

Jacek Forysiak

Zapis zmian  
środowiska przyrodniczego  
późnego vistulianu  
i holocenu  
w osadach torfowisk  
regionu łódzkiego

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 99

Jacek Forysiak

Zapis zmian  
środowiska przyrodniczego  
późnego vistulianu  
i holocenu  
w osadach torfowisk  
regionu łódzkiego



Łódź 2012

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

**ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE**

90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11  
tel. 42 66 55 459, fax 42 66 55 464  
<http://www.ltn.lodz.pl/> e-mail: [biuro@ltn.lodz.pl](mailto:biuro@ltn.lodz.pl)  
sprzedaż wydawnictw tel. 42 66 55 448  
księgarnia internetowa <http://sklep.ltn.lodz.pl>

**NACZELNA RADA WYDAWNICZA ŁTN**

Adam S. Gala, Wanda M. Krajewska, Edward Karasiński, Jan Szymczak

**REDAKTOR SERII**

Krystyna Turkowska

**RECENZENCI TOMU**

Sławomir Żurek, Barbara Manikowska

**KOLEGIUM REDAKCYJNE**

Paweł Jokiel, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kożuchowski

**SEKRETARZ REDAKCJI**

Danuta Dzieduszyńska

**KOREKTA JĘZYKOWA**

Ewa Komorowska-Jędrzejczak

**Wydano z pomocą finansową Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego  
oraz Uniwersytetu Łódzkiego**

ISSN 0065-1249

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2012

Wydanie pierwsze, wersja drukowana pierwotna

Projekt okładki: Agnieszka Roman

Skład: Karolina Piechowicz

Druk: [grafix@grafix-poligrafia.pl](mailto:grafix@grafix-poligrafia.pl)

Nakład: 200 egz.

*Jacek Forsyś*

*Katedra Geomorfologii i Paleogeografii  
Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego  
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź*

## **ZAPIS ZMIAN ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO PÓŹNEGO VISTULIANU I HOLOCENU W OSADACH TORFOWISK REGIONU ŁÓDZKIEGO**

### TREŚĆ

Zarys treści.....	7
Wprowadzenie .....	7
Przedmiot badań i problematyka badawcza.....	7
Przegląd klasyfikacji torfowisk oraz aspekt geologiczny i geomorfologiczny w ich badaniach .....	10
Metody badawcze.....	12
Warunki geomorfologiczne i geologiczne torfowisk oraz stan rozpoznania ich wypełnień .....	15
Torfowiska w Dolinie Sieradzkiej.....	16
Torfowisko Bartochów.....	16
Torfowisko Korzeń .....	24
Torfowisko Ługi.....	30
Inne torfowiska Doliny Sieradzkiej.....	35
Torfowiska w Kotlinie Kolskiej .....	36
Torfowisko Czarny Las.....	36
Torfowisko Wilczków.....	42
Torfowisko Ner-Zawada .....	46
Inne torfowiska Kotliny Kolskiej .....	51
Torfowiska na Równinie Łowicko-Błońskiej.....	52
Torfowisko Witów-Silne Błoto .....	52
Torfowisko Polesie.....	56
Torfowisko Kopanicha.....	59
Inne torfowiska Równiny Łowicko-Błońskiej .....	65
Torfowiska na Wysoczyźnie Łaskiej i Wysoczyźnie Łódzkiej .....	66
Torfowisko Mianów .....	66
Torfowisko Rąbień.....	69
Torfowisko Zabieniec .....	77
Inne torfowiska Wysoczyzn Łaskiej i Łódzkiej .....	86
Torfowiska w Kotlinie Szczercowskiej i na Wysoczyźnie Bełchatowskiej .....	86
Torfowiska Chabielice i Parchliny .....	86
Torfowisko Napoleonów .....	88
Inne torfowiska Kotliny Szczercowskiej i Wysoczyzny Bełchatowskiej.....	91
Torfowiska na Równinie Piotrkowskiej .....	93
Torfowisko Bęczkowice.....	93
Inne torfowiska Równiny Piotrkowskiej.....	102
Zróżnicowanie morfogenetyczne torfowisk regionu łódzkiego i jego znaczenie dla przebiegu akumulacji osadów biogenicznych .....	103
Zróżnicowanie genetyczne mis torfowisk regionu łódzkiego.....	103
Etap rozwoju torfowisk w regionie łódzkim.....	106
Torfowiska położone w strefie wysoczyzn, w misach o pochodzeniu glacialnym .....	107
Torfowiska w misach pochodzenia eolicznego .....	108
Torfowiska położone w martwych dolinach .....	109

