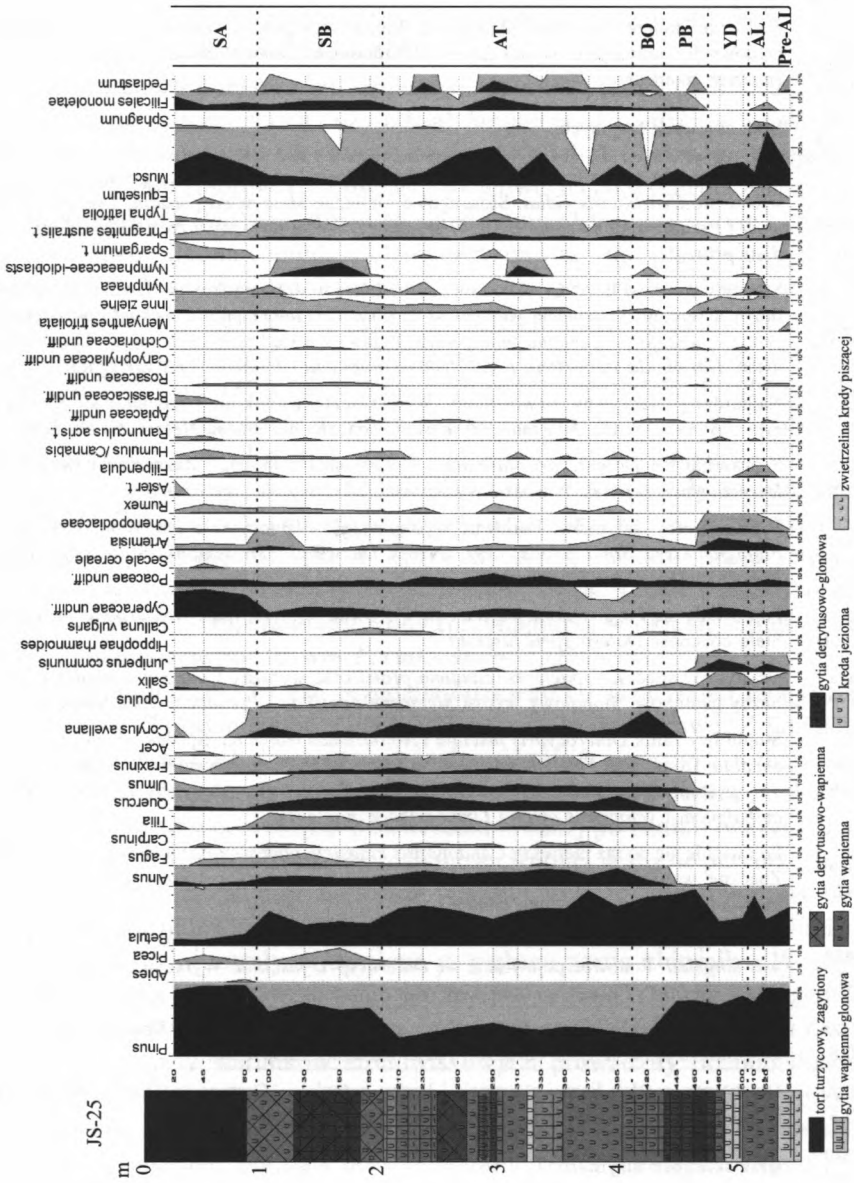
* Geneza wapienia ramienicowego związana jest z tworzeniem się węglanowych inkrustacji otaczających od zewnątrz plechy ramienic. W Polsce występowanie wapienia ramienicowego odnotowano dotychczas m.in. w spągowej części osadów jeziora Kwiecko (Więckowski 1993).

1,00–1,85	Wartości pyłku <i>Pinus</i> ok. 40%, <i>Betula</i> 17–19%, <i>Picea</i> i <i>Tilia</i> ok. 1%, <i>Quercus</i> 9–12%, <i>Ulmus</i> 2–4%, <i>Fraxinus</i> 3%. Ciągłe krzywe <i>Fagus</i> i <i>Carpinus</i> , <i>Corylus</i> 3–8%. Udział <i>Cyperaceae</i> 3–7%, <i>Poaceae</i> 3–4%. Wśród NAP zwraca uwagę wyższy udział <i>Artemisia</i> (3%) w próbce 1,00 m.
2,1–3,95	Wartości pyłku <i>Pinus</i> ok. 20%, <i>Betula</i> 20–30%, <i>Alnus</i> 10–14%, <i>Quercus</i> 6–11%, <i>Ulmus</i> 4–8%, <i>Tilia</i> 1–1,5%, <i>Corylus</i> 5–11%. Wśród NAP <i>Cyperaceae</i> i <i>Poaceae</i> osiągają po kilka procent, <i>Artemisia</i> poniżej 1%. Zwraca uwagę wzrost udziału idioblastów <i>Nymphaeaceae</i> do 9% w próbce 3,10 m oraz obecność <i>Pediastrum</i> (do 8,5%) i <i>Tetraedron</i> .
4,2	Wartości pyłku <i>Pinus</i> 17%, <i>Betula</i> 39%, <i>Alnus</i> 5%, <i>Corylus</i> 21%. Wśród NAP <i>Cyperaceae</i> i <i>Poaceae</i> osiągają po 3–4%, obecny jest zarówno pyłek, jak i idioblasty <i>Nymphaeaceae</i> oraz <i>Tetraedron</i> . Znaczny udział (1,6%) osiąga pyłek <i>Phragmites</i> .
4,45–4,6	Wartości pyłku <i>Pinus</i> i <i>Betula</i> po około 41–44%. Pojawiają się ciągłe niskoprocentowe krzywe <i>Ulmus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Alnus</i> , <i>Fraxinus</i> i <i>Corylus</i> , przy czym tylko <i>Ulmus</i> osiąga wyższe udziały (do 3,4%).
4,8–5	Wartości <i>Pinus</i> 41–48%, <i>Betula</i> 20%, <i>Salix</i> do 1,6%, <i>Juniperus</i> do 9%. Wysoki udział NAP, w tym <i>Artemisia</i> 7–10%, <i>Cyperaceae</i> 5–7%, <i>Poaceae</i> i <i>Chenopodiaceae</i> po 3%.
5,1	Wartości procentowe <i>Betula</i> i <i>Pinus</i> po około 40%. Pojedyncze ziarna pyłku <i>Ulmus</i> i <i>Quercus</i> . Udział <i>Salix</i> i <i>Juniperus</i> po 0,5–1%. Wśród NAP udział <i>Poaceae</i> i <i>Cyperaceae</i> po ok. 2–3%, <i>Artemisia</i> 5%. Sporadycznie występuje pyłek i idioblasty <i>Nymphaeaceae</i> .
5,2–5,4	Udział pyłku <i>Pinus</i> 53–54%, <i>Betula</i> 20–30%. Pojedyncze ziarna pyłku <i>Ulmus</i> . Wartości <i>Salix</i> 1–1,5%, <i>Juniperus</i> i <i>Artemisia</i> po 1–6%, <i>Cyperaceae</i> i <i>Poaceae</i> po 3–5%. Skład NAP różnorodny, pojedyncze ziarna pyłku <i>Nymphaea</i> .

