

Późnoplejstocenska i holocenska ewolucja torfowiska Durne Bagno (Polesie Lubelskie)

Krystyna Bałaga*, Radosław Dobrowolski*, Jan Rodzik*



K. Bałaga

R. Dobrowolski

J. Rodzik

Late Pleistocene and Holocene evolution of the Durne Bagno peat bog (Lublin Polesie). *Prz. Geol.*, 54: 68–72.

Summary. The Durne Bagno peat bog is the eastern, peripheral part of a large marshland complex in the Lublin Polesie. Limnic biogenic deposits occurring directly on mineral deposits are up to 8.5 m thick. They exhibit great vertical facial variability and small lateral differentiation. This indicates that the conditions of sedimentation/sedentation were similar in the whole basin in particular time intervals. The chronostratigraphically-correlated sequence of sediments allows reconstruction of the geosystem evolution in recent 13 ka BP. In its entire Late Glacial and Holocene history two basic stages may be distinguished: lacustrine (OD — middle AT) and mire (middle AT — present time)

Key words: Late Glacial, Holocene, peat bog, marshland, Lublin Polesie

Durne Bagno stanowi wschodnie, peryferyjne ogniwo jednego z większych kompleksów torfowiskowych Polesia Lubelskiego (Borowiec, 1990). Obiekt, położony na wododziale Bugu i Wieprza, w środkowej części subregionu Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (Chałubińska & Wilgat, 1954), w całości jest włączony w system ochrony prawnej Poleskiego Parku Narodowego (ryc. 1).

Wyraźnie wyodrębniającą się owalną misę, o powierzchni ok. 1 km², zajmuje torfowisko wysokie typu kontynentalnego porośnięte luźnym drzewostanem sosno-brzozowym (Paszewski & Fijałkowski, 1971).

Warunki geologiczno-morfologiczne

Geosystem Durnego Bagna jest usytuowany w pozycji rozległego, kopalnego obniżenia powierzchni podplejstocenskiej (NW–SE), ograniczającego od NE kredowy garb Woli Wereszczyńskiej. Strop węglanowych utworów górnego mastrychtu jest nawiercany w bezpośrednim sąsiedztwie obiektu na głębokości 20–40 m (Buraczyński & Wojtanowicz, 1981b). Wypełnienie paleoformy stanowią zróżnicowane wiekowo i litologicznie osady plejstocenskie. W stropie są to ze zlodowacenia odry piaski glacialfluwialne oraz ze zlodowacenia wisły mulki jeziorno-rozlewiskowe (Buraczyński & Wojtanowicz, 1981a,b); stanowią one bezpośrednie mineralne podłoże późnoglacialnych i holocenskich osadów biogenicznych.

Równinę torfową Durnego Bagna (166–168 m n.p.m.) od północy i południa ograniczają piaszczyste wały akumulacji glacialfluwialnej (szczelinowej?), wznoszące się 5–10 m ponad jej poziom. Od wschodu do torfowiska przylega falista równina sandrowa (~170 m n.p.m.) z licznymi drobnymi zagłębieniami bezodpływowymi, tworzącymi wyraźne ciągi o orientacji NW–SE i WNW–ESE. Podobne ukierunkowanie mają także niewielkie przegłębienia w dnie misy torfowiskowej oraz towarzyszące im kopalne piaszczyste grzędy.

Charakterystyka osadów biogenicznych

Analizę litofacjalną osadów biogenicznych wykonano na podstawie szczegółowych opisów (metoda Troels-Smitha, 1955) 136 rdzeni wiertniczych o nienaruszonej strukturze, pobranych sondą torfową Instorf (Eijkelpamp). Prace wiertnicze były prowadzone w latach 1999–2002. Wiercenia wykonywano wzdłuż ortogonalnie wyznaczonych transektów (N–S i W–E), zazwyczaj w przedziale 50–100 m; przy stwierdzonej dużej zmienności facjalnej osadów prowadzono dodatkowe sondowania co 25 m (ryc. 3A). Zebrany materiał wiertniczy oraz wstępne wyniki analizy pyłkowej pozwoliły na odtworzenie konfiguracji mineralnego podłoża oraz określenie biogenicznej sukcesji osadowej geosystemu (ryc. 3B).