Torfowiska położone w dnach aktywnych dolin rzecznych.....	111
Zapis zmian środowiska przyrodniczego w osadach torfowisk i ich znaczenie dla paleogeografii regionu łódzkiego w późnym vistulianie i holocenie.....	113
Schyłek górnego plenivistulianu.....	114
Późny vistulian .....	115
Epe (kamion).....	115
Najstarszy dryas .....	119
Bölling.....	121
Starszy dryas .....	122
Alleröd.....	123
Młodszy dryas .....	125
Holocen .....	127
Okres preborealny .....	127
Okres borealny .....	130
Okres atlantycki.....	132
Okres subborealny.....	135
Okres subatlantycki.....	137
Podsumowanie i wnioski końcowe .....	139
Literatura .....	141
Spis ilustracji .....	154
Summary.....	156

## ZARYS TREŚCI

W pracy przedstawiono charakterystykę geologiczną i geomorfologiczną wybranych torfowisk regionu łódzkiego oraz zebrano wyniki badań osadów biogenicznych udokumentowanych w ich misach. Szczegółowymi badaniami objęto szesnaście obiektów. W regionie przeważają torfowiska położone w dolinach, a tylko nieliczne zlokalizowane są w obrębie wysoczyzn. Część położona jest w obniżeniach towarzyszących formom eolicznym.

Misy badanych torfowisk ukształtowały się w późnym vistulianie i holocenie dzięki procesom fluwialnym, eolicznym, stokowym oraz termokrasowym. Udokumentowano także misy o założeniach glacialnych, przekształcone przez wymienione procesy w okresie vistulianu. Miąższość stwierdzonych osadów biogenicznych wyniosła od kilkudziesięciu centymetrów do ponad dwunastu metrów. W przebadanych stanowiskach stwierdzono kilka rodzajów gytii oraz gatunków torfów. Osady z wybranych stanowisk poddano analizom paleoekologicznym, geochemicznym oraz datowaniom bezwzględny.

Warunki geomorfologiczne i budowa geologiczna pozwoliły na określenie genezy obniżen w których występują torfowiska. Wydzielono cztery grupy mis: położone w strefie wysoczyzn (o pochodzeniu glacialnym), misy o pochodzeniu eolicznym, misy położone w martwych dolinach oraz misy położone w dnach aktywnych dolin rzecznych. Dla każdej z wydzielonych grup zaproponowano schemat rozwoju zbiornika (jeziornego i/lub torfowiskowego) od powstania do współczesnego etapu przekształceń antropogenicznych, którym podlegają wszystkie badane torfowiska regionu.