ANALIZY SKŁADU GATUNKOWEGO FOSYLNEJ FAUNY OSTRACODA

W 110 próbkach osadów zidentyfikowano łącznie 18 gatunków *Ostracoda*. Liczebność gatunkowa była bardzo zróżnicowana i wyniosła od 2 do około 2500 skorupki w próbce. Analiza składu gatunkowego pozwoliła wyróżnić 16 faz rozwoju fauny *Ostracoda* (tab. 2). Fazy te odpowiadają okresom, w których zmieniał się skład gatunkowy lub wyraźnie zmieniały się liczebności poszczególnych gatunków.

W osadach najliczniej pojawiały się skorupki fosylne gatunków występujących powszechnie w zbiorowiskach współczesnych, jak: *Candona candida*, *Fabaeformiscandona protzi*, *Metacypris cordata*, *Pseudocandona compressa*, *Herpetocypris reptans*, *Fabaeformiscandona fabaeformis*, *Darwinula stewensoni*. Mniej licznie występowały: *Cypria ophthalmica*, *Cyclocypris laevis*, *Cyclocypris ovum*, *Cypridopsis vidua* i *Limnocythere inopinata*, osiągając liczebność maksymalną rzędu 100–250 skorupki w 10 cm³ osadów. Najmniejszą liczebność, maksymalnie rzędu 2–10 skorupki w próbce, osiągały gatunki występujące współcześnie rzadko lub gatunki, które dotąd rzadko były notowane w badaniach fauny fosylnej: *Paracandona euplectella*, *Notodromas monacha*, *Dolerocypris fasciata*, *Bradleystrandesia reticulata* (*Cyprinotus affinis*), *Potamocypris variegata*. Warto również zauważyć występowanie dobrze zachowanych skorupki form morskich wieku górnokredowego w ilastej zwietrzelinie kredy piszącej w spągowej części profilu.



Ryc. 4. Uproszczony procentowy diagram pyłkowy w wybranych poziomach profilu JS-25
Simplified percentage pollen diagram in the selected layers of the profile JS-25

Tab. 2 Etapy zmian składu gatunkowego fosylnej fauny *Ostracoda* w profilu JS-25
Stages of species composition changes of fossil *Ostracoda* in the profile JS-25

Fazy rozwoju (głębokość m)	Główne cechy zbiorowisk fauny fosylnej
I faza (5,5–5,45)	Nieliczne, dobrze zachowane skorupki z okresu kredy górnej. Wśród gatunków czwartorzędowych dominacja <i>Candona candida</i> i <i>Fabaeformiscandona protzi</i> . Nieliczne <i>Pseudocandona compressa</i> .
II faza (5,45–5,3)	Brak skorupki fosylnych.
III faza (5,3–4,85)	Stopniowy wzrost całkowitej liczebności skorupki i różnorodności gatunkowej. Pojawienie się <i>Cypridopsis vidua</i> . Stosunkowo nieliczne <i>Metacypris cordata</i> , <i>Cypria ophthalmica</i> i <i>Pseudocandona compressa</i> . W środkowej części wyraźny wzrost <i>Fabaeformiscandona protzi</i> .
IV faza (4,85–4,45)	Stopniowy wzrost liczebności całkowitej i różnorodności gatunkowej. Dwukrotny wzrost liczby gatunków. Dominacja <i>Metacypris cordata</i> , <i>Candona candida</i> , <i>Fabaeformiscandona protzi</i> i <i>Fabaeformiscandona fabaeformis</i> . Pojawienie się <i>Cyclocypris laevis</i> , <i>Cyclocypris ovum</i> , <i>Darwinula stevensoni</i> , <i>Limnocythere inopinata</i> i <i>Potamocypris variegata</i> .
V faza (4,45–4,2)	Najbardziej intensywny rozwój fauny. Wzrost liczby gatunków. Pojawienie się <i>Herpetocypris reptans</i> , zanik <i>Darwinula stevensoni</i> . Znaczna liczebność <i>Metacypris cordata</i> .
VI faza (4,2–4,05)	Pojawienie się <i>Dolerocypris fasciata</i> i <i>Notodromas monacha</i> . Maksymalna liczebność <i>Herpetocypris reptans</i> . Ponowne występowanie <i>Darwinula stevensoni</i> .
VII faza (4,05–3,85)	Spadek liczby gatunków. Ponowne występowanie <i>Limnocythere inopinata</i> . Dominacja <i>Fabaeformiscandona protzi</i> oraz wzrost <i>Darwinula stevensoni</i> . Stopniowy zanik <i>Fabaeformiscandona fabaeformis</i> .
VIII faza (3,85–3,4)	Pojawienie się <i>Paracandona euplectella</i> . Ponowne występowanie <i>Notodromas monacha</i> . Stała obecność <i>Dolerocypris fasciata</i> .
IX faza (3,4–3,05)	Drastyczny spadek <i>Fabaeformiscandona protzi</i> oraz wyraźny <i>Candona candida</i> . Wzrost liczby gatunków. Stopniowy wzrost <i>Metacypris cordata</i> i <i>Pseudocandona compressa</i> .
X faza (3,05–2,65)	Stopniowy zanik <i>Dolerocypris fasciata</i> i <i>Notodromas monacha</i> . Spadek udziału <i>Candona candida</i> . Dominacja <i>Fabaeformiscandona protzi</i> , <i>Darwinula stevensoni</i> i <i>Candona candida</i> , występowanie <i>Fabaeformiscandona fabaeformis</i> , <i>Herpetocypris reptans</i> , <i>Cypria ophthalmica</i> , <i>Cyclocypris ovum</i> i <i>Limnocythere inopinata</i> .
XI faza (2,65–2)	Pojawienie się po raz pierwszy <i>Candonopsis kingsleii</i> , ponowne <i>Paracandona euplectella</i> . Znaczne wahania udziału <i>Metacypris cordata</i> , <i>Pseudocandona compressa</i> , <i>Fabaeformiscandona protzi</i> i <i>Candona candida</i> .
XII faza (2–1,4)	Trwały spadek udziału <i>Candona candida</i> i <i>Fabaeformiscandona protzi</i> . Zanik <i>Candonopsis kingsleii</i> . Ponowne pojawienie się <i>Dolerocypris fasciata</i> . Wyraźna dominacja <i>Metacypris cordata</i> i <i>Pseudocandona compressa</i> . Liczne występowanie <i>Cypridopsis vidua</i> .
XIII faza (1,4–0,8)	Pojawienie się <i>Bradleystrandesia reticulata</i> . Ponowne występowanie <i>Dolerocypris fasciata</i> . Dominacja <i>Metacypris cordata</i> i <i>Pseudocandona compressa</i> .
XIV faza (0,8–0,5)	Drastyczny spadek liczby skorupki i liczby gatunków. Dominacja <i>Metacypris cordata</i> i <i>Pseudocandona compressa</i> . Znaczący udział <i>Cypria ophthalmica</i> .
XV faza (0,5–0,4)	Brak skorupki fosylnych.
XVI faza (0,4–0)	Stopniowy spadek liczby skorupki z około 200 sztuk/10 cm ³ do około 40 sztuk/10 cm ³ . Występowanie na początku fazy <i>Limnocythere inopinata</i> , <i>Fabaeformiscandona protzi</i> . Stopniowy wzrost udziału <i>Candonopsis kingsleii</i> , <i>Dolerocypris fasciata</i> , <i>Cyclocypris laevis</i> , <i>Herpetocypris reptans</i> , <i>Cypridopsis vidua</i> i <i>Fabaeformiscandona fabaeformis</i> .