Osady biogeniczne Durnego Bagna (maks. miąższość 8,5 m) wykazują dużą pionową zmienność facjalną, przy jednoczesnym małym zróżnicowaniu lateralnym. Fakt ten wskazuje na podobne warunki sedymentacji/sedentacji w całym basenie w poszczególnych interwałach czasowych.

Dolną część złoża stanowią osady akumulacji limnicznej (gytie), bezpośrednio zalegające na piaskach glacialfluwialnych lub/i mulkach jeziorno-rozlewiskowych. W spągu jest to zazwyczaj gytia ilasta (do 0,30 m), przechodząca ku górze w gytia wapienną lub wapienno-detrytusową (do 0,50 m), a następnie glonowo-detrytusową lub glonową (do 3,50 m). W najgłębszej części zbiornika węglany występują tylko w jego spągu (miąższość gytii wapiennej sięga maksymalnie 0,5 m); pozostała część serii limnicznej stanowi natomiast gytia glonowa). Zasięg przestrzenny gytii wyznacza strefę brzegową dawnego jeziora (ryc. 1). Ulegał on znacznym wahaniom, na co wskazują przewarstwienia torfu występujące w niektórych profilach w stropowej części gytii. Konfiguracja podłoża pozwala na określenie głębokości jeziora. Część zachodnia była wyraźnie płytsza, natomiast w części wschodniej głębokość mogła dochodzić do 5 m (ryc. 2). Niewielkie, płytkie jeziorko funkcjonowało przez pewien czas również w zagłębieniu przylegającym do Durnego Bagna od SE.

Górną część złoża stanowią torfy. W spągu są to torfy niskie: turzycowo-mszyste lub turzycowo-trzciniowe

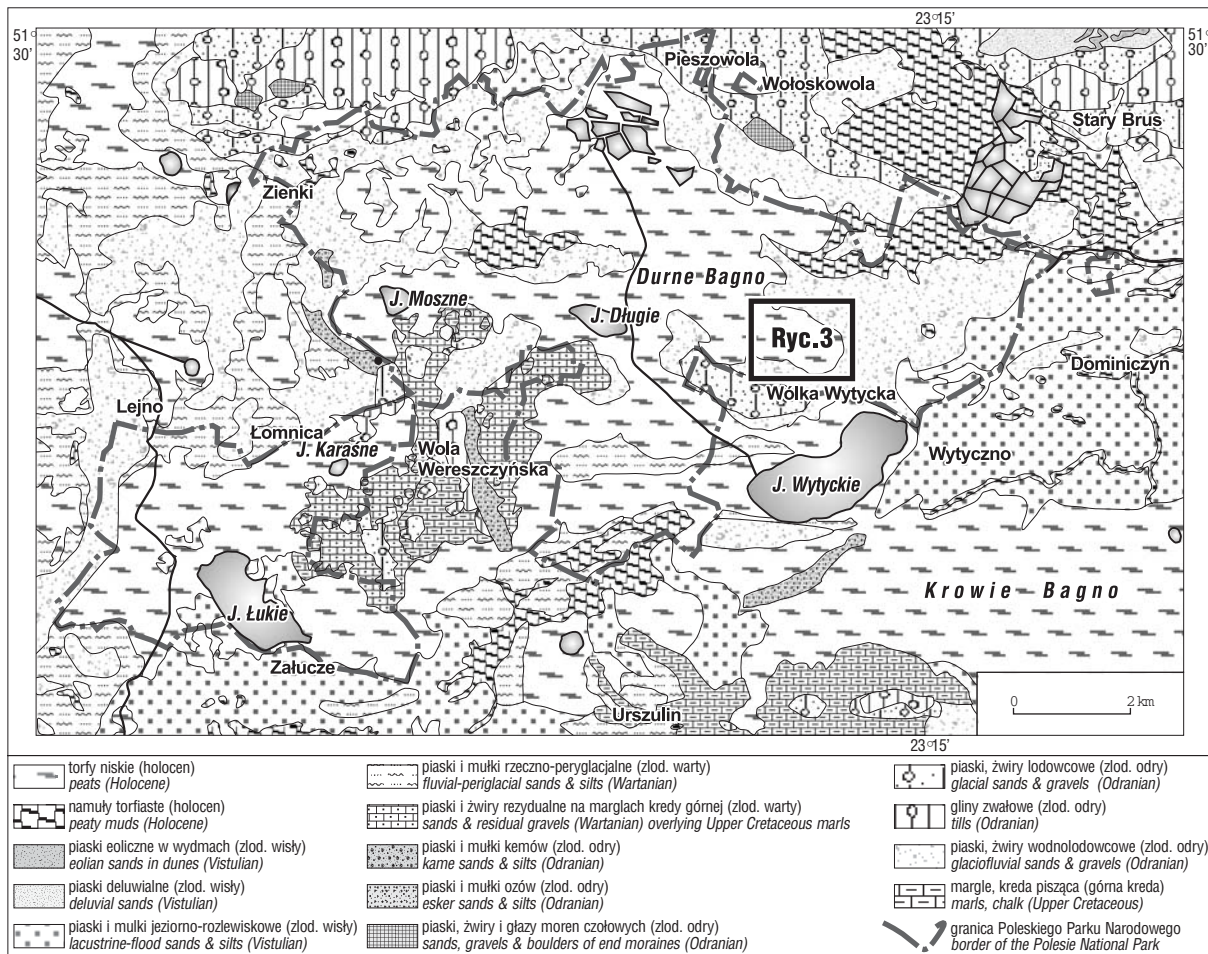
*Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet M. Curie-Skłodowskiej, ul. Kraśnicka 2C, D, 20-718 Lublin; kbalaga@biotop.umcs.lublin.pl; rdobro@biotop.umcs.lublin.pl; jrodzik@biotop.umcs.lublin.pl;