Na podstawie zbadanych osadów biogenicznych wykonano opis zmian środowiska przyrodniczego regionu łódzkiego w ciągu ostatnich kilkunastu tysięcy lat. Najstarsze stwierdzone osady zostały złożone w schyłku górnego plenivistulianu, w misie torfowiska Żabieniec. Torfowisko to – jako jedyne z badanych stanowisk – posiada ciągły zapis zmian środowiska aż do współczesności. Późny vistulian reprezentują osady jeziorne lub torfy, zalegające w misach niemal wszystkich zbadanych torfowisk. W dwóch misach stwierdzono osady zaliczone do ocieplenia epe. W najstarszym dryasie powstały kolejne zbiorniki akumulacji biogenicznej, zarówno w otoczeniu form eolicznych, jak i w dolinach rzecznych. W większości osadów udokumentowano zapis zmian klimatycznych, paleohydrologicznych böllingu i allerödu oraz młodszego dryasu. Nowe dane holocenu uzyskano w osadach biogenicznych ze stanowisk położonych we wszystkich wyróżnionych grupach mis torfowisk. Tylko w kilku obiektach zapis ten był ciągły, zaś w pozostałych – sedimentacja torfu była przerywana. Ponowny rozwój torfowisk nastąpił na końcu okresu subborealnego i w okresie subatlantyckim. Wszystkie z badanych torfowisk zostały przekształcone w wyniku działalności gospodarczej, zaś funkcjonujące w nich współcześnie zbiorniki torfotwórcze często zajmują obszary poeksploatacyjne.

**Słowa kluczowe:** Polska środkowa, geologia i geomorfologia torfowisk, telmatologia, paleogeografia, paleoekologia

## WPROWADZENIE

### PRZEDMIOT BADAŃ I PROBLEMATYKA BADAWCZA

Torfowiska są obiektami badań naukowych wielu dyscyplin nauk przyrodniczych, jak również rolniczych i medycznych. Stanowią także przedmiot działalności gospodarczej. Stąd wynika ich odmienne postrzeganie i definiowanie. Torfowiska są jednym z rodzajów obszarów podmokłych, jakie można spotkać we współczesnym środowisku. Kryteria pozwalające na ich rozróżnienie są na ogół precyzyjnie określone (m.in. Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1993; Tobolski 2000; Charman 2002; Rydin, Jeglum 2006). Torfowiskiem określa się mokradło stałe (torfotwórcze), gdzie poziom wody z reguły utrzymuje się wyżej niż pół metra poniżej powierzchni terenu, w odróżnieniu od mokradeł nietorfotwórczych (okre-

sowych), w których dochodzi do większego obniżania się poziomu wody (m.in. Żurek, Tomaszewicz 1989; Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1993). Z paleoekologicznego punktu widzenia torfowiskiem nazywa się obszar na którym, dzięki wysokiemu położeniu poziomu wody, rozwija się roślinność torfotwórcza i następuje przyrost masy biogenicznej, a miąższość odłożonej warstwy torfu osiąga co najmniej 30 cm (Tobolski 2000). Sformułowania mokradło lub bagno (używane w niniejszej pracy) mają najszerszy zakres znaczeniowy – ujmują całość obszarów o wysokim poziomie wody gruntowej.

Torfowiska i zbiorniki jeziorne – wraz z ich misami oraz wypełniającymi je osadami

biogenicznymi – zalicza się do najważniejszych źródeł informacji na temat przemian środowiska przyrodniczego i jego współczesnego stanu. Osady takie traktować można jako archiwum rejestrujące i konserwujące efekty procesów zachodzących na torfowisku lub w jeziorze oraz w jego otoczeniu (Tobolski 2000, 2005a). Zdolność archiwizowania cech środowiska wynika ze stałego przyrastania torfów i osadów jeziornych, a także ze swoistych warunków fizykochemicznych, zapewniających ich długotrwałą konserwację. Kopalne osady biogeniczne stanowią jedną z podstaw stratygrafii kenozoiku, jak też jego paleogeografii i paleoekologii.

Większość funkcjonujących współcześnie torfowisk oraz złóż utworów biogenicznych reprezentuje złożony mechanizm rozwoju, w którym występowały fazy jeziorne oraz torfowiskowe. Geosystemy jeziorno-torfowiskowe są jednymi z najważniejszych elementów współczesnej georóżnorodności w niżowej części Europy. Mimo znacznego przekształcenia w ciągu ostatnich kilkuset