REKONSTRUKCJA ZMIAN WARUNKÓW ŚRODOWISKA
W PÓŻNYM GLACJALE I HOLOCENIE

Spągowe próbki z rdzenia JS-53 (5,40–4,80 m), których spektra pyłkowe cechują się bardzo dużym udziałem NAP oraz sosny (*Pinus*) – 40–50%, reprezentują późny glacjał ostatniego zlodowacenia.

Interpretacja wiekowa spektrów dwu dolnych próbek (5,40–5,20 m) nie jest jednoznaczna ze względu na duży udział *Juniperus*, *Artemisia* i *Poaceae*. Odcinek ten może reprezentować okres przedallerödski późnego glacjału, w którym dominowały zbiorowiska trawiasto-bylicowe, na co wskazują znaczne wartości pyłku *Artemisia* i *Poaceae*. Również skład fauny *Ostracoda* w tym okresie można określić jako „fauna-candida” charakterystyczna dla plejstocenu (dominacja liczebna *Candona candida* i *Fabaeformiscandona protzi*). Na okres późnoglacialny, w którym zbiornik jeziorny zaczynał się kształtować, wskazuje niewielka liczba znalezisk *Ostracoda* wieku plejstocenińskiego oraz obecność skorupki kopalnych z okresu kredy górnej (dobry stan zachowania materiału fosylowego świadczą o stopniowym rozmywaniu i przemywaniu ilastej zwietrzliny kredy piszącej). Powstający zbiornik charakteryzował się w pierwszym etapie, odpowiadającym I fazie rozwoju fauny *Ostracoda* (tab. 2), mniej więcej trwałym poziomem wody (obecność *Fabaeformiscandona protzi* wskazuje na brak długotrwałych okresów wysychania), osłonięciem przed wpływem silnego wiatru (mała intensywność mieszania wiatrowego, niekorzystnego dla fauny żyjącej na/w osadach) oraz dostatecznie wysokimi temperaturami wody (przynajmniej w okresie letnim – Mallwitz 1984) umożliwiającymi rozwój *Pseudocandona compressa*.

W drugim etapie okresu przedallerödskiego (II faza zmian fauny) nastąpiły niekorzystne dla organizmów *Ostracoda* zmiany środowiskowe. Z powodu braku skorupki, a nawet ich fragmentów, trudno określić przyczynę i charakter zaistniałych zmian. Mogła nią być bardzo duża dynamika wód płytkiego zbiornika, na przykład w wyniku odsłonięcia powierzchni wodnej po zaniku pokrywy roślinnej. Innym czynnikiem mógł być zanik roślinności wodnej w strefie przybrzeżnej, wśród której małżoraczki znajdują najlepsze warunki rozwoju. Możliwe jest, że w ten sposób rozwój fauny został znacznie ograniczony lub przy dużej dynamice wody jeziornej skorupki zostały wyniesione w głębsze partie zbiornika. W etapie tym sedymentowana była głównie gytia glonowo-wapienna. Do okresu przedallerödskiego należy prawdopodobnie zaliczyć pierwszą część III fazy rozwoju *Ostracoda*. Stopniowe zmiany warunków środowiskowych prowadziły do odbudowy fauny małżoraczek. Wyraża się to stopniowym wzrostem całkowitej liczebności skorupki *Ostracoda* wraz ze wzrostem różnorodności gatunkowej. Stopniowy charakter zmian nie daje podstaw do wyznaczania ostrej granicy stratygraficznej.

Osady gytii wapiennej z głębokości 5,10 m, w których udział NAP jest znacznie niższy w porównaniu z próbką 4,80 m, natomiast wyższe są wartości pyłku brzoź drzewiastych, reprezentują przypuszczalnie ocieplenie allerödu. Do takiej interpretacji skłania też obecność pyłku i idioblastów Nymphaeaceae w zbiorniku

jeziornym, wskazując na występowanie w tym czasie nenufarów, a tym samym na ocieplenie wód jeziora. Zmiany te potwierdza pojawienie się stosunkowo jeszcze nielicznych *Metacypris cordata*, *Cypria ophthalmica* i *Pseudocandona compressa*, świadczące o wzroście temperatury wody. W środkowym okresie fazy III zaznaczyło się zwiększenie procentowego udziału *Fabaeformiscandona protzi*, wskazujące na wzrost głębokości wody (ryc. 6). Ku końcowi fazy udział ten zmniejszył się na korzyść *Pseudocandona compressa* oraz *Metacypris cordata* i *Cypria ophthalmica*, co oznacza, że wzrost głębokości nie był zjawiskiem trwałym albo był on niwelowany przez wzrost intensywności ewapotranspiracji w warunkach cieplejszego klimatu.