(0,5–3,0 m). Przechodzą one ku górze w przejściowe torfy wełniankowo-turzycowe (0,5–2,5 m), a następnie wysokie torfy sfagnowe (~0,30 m). Na obrzeżach torfowiska (pas o szerokości 100–200 m) występują wyłącznie torfy przejściowe i wysokie, leżące bezpośrednio na mineralnym

podłożu (brak gytii); ich miąższość dochodzi do 2,5 m. W środkowej, głębszej części misy, miąższość torfów wzrasta do 3–4 m, maksymalnie — w środkowej części zbiornika — sięga 4,5 m.



Ryc. 1. Szcik lokalizacyjny stanowiska Durne Bagno
Fig. 1. Location sketch of the Durne Bagno site



Ryc. 2. Mapa geologiczna (utwory powierzchniowe) Poleskiego Parku Narodowego na podstawie Buraczyński & Wojtanowicz (1981a)
Fig. 2. Geological map (surface deposits) of the Polesie National Park after Buraczyński & Wojtanowicz (1981a)

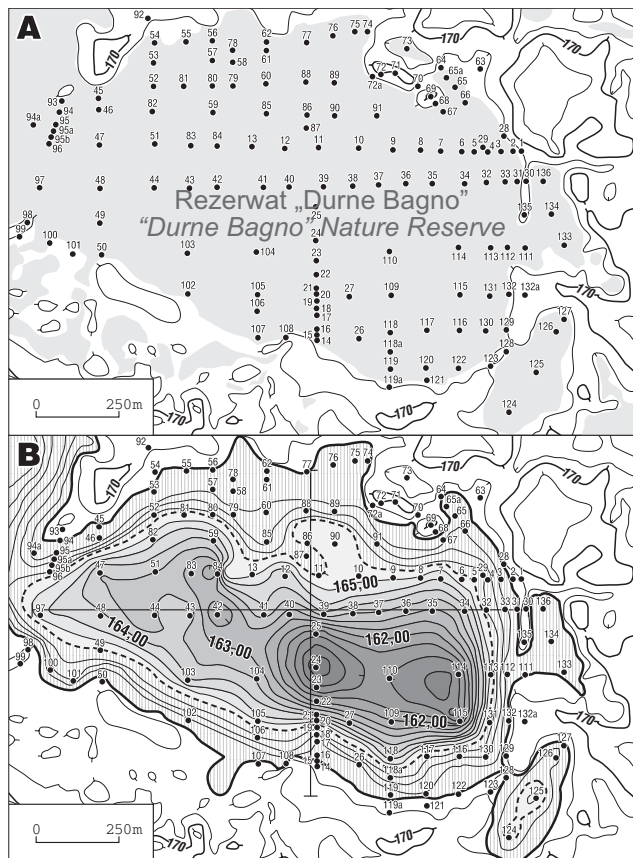
Interpretacja paleośrodowiskowa

Późny glacial. Początek późnoglacialnej sedimentacji zbiornikowej w Durnym Bagnie dokumentowany jest palinologicznie na starszy dryas. Funkcjonował wówczas płytki zbiornik jeziorny (znaczna frekwencja glonów z rodzaju *Pediastrum*), w którego dnie odkładała się gytia ilasta, a następnie glonowa. Wysokie wartości

roślin zielnych w diagramie pyłkowym świadczą o istnieniu bezleśnego krajobrazu z dominacją zbiorowisk turzycowo-mszystych i trawisto-bylicowych. Chłodne warunki w początkowej fazie powstawania zbiornika potwierdza także brak w osadach gatunków fauny Cladocera, o wyższych wymaganiach termicznych (Szerczyńska, 2003). Fazę sukcesywnego wzrostu poziomu wody pod koniec tej chronozony dokumentuje pojawienie się *Bosmina longispina*.

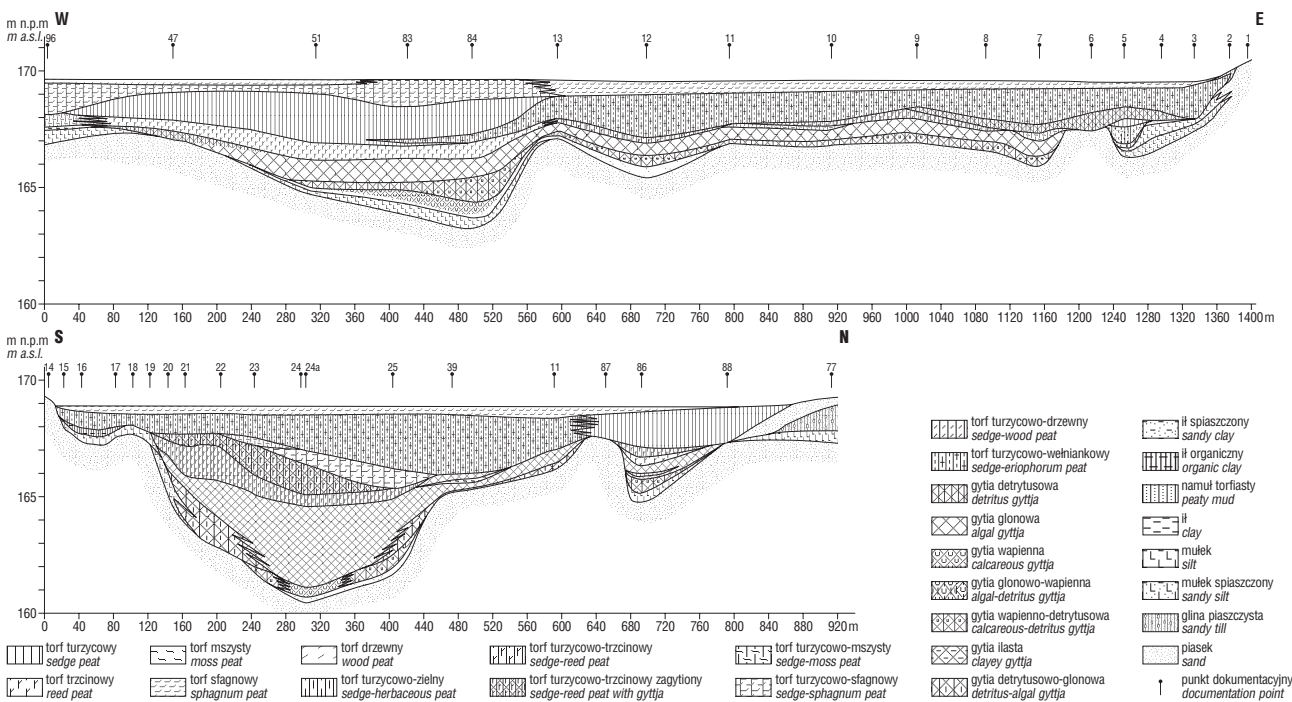
W chronozonie alleröd rozwój lasów z brzozą i sosną oraz redukcja zbiorowisk otwartych w otoczeniu badanego obiektu, a także obecność *Typha latifolia* w strefie szuwaru wskazują na postępujące ocieplenie klimatu. W zbiorniku w tym czasie odkładana jest gytia glonowa. Wzrost liczby gatunków fauny Cladocera, zarówno ze strefy litoralnej, jak i otwartej wody, podkreśla sprzyjające dla jej rozwoju warunki termiczne i może wiązać się z pogłębieniem zbiornika (powolna subsydencja podłoża) w wyniku postępującej degradacji zmarzliny.