W spektrach pyłkowych osadów analizowanego profilu wyraźnie zarysowuje się ochłodzenie młodszego dryasu (5,00–4,80 m), wyrażone maksymalnymi wartościami (próbka 4,80 m) m.in. jałowca (*Juniperus*), bylic (*Artemisia*) i komosowatych (*Chenopodiaceae*). Odpowiada mu schyłek III i początek IV fazy rozwoju fauny małżoraczków, dla których charakterystyczny był stopniowy wzrost liczebności całkowitej i różnorodności gatunkowej fauny *Ostracoda*. Litologicznym zapisem tego okresu jest wkładka wapienia ramienicowego w serii limnicznej. Od początku IV fazy *Ostracoda* (w diagramie pyłkowym od połowy młodszego dryasu) rozwój ten był znacznie bardziej intensywny niż w fazie poprzedniej; dominowały gatunki: *Metacypris cordata*, *Candona candida*, *Fabaeformiscandona protzi* i *Fabaeformiscandona fabaeformis*, pojawiły się po raz pierwszy: *Cyclocypris laevis* (gatunek wszędobyłski – Meisch 2000), *Cyclocypris ovum* (gatunek eurybiontyczny – Hiller 1972), *Darwinula stevensoni* (gatunek występujący najliczniej na głębokości ok. 6 m – McGregor 1969) oraz *Limnocythere inopinata* (Jungwirth 1979).

Bardzo wyraźnie zarysowuje się w diagramie pyłkowym granica późnego glaciału i holocenu przebiegająca na głębokości około 4,70 m. Pod względem litologicznym odpowiada ona wyraźnie zaznaczonemu przejściu od gytii wapiennej (z wapieniem ramienicowym) do gytii wapienno-glonowej. Spektra pyłkowe próbek powyżej tej granicy (4,60–4,45 m), zdominowane przez pyłek sosny i brzoź drzewiastych oraz z ciągłą krzywą wiązu (*Ulmus*) i dębu (*Quercus*), reprezentują okres preborealny holocenu. W składzie gatunkowym fauny *Ostracoda* wyróżnia się on wyraźną dominacją ciepłolubnego gatunku *Metacypris cordata*. Dominacja ta zaznaczyła się od początku IV fazy rozwoju fauny, ale tylko na krótko. Może być to wyrazem dużej wrażliwości drobnych organizmów wodnych na zmiany środowiska.

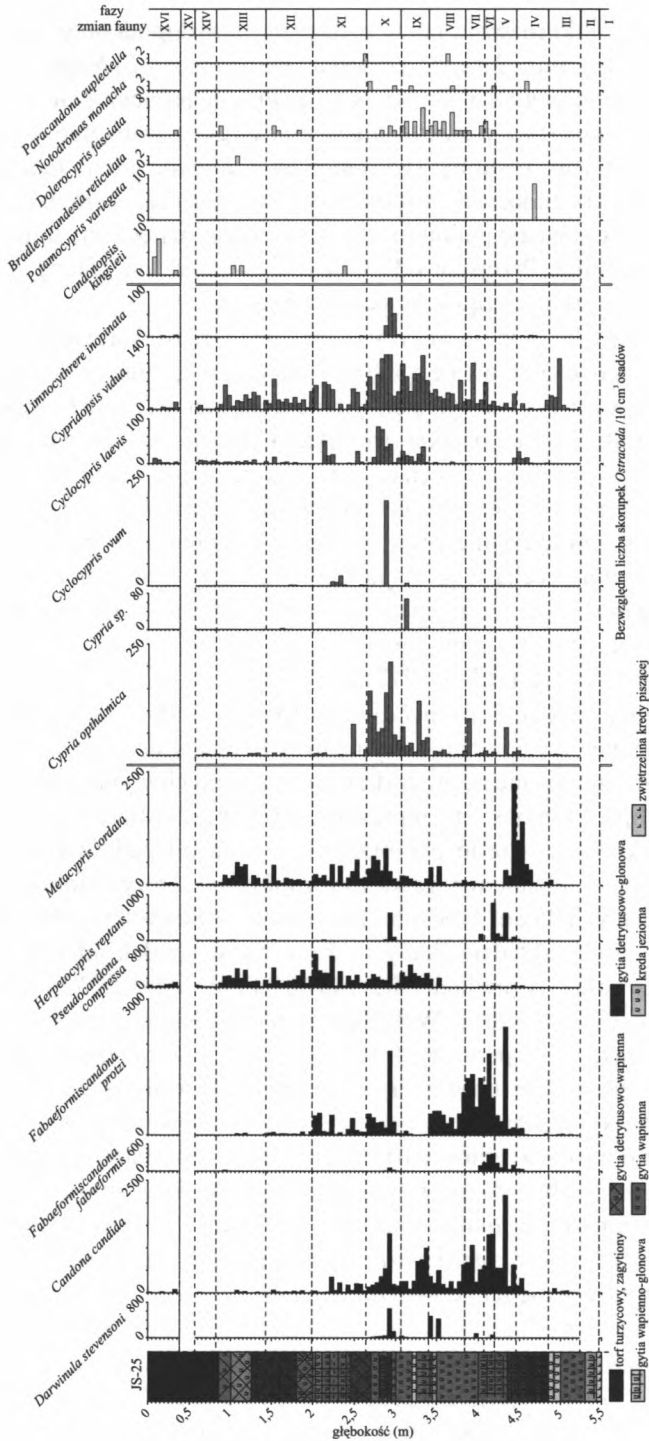
Interesujące jest pojawienie się w jedynym (w całym profilu) poziomie, w środkowej części fazy IV, skorupki należącej do rzadko występującego *Potamocypris variegata*. Uznawany jest on za gatunek ciepłych wód (Nüchterlein 1969). Występowanie tego gatunku zbiega się z wyznaczoną w analizie pyłkowej granicą późnego glaciału i holocenu.

Sprzyjające warunki rozwoju fauny oznaczały prawdopodobnie wzrost głębokości wody do maksymalnie 3 m, na co wskazuje obecność *Fabaeformiscandona protzi*, *Limnocythere inopinata* i *Darwinula stevensoni* jednocześnie z *Fabaeformiscandona fabaeformis* (ryc. 5). Powstające osady (gytia wapienno-detrytusowa) były zasobne w detrytus roślinny (występowanie *Limnocythere inopinata*), co świadczy o rozwoju roślinności w strefie brzegowej jeziora. Dominacja liczebna *Metacypris cordata* w składzie gatunkowym potwierdza rozpoczęcie holocenińskiego etapu ewolucji zbiornika. Przejście od „fauny – *candida*” do „fauny – *cordata*” bywa interpretowane jako początek holocenu (Absolon 1973).