W młodszym dryasie następuje dalszy wzrost poziomu wody, gytia akumulowana jest także w płytszych partiach zbiornika (np. na głęb. 380 cm). Spekttra pyłkowe wskazują na znaczne oziębienie klimatu powiązane z rozszerzeniem



Ryc. 3. Stanowisko badawcze Durne Bagno: **A** — rozmieszczenie punktów dokumentacyjnych (wierceń i sondowań) na tle planu hipsometrycznego (wg mapy topograficznej 1 : 10 000); **B** — mapa hipsometryczna podłoża osadów organogenicznych; kolor szary — strefa występowania spągowej gytii; pionowa szrafura — zasięg torfów bez spągowej gytii

Fig. 3. Durne Bagno site: **A** — distribution of documentation points (drillings & probes) on the background of hypsometric sketch (according to the topographic map 1 : 10 000); **B** — hypsometric map of the substratum of organogenic deposits; color grey — area of gyttia occurrence is grey coloured; vertical signature marks peat extent without bottom gyttia



Ryc. 4. Przekroje geologiczne przez osady biogeniczne stanowiska Durne Bagno; lokalizacja na ryc. 3
Fig. 4. Geological cross-sections of biogenic deposits in the Durne Bagno site; location in Fig. 3

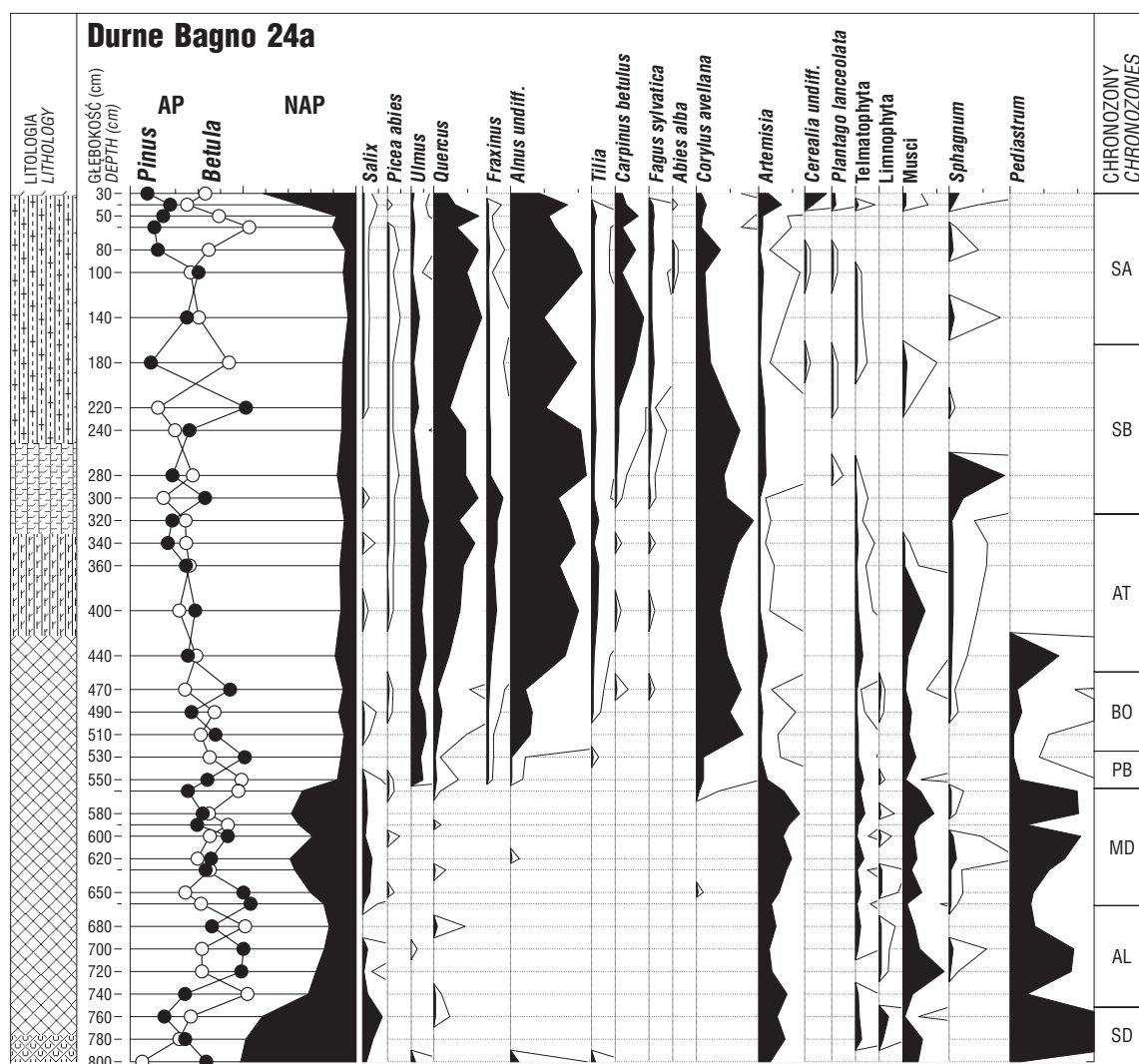