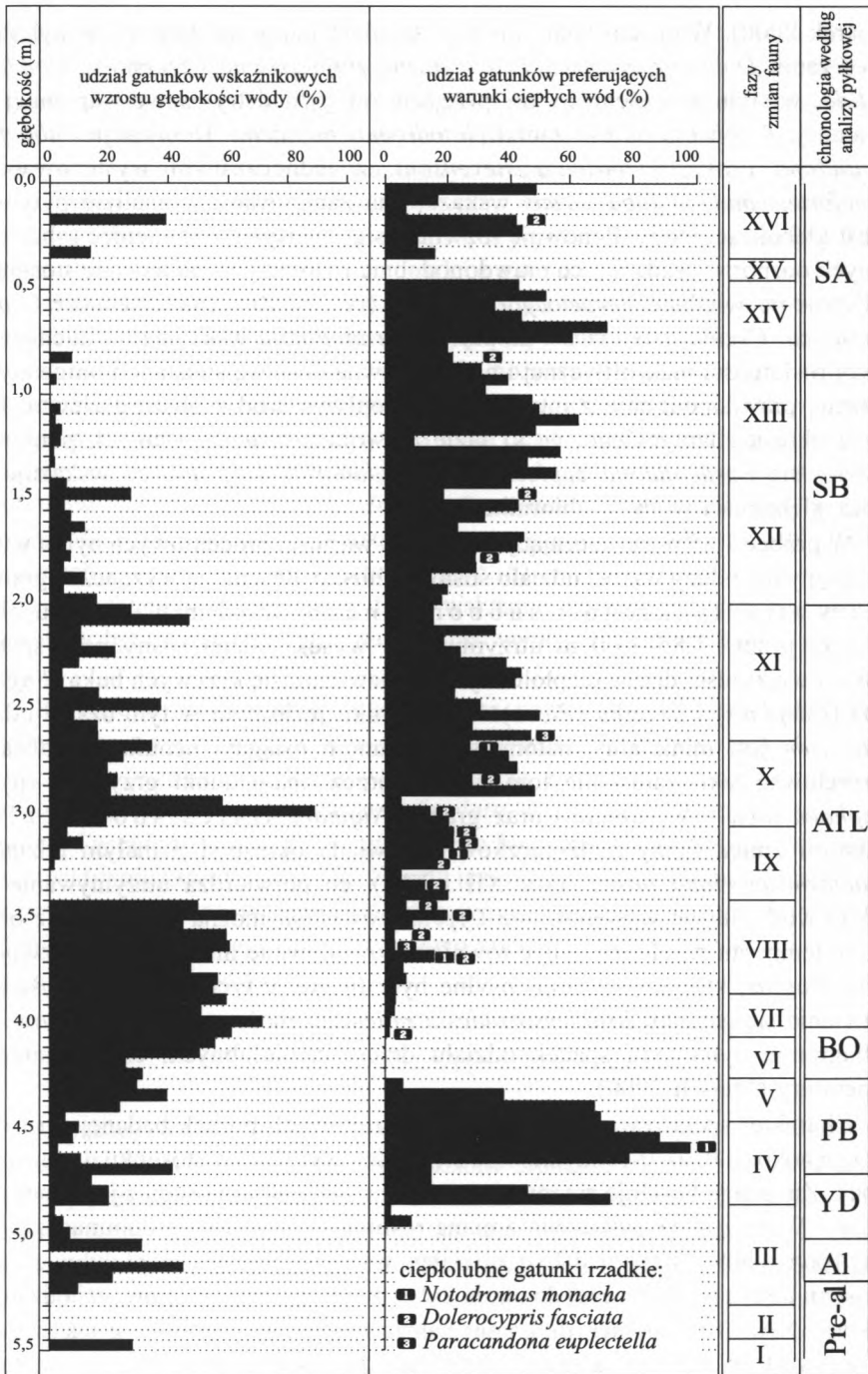
Wysoki udział pyłku m.in. leszczyny (*Corylus*) i wzrost wartości olszy (*Alnus*) może być uznany za początek o k r e s u b o r e a l n e g o. Zaznaczył się on ponadto w diagramie pyłkowym ponownym pojawieniem się nenufarów (Nymphaeaceae) oraz zielenic z rodzaju *Pediastrum* (próbka 4,20 m). Okresowi borealnemu w historii zmian roślinności odpowiada VI faza rozwoju fauny małżoraczków, w której pojawił się po raz pierwszy gatunek *Dolerocypris fasciata*. *Dolerocypris fasciata*, jest gatunkiem aktywnie pływającym. Występuje w warunkach ciepłych wód (Hiller 1972). Inną cechą tego etapu rozwoju fauny była znaczna liczebność *Herpetocypris reptans* oraz ponowna obecność *Darwinula stevensoni*. Oprócz *Dolerocypris fasciata* nowym gatunkiem był *Notodromas monacha* występujący w warunkach ciepłych wód (Hiller 1972).

Środkowy odcinek diagramu pyłkowego (próbki 3,95–2,10 m), obejmujący osady gytii wapiennej i wapienno-detrytusowej o miąższości ok. 2 m, których spektra pyłkowe zdominowane są przez drzewa o znacznych wymaganiach termicznych (dąb, wiąz, lipa, klon, jesion), reprezentuje przypuszczalnie o k r e s a t l a n t y c k i. W tym okresie w strefie przybrzeżnej jeziora początkowo rozwijało się zbiorowisko roślinne z udziałem rogatka *Ceratophyllum*, który najobficiej kwitnie w płytkich, nagrzanych latem wodach (Kłósowski, Kłósowski 2006). Wyrazem takich warunków jest w składzie fauny małżoraczków spadek udziału *Fabaeformiscandona protzi* oraz pojawienie się *Paracandona euplectella*, *Notodromas monacha* i *Dolerocypris fasciata*. Wskazuje to na spadek głębokości wody przy jednoczesnym wzroście temperatury (ryc. 6). Strefa przybrzeżna była prawdopodobnie strefą bagnistą, być może w okresach letnich przesuszaną. Znaczny udział pyłku i idioblastów Nymphaeaceae w próbce 3,10 m może wskazywać na zarastanie otwartej toni jeziora przez zbiorowisko nenufarów. Zmianom tym odpowiada drastyczny spadek liczby skorupki *Fabaeformiscandona protzi* oraz mniej gwałtowny, ale wyraźny *Candona candida*. Okres ten charakteryzował się stopniowym wzrostem liczebności *Metacypris cordata* (wskazującym na dalsze ocieplenie). Nadal występowały nieliczne *Dolerocypris fasciata* i *Notodromas monacha* – gatunki ciepłolubne (ryc. 5).

Stopniowy wzrost udziału zielenic z rodzajów *Tetraedron* i *Pediastrum* w próbkach 2,90–2,30 m, w tym zwłaszcza obecność gatunku *Pediastrum duplex* var. *rugulosum*, może być wskaźnikiem wzrostu poziomu wody (Jankovská,



Ryc. 5. Diagram frekwencji skorupki fasylnych Ostracoda w profilu JS-25
 Frequency diagram of Ostracoda fossil shells in the profile JS-25



Ryc. 6. Zmiany udziału organizmów wskaźnikowych *Ostracoda* w profilu JS-25
Changes of frequency of *Ostracoda* indicator species in the profile JS-25

Komárek 2000). Wyrazem tych zmian w składzie fauny małżoraczków był stopniowy zanik *Dolerocypris fasciata* i wyraźne zmniejszenie liczebności *Candona candida*, w stylu sedymentacji zaś przejście od gytii detrytusowo-wapiennej do wapiennej. Z końcem okresu zanikł *Notodromas monacha*. Dominacja *Fabaeformiscandona protzi*, *Darwinula stevensoni*, z jednoczesnym występowaniem *Fabaeformiscandona fabaeformis* wskazuje na zanotowany w analizie pyłkowej wzrost głębokości wody. Ponownie rozwijały się intensywnie ramienice (obecność licznych oospor w osadach), co prawdopodobnie było przyczyną tego, że stosunkowo licznie pojawiał się *Herpetocypris reptans* (ryc. 5). Znaczna liczebność *Cyprina ophthalmica*, *Cyclocypris ovum* i *Limnocythere inopinata* wskazuje na intensywny rozwój roślinności makrofitycznej i na intensywną dostawę substancji biogennej, związaną prawdopodobnie z intensyfikacją dopływu wód z obszaru zlewni. Pod koniec okresu atlantyckiego, w XI fazie rozwoju *Ostracoda* (tab. 2), ponownie pojawiły się *Paracandona euplectella* i *Candonopsis kingsleii*, co wskazuje na spadek głębokości wody w zbiorniku (ryc. 6).

W próbie 1,85 m zaznaczający się spadek wartości procentowych pyłku wiązu i leszczyny oraz duży wzrost udziału sosny do blisko 40% mogą wyznaczać granicę okresów atlantyckiego i subborealnego. W odcinku diagramu obejmującym próbki 1,85–1,00 m utrzymuje się wysoki udział sosny przy spadku wartości większości drzew ciepłolubnych i pojawieniu się krzywych buka (*Fagus*), graba (*Carpinus*) i świerka (*Picea*). W zbiorniku jeziornym w tym czasie udział *Pediastrum* jest minimalny, natomiast maksimum osiągają nenufary. Można to interpretować jako zarastanie toni wodnej przez oba gatunki grzybienii (pyłek *Nymphaea alba* i *N. candida*) oraz grązel (*Nuphar*). Okres subborealny w historii zmian fauny małżoraczków odpowiada okresowi z małym udziałem *Fabaeformiscandona protzi* (fazy XII i XIII), co potwierdza utrzymywanie się płytkiej wody, liczne występowanie *Cypridopsis vidua* można zaś wiązać z obniżeniem temperatury, ale może być również spowodowane intensywnym rozwojem *Chara fragilis*, których szczątki fosylne były liczne w tych poziomach osadów. Pojawienie się gatunku *Bradleystrandesia reticulata* może potwierdzać wyrażony w diagramie pyłkowym spadek udziału drzew ciepłolubnych, czyli obniżenie temperatury (Meisch 2000).

Charakter spektrów pyłkowych trzech stropowych próbek badanej serii osadów (głębokości 0,80–0,20 m) zmienia się bardzo wyraźnie w stosunku do niższych próbek. Zmiana ta koreluje się również ze zmianą charakteru osadu z jeziornego na torfowy. W diagramie pyłkowym zmiana roślinności wyraża się dominacją pyłku sosny (ponad 50%), bardzo słabym udziałem wszystkich drzew ciepłolubnych oraz wzrostem turzyc (*Cyperaceae*) do około 20% i kilku innych taksonów wchodzących w skład NAP. Ten odcinek diagramu należy wiązać niewątpliwie z okresem subatlantyckim, w którym obok zmian klimatycznych bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na skład i strukturę zbiorowisk roślinnych była i jest gospodarka człowieka. O intensywnym gospodarowaniu na badanym obszarze

świadczy wzrost wskaźników wypasu i upraw, m.in. pyłek żyta (*Secale*) i innych zbóż, pyłek chabra bławatka (*Centaurea cyanus*), babki lancetowatej (*Plantago lanceolata*). Zbiornik jeziorny był w tym czasie otoczony przez turzycowisko, o czym świadczyć może obecność pakietów pyłku turzyc. Toń wody była natomiast intensywnie zarastana przez szuwary, gdyż w diagramie pyłkowym pojawiają się ciągła krzywa jeżogłówki (*Sparganium*) oraz tetrady pałki szerokolistnej (*Typha latifolia*). Obie rośliny chętnie rozwijają się w płytkich, eutroficznym zbiornikach. Z początkiem okresu subatlantyckiego nastąpił drastyczny spadek liczby znalezisk fosylnych skorupki małżoraczków, jak również liczby stwierdzonych gatunków, co wskazuje na stale zmniejszającą się głębokość wody, a może nawet na dłuższe okresy pozostawiania strefy profilu poza zasięgiem wód jeziornych jako obszaru bagnistego, z drobnymi zagłębieniami, w których mogła utrzymywać się woda w okresach intensywniejszego zasilania opadowego; potwierdza to wyrażony w analizach pyłkowych etap rozwoju turzycowiska. Na utrzymywanie się ciepłych warunków wskazuje dominacja *Metacypris cordata* i *Pseudocandona compressa* (ryc. 6). Ze środkowej części okresu subatlantyckiego (faza XV) nie zachowały się w osadach skorupki fosylne *Ostracoda* (ryc. 5). Wyraźne jakościowe i ilościowe zubożenie fauny w poprzedniej fazie wskazuje na stopniowe pogarszanie się warunków bytowania, głównie przez proces wypłykania zbiornika w strefie brzegowej.

Po okresie zaniku fauny nastąpiła jej częściowa odbudowa (faza XVI). Występujące na początku *Limnocythere inopinata*, *Fabaeformiscandona protzi* wskazują na wzrost głębokości wody, chociaż z biegiem czasu wzrost udziału *Candonopsis kingsleii*, *Dolerocypris fasciata*, *Cyclocypris laevis*, *Herpetocypris reptans*, *Cypridopsis vidua* i *Fabaeformiscandona fabaeformis* wskazuje, że nie był to wzrost trwały i stopniowo strefa litoralu jeziora przekształcała się we współczesny obszar turzycowiska. W zapisie litologicznym podkreśla to przejście od stylu sedymentacji limnicznej (gytii detrytusowo-wapiennej) do sedymentacji telmatycznej (zagytony torf turzycowy).

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Uzyskane wyniki pozwoliły na porównanie zasadniczych etapów ewolucji geosystemu jeziorno-torfowiskowego Jeziora Słonego, wyznaczonych w oparciu o analizy sedymentologiczne, pyłkowe i analizy fosylnej fauny *Ostracoda*. Zasadnicze kierunki rejestrowanych zmian są we wszystkich przypadkach zbieżne. Różnice zaznaczają się jedynie w próbach precyzyjnego określenia granic kolejnych okresów. Wpływa na to fakt, że zmiany fauny małżoraczków mogą następować bardzo szybko. Wykazują one dużą zdolność rozprzestrzeniania się i zajmowania nowych, dogodnych dla siebie siedlisk, jednocześnie tworząc w ciągu roku jedną, do dwu generacji; w stosunkowo krótkim czasie mogą zanikać w warunkach niekorzystnych. Szata roślinna, a zwłaszcza drzewa, muszą osiągnąć pewien etap

rozwoju, aby zmiany w zbiorowiskach roślinnych mogły się wyraźnie uwidocznić w spektrum pyłkowym. W związku z tym zmiany w faunie *Ostracoda* niejednokrotnie poprzedzają zmiany w roślinności. Ponadto, ze względu na ekspertyzowy charakter opracowania palinologicznego i niewielką gęstość pobranych próbek, trudno o jednoznaczne stawianie granic poszczególnych faz holocenu. Na obecnym etapie badań dobrze zaznacza się jedynie granica późnego glacjału i holocenu. Rozwiązaniem może być bardziej szczegółowe opracowanie rdzenia pod względem palinologicznym oraz datowania radiowęglowe niektórych poziomów osadów, które przyczyniłoby się niewątpliwie do uszczegółowienia historii roślinności holocenńskiej w rejonie Jeziora Słonego. Pozwoliłoby również na obszerniejsze opracowanie historii rozwoju samego zbiornika jeziornego i na prześledzenie faz aktywności grup ludzkich gospodarujących w sąsiedztwie jeziora. Szczególnie trudne, na obecnym etapie badań, jest bowiem wyznaczenie granic okresów subborealnego oraz subatlantyckiego. Trudność wynika m.in. z niskiego udziału pyłku graba (*Carpinus*) w diagramie. Na ogół diagramy pyłkowe rejestrują trzy okresy ekspansji graba między 3500 a 1500 BP, przedzielone dwoma okresami jego regeneracji (Ralska-Jasiewiczowa i in. 2004). Niski udział graba w diagramie pyłkowym z Jeziora Słonego może wynikać ze zbyt rzadkiego pobrania próbek i nieuchwycenia wysokich wartości procentowych tego taksonu. Porównanie z ekspertyzowym diagramem pyłkowym osadów z sąsiedniego Jeziora Głębokiego, wykonanym przez K. Bałagę (*vide* Kulesza 2005), wskazuje na możliwość większego udziału graba w zbiorowiskach leśnych już na początku okresu subatlantyckiego. Ślady intensywnego gospodarowania człowiekiem neolitycznego w sąsiednim regionie (Polesie Lubelskie) co najmniej od schyłku okresu atlantyckiego wyraźnie widoczne są w diagramie pyłkowym z osadów jeziora Łukcze (Bałaga 1990) w postaci m.in. kilkakrotnych spadków udziału graba i dębu. Najwyraźniej fazy osadnicze zarysowane są w diagramie pyłkowym ze środkowej części jeziora, natomiast w diagramach z otaczającego je torfowiska są one mniej wyraźne, pyłek *Carpinus* nie osiąga również wysokich wartości procentowych, a autorka podkreśla istnienie luk sedymentacyjnych w osadzie (Bałaga 1990).

Pobranie i szczegółowe opracowanie rdzenia ze środkowej części Jeziora Słonego pozwoliłoby przypuszczalnie na rozstrzygnięcie wątpliwości związanych z ewentualnymi lukami stratygraficznymi w osadzie oraz problemu wkraczania i historii zbiorowisk roślinnych m.in. z udziałem graba, zwłaszcza w warunkach gospodarowania grup osadniczych.

LITERATURA

- Absolon A., 1973: Ostracoden und einigen Prolenspa atund postglazialer Karbonatablagerungen in Mitteleuropa. Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie 1347. 94, pl. III.
- Bałaga K., 1982: Vegetational history of Lake Łukcze Environment (Lublin Polesie, SE Poland) during the Late-glacial and Holocene. Acta Palaeobotanica, 22 (1): 7–22.