się zbiorowisk trawiasto-bylicowych z udziałem komosowatych oraz zbiorowisk siedlisk wilgotnych turzycowo-mszystych. W faunie Cladocera notuje się zwiększony udział gatunków z grupy „arctic species” (Szeroczyńska, 2003).

Holocen. Ocieplenie z początkiem chronozony preborealnej sprzyjało rozwojowi zbiorowisk leśnych. Początkowo rozwijały się tu lasy brzoźowo-sosnowe, później systematycznie wzrastała rola sosny oraz wiąz, a leszczyny. Pojawiły się także i inne drzewa ciepłolubne, ale nie odgrywały one jeszcze istotnej roli w zbiorowiskach leśnych.

W chronozonie borealnej rozszerzają się zbiorowiska leszczynowe. Leszczyna osiąga pierwsze swoje maksimum. Rozwijają się nadal zbiorowiska wiązowe, wzrasta w lasach udział innych gatunków ciepłolubnych. W zbiorniku maksymalny rozwój osiąga fauna Cladocera (Szeroczyńska, 2003). Wzrost frekwencji Chydoride może wskazywać na istnienie szerokiej strefy litoralnej, związanej z wyższym poziomem wody. Fakt ten, w dalszej sukcesji fauny, zaznaczył się większym udziałem *Bosmina longispina* i *B. coregoni*. Obecność acidofilnej *Allona excisa*, a następnie stopniowy spadek frekwencji fauny Cladocera oznacza zmianę w kierunku dystrofii zbiornika.

W chronozonie atlantyckiej ma miejsce maksymalny rozwój liściastych lasów mieszanych. Wilgotne miejsca opanowały zbiorowiska z wiązem, jesionem oraz olszą. Na siedliskach podtopionych *Alnus* tworzyła zbiorowiska typu olsów. Żyzne i umiarkowanie wilgotne siedliska opanowały *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*. Sosna pozostała na najuboższych siedliskach. Zbiornik wodny Durnego Bagna, który zajmował wówczas obszar o powierzchni ok. 68 ha, powoli zaczyna się wypłycać; w strefie litoralnej postępuje lateralna sukcesja torfów turzycowo-mszystych. Początek tego procesu jest datowany radiowęglowo na 7400 lat BP (Bałaga, 2003). W środkowej, głębszej partii jeziora wyraźne nasilenie splotania następuje ok. 1400 lat później. Przystaje rozwijać się *Pediastrum*, a w faunie Cladocera (głęb. 460–420 cm) przeważają gatunki bytujące w towarzystwie makrofitów oraz gatunki acidofilne. Wtedy to zbiornik wodny Durnego Bagna całkowicie zanika i przechodzi w fazę telmatyczną (sedentacja torfów niskich).

Z początkiem chronozony subborealnej, wyraźny, choć raczej okresowy wzrost udziału zarodników *Sphagnum* podkreśla większy udział mchów torfowców w formowaniu torfowiska. W chronozonie tej znaczącą rolę w krajobrazie nadal odgrywała olsza i dąb, malał zaś udział wiąz, jesionu i lipy. Pojawiły się nowe gatunki drzew: *Carpinus betulus* i *Fagus sylvatica*. Wraz z rozprzestrzenieniem się



Ryc. 5. Uproszczone procentowy diagram pyłkowy osadów torfowiska Durne Bagno
Fig. 5. Simplified percentage pollen diagram of Durne Bagno peat bog sediments

Carpinus spada udział leszczyny w zbiorowiskach leśnych. Z początkiem chronozony zaznacza się także wpływ działalności gospodarczej człowieka na zbiorowiska leśne. W profilu pojawia się pyłek *Plantago lanceolata*, wzrasta też frekwencja *Artemisia*.

W chronozonie subatlantyckiej znaczącą rolę w zbiorowiskach leśnych ma nadal *Alnus*, co świadczy o utrzymaniu się dużego arealu siedlisk okresowo podtopionych, typowych dla olesów. Na siedliskach umiarkowanie wilgotnych pozostawały lasy dębowo-grabowe, przypuszczalnie z bukiem (Bałaga, 1991). Istotna jest także rola brzozy, która w tej chronozonie dominuje (*vide* Bałaga i in., 1992, 2002; Bałaga, 2004). Stopniowo wzrasta udział wskaźników antropogenicznych (obecne są *Cerealia*), jednak zasadniczy ich wzrost jest notowany dopiero w stropowych warstwach torfów, charakteryzujących się większym udziałem mchów torfowców.

Podsumowanie

Zapis zmienności litofacjalnej osadów biogenicznych wypełniających misę Durnego Bagna, uzupełniony o wyniki analiz paleobotanicznych, odzwierciedla zmiany warunków środowiskowych w ostatnich 13 ka BP. W rozwoju geosystemu wyróżnić można dwa zasadnicze etapy - jeziorny oraz bagienno-torfowiskowy — rejestrujące jeden z możliwych scenariuszy ewolucji geosystemów jeziorno-torfowiskowych na Polesiu Lubelskim.