- Bałağa K., 1990; The development of Lake Łukcze and changes in the plant cover of the south-western part of the Łęczna–Włodawa Lake District in the last 13 000 years. *Acta Paleobotanica*, 30, 1, 2: 77–146.
- Bałağa K., 2004; Hydrological changes in Lublin Polesie during the Late Glacial and holocene as reflected in the sequences of lacustrine and mire sediments. [w:] *Studia Quaternaria*, vol. 19: 37–53.
- Bałağa K., Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1983; Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno – Polesie Lubelskie. *Annales UMCS*, sec. B, 35/36: 37–62.
- Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1993; Rozwój kompleksu jeziorno-torfowiskowego Moszne w Poleskim Parku Narodowym. [w:] *Ekosystemy wodne i torfowiskowe w obszarach chronionych*. TWWP, Lublin: 71–75.
- Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1994; Stratygrafia osadów organogenicznych w rezerwacie jez. Moszne. *Przewodnik 43 Ogólnopolskiego Zjazdu PTG.*, cz. 2, Lublin.
- Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1996; Z badań osadów dennych Jeziora Karaśnego w Poleskim Parku Narodowym. *Annales UMCS*, sec. B. vol. 51: 77–86.
- Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1998; Zespół jeziorno-torfowiskowy Moszne jako przykład ewolucji jezior Poleskiego Parku Narodowego: stanowisko – Moszne. [w:] *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce: stan aktualny i perspektywy: IV Zjazd Geomorfologów Polskich*, Lublin 3–6 czerwca 1998 roku: przewodnik wycieczkowy (red. R. Dobrowolski). Lublin: Wyd. UMCS: 21–26.
- Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J., 2002 a; Litostratigraphic record of the Lake Karaśne. [w:] *Limnological Review*, 2: 5–14.
- Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J., 2002 b; Natural and antropogenic conditioning of the development of Lake Perespilno in the Holocene. [w:] *Limnological Review*. 2: 15–27.
- Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J., 2006; Późnoplejstocenska i holocenska ewolucja torfowiska Durne Bagno (Polesie Lubelskie). *Przełł. Geol.*, vol. 54 nr 1: 68–72.
- Berglund B. E. (ed.): 1986; *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Wiley-Interscience, New York: 869.
- Berglund B. E., Ralska-Jasiewiczowa M., 1986; Pollen analysis and pollen diagrams. [w:] B. E. Berglund (ed.): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, Chichester: 455–484.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1988; *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*, 1:50 000, ark. Sawin, Wyd. Geol., Warszawa: 92 ss.
- Chałubińska A., Wilgat T., 1954; Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. *Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu PTG*, Lublin: 3–44.
- Dobrowolski R., Hajdas I., Melke J., Alexandrowicz W. P., 2005; Chronostratigraphy of calcareous mire sediments at Zawadówka (eastern Poland) and their use in palaeogeographical reconstruction, *Geochronometria*, 24: 69–79.
- Harasimiuk M., Superson J., Szwejgier W., 2002; The influence of autogenic and allogenic factors on the evolution of Lake Pniówno (the Chełm Hills, eastern Poland). *Limnological Review*, 2:143–154.
- Hiller D., 1972; Untersuchungen zur Biologie und zur Ökologie limnischer Ostracoden aus der Umgebung von Hamburg. *Archiv für Hydrobiologie*, Supplement-Band 40 (4): 400–497.
- Jankovská V., Komárek J., 2000; Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in palaeoecology. *Folia Geobotanica* 35: 59–82.
- Jungwirth W., 1979; *Limnocythere inopinata* (Baird) (Cytheridae, Ostracoda): Its distribution pattern and relation to the superficial sediments of Neusiedlersee. H. Loeffler (ed.): *Neusiedlersee: The limnology of a shallow lake in central Europe*. Monographiae Biologicae 37, Dr W. Junk Publishers, The Hague: 385–388.
- Kłosowski S., Kłosowski G., 2006; *Flora Polski. Rośliny wodne i bagienne*. MULTICO, Oficyna Wydawnicza, Warszawa.
- Kondracki J., 2001; *Geografia regionalna Polski*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.

- Krassowska A., Niemczycka T., 1984; Pokrywa mezozoiczna LZW. [w:] Przewodnik LVI Zjazdu PTGeol. w Lublinie. Wyd. Geol.: 36–55.
- Krynicky T., 1995; Faults in the Cretaceous and its base as displayed on seismic sections through the Lublin area (east Poland). Geol. Quart., 39, 3: 373–388.
- Kulesza P., 2005; Zmiany poziomu wody Jeziora Głębokiego (Obniżenie Dorohuckie) w późnym glacialu i holocenie według wyników analizy składu gatunkowego fosylnej fauny Ostracoda. Annales UMCS, sec. B, vol. LX, 8.
- Liszowski J., 1979; Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Ostrów Lubelski. Wyd. Geol. Warszawa.
- Mallwitz J., 1984; Untersuchungen zur Ökologie litoraler Ostracoden im Schmal- und Lüttauersee (Schleswig-Holstein, BRD). Archiv für Hydrobiologie 100: 311–339.
- McGregor D. L., 1969; The reproductive potential, life history and parasitism of the freshwater Ostracod *Darwinula stevensoni* (Brady et Robertson). J. W. Neale (ed.) The Taxonomy, Morphology and Ecology of Recent *Ostracoda*. Proceedings of the 2nd International Symposium on *Ostracoda*: 194–221.
- Meisch C., 2000; Freshwater *Ostracoda* of Western and Central Europe. [w:] J. Schwoerbel and P. Zwick (ed.): Suesswasserfauna von Mitteleuropa 8/3. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin. 522.
- Nüchterlein H., 1969; Süßwasserostracoden aus Franken. Ein Beitrag zur Systematik und Ökologie der Ostracoda. Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie, 54: 223–287.
- Paszewski A., Fijałkowski D., 1971; Badania botaniczne rezerwatu Durne Bagno koło Włodawy. Annales UMCS, sec. C, 25: 171–196.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska E., Starkel L., 1998; Lake Gościąg, Central Poland – a monographic study, part 1. W. Szafer Institute of Botany, Polish Acad. of Sc., Kraków.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Miotk-Szpiganowicz G., Zachowicz J., Latałowa M., Nalepka D., 2004; *Carpinus betulus* L. – Hornbeam. [w:] M. Ralska-Jasiewiczowa (ed.): Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 69–78.
- Tobolski K., 2000; Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. PWN Warszawa.
- Więckowski K., Wojciechowski I., 1971; Zmiany charakteru limnologicznego jezior sosnowickich. Wiad. Ekol., 17: 239–247.
- Więckowski K., 1993; Procesy sedymentacji i tempo akumulacji osadów dennych w wybranych jeziorach. [w:] I. Dynowska (red.) Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych. Kraków: 88–97.
- Wilgat T., 1954; Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. Annales UMCS, sec. B., vol. VIII.
- Żelichowski A. M., 1972; Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. Biul. Inst. Geol., 263: 97.

SUMMARY

In this paper we report the preliminary results of a study of palaeogeography of the Lake Słone geosystem, which is situated in the Chełm Hills region. Due to very small lake surface (3.4 ha) and large area of lake catchment (526.4 ha) the Lake Słone geosystem is an excellent object of palaeogeographical studies.

The detailed geological examination of the lake geosystem allowed us to reconstruct the shape of sedimentation palaeobasin as well as vertical and horizontal lithofacial variability of deposits. Based on the initial results of pollen analysis, we distinguished eight local pollen assemblage zones, which were related to the Late Glacial and Holocene periods. In this stage of palynological investigations the boundaries of pollen zones and the Late Glacial and Holocene phases were determined only approximately.

The analysis of *Ostracoda* fauna established the occurrence of 18 species. Based on species composition, we distinguished 16 phases of *Ostracoda* development corresponding to the periods in which species composition was different or the abundance of individual species considerably changed. The obtained results of sedimentological, pollen and fossil *Ostracoda* analyses allowed us to determine the main stages of evolution of the Stone lake-mire geosystem. Main directions of the recorded changes are similar in all cases. The differences that appeared on the attempts to determine precisely the boundaries between successive phases will be explained in the further research on the Lake Stone geosystem.