Etap jeziorny, dokumentowany przez 3–4 m serię gytii (glonowej, glonowo-detrytusowej i detrytusowej), odpowiada długiemu interwałowi czasowemu od starszego dryasu do środkowego atlantyku. Osady limniczne były sedymentowane bezpośrednio na mineralnym podłożu: piaskach glacyfluwialnych zlodowacenia odry oraz mułkach jeziorno-rozlewiskowych zlodowacenia wisły. Zmienność facjalna osadów limnicznych wskazuje pośrednio na znaczne fluktuacje warunków hydrologicznych (wahania poziomu wody) w czasie funkcjonowania zbiornika. Znamienne jest natomiast brak w części późnoglacialnej serii biogenicznej warstwy niskich torfów mszystych, typowej dla większości profili jeziornych na Polesiu Lubelskim (Więckowski & Wojciechowski, 1971; Bałaga i in., 1993, 2002). Fakt ten wiązać należy najprawdopodobniej ze specyfiką budowy geologicznej (mięjsza seria glacyfluwialna podścielająca osady biogeniczne, przy braku bezpośredniego związku z krasowiejącym podłożem). Znaczne lecz zarazem powolne pogłębienie zbiornika jeziornego nastąpiło w młodszym dryasie; pro-

ces ten, zapisany jest w osadach akumulacją gytii glonowo-wapiennej w płytszych partiach zbiornika. Systematyczne wypływanie i zarastanie zbiornika rozpoczęło się w chronozonie atlantyckiej (≈7500 lat BP) i trwało ok. 1500 lat.

Etap bagienno-torfowiskowy przypada na ostatnie 6000 lat BP. Związana z nim ok. 4 m warstwa torfów rejestruje dość typową dla torfowisk pojeziornych Polesia sukcesję osadową, od niskich torfów trzcinowo-turzycowych i turzycowo-mszystych, przez przejściowe torfy wełniankowe do wysokich torfów sfagnowych.

Badania częściowo finansowane w ramach projektu badawczego KBN 6PO4E 2517.

Literatura

- BAŁAGA K. 1991 — The development of Lake Łukcze and changes in plant cover of the South-Western part of the Łęczna-Włodawa Lake District in the last 13 000 years. *Acta Palaeobot.*, 30: 77–146.
- BAŁAGA K. 2003 — Hydrological changes in the Lublin Polesie during the Late Glacial and Holocene as reflected in the sequences of lacustrine and mire sediments. *Stud. Quater.*, 19: 37–53.
- BAŁAGA K. 2004 — Changes of vegetation in Lake Perespilno environs (Lublin Polesie) in the Late Glacial and Holocene. *Acta Palaeobot.*, 44: 147–166.
- BAŁAGA 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.
- BAŁAGA K., DOBROWOLSKI R. & RODZIK J. 2002 — Lithostratigraphic record of the development of Lake Karaśne (Lublin Polesie, E Poland). *Limnolog. Rev.*, 2: 5–14.
- BAŁAGA K., PIDEK A. & J. RODZIK J. 1992 — Preliminary studies on vegetational changes since Late Glacial times at the peat bog near Moszne Lake (Lublin Polesie, E Poland). *Verff. Geobot. Inst. ETH, Stiftung Rübel, Zürich*, 107: 319–330.
- BOROWIEC J. 1990 — Torfowiska regionu lubelskiego. PWN.
- BURACZYŃSKI J. & WOJTANOWICZ J. 1981a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000, ark. Orzechów Nowy. *Wyd. Geol.*
- BURACZYŃSKI J. & WOJTANOWICZ J. 1981b — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Orzechów Nowy. *Wyd. Geol.*
- CHAŁUBIŃSKA A. & WILGAT T. 1954 — Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. [W:] *Przew. V Ogólnopolskiego Zjazdu PTG*, Lublin: 3–44.
- PASZEWSKI A. & FIJAŁKOWSKI D. 1971 — Badania botaniczne rezerwatu Durne Bagno koło Włodawy. *Ann. UMCS, C*, 25: 171–196.
- SZEROCZYŃSKA K. 2003 — Cladoceran succession in lakes and peat bogs of Łęczna-Włodawa Lake District. *Limnolog. Rev.*, 3: 235–242.
- TROELS-SMITH J. 1955 — Karakterisering af lose jordarter. *Danmarks Geologiske Undersøgelse IV*, 3.
- WIĘCKOWSKI K. & WOJCIECHOWSKI I. 1971 — Zmiany charakteru limnologicznego jezior sosnowickich. *Wiad. Ekol.*, 17: 239–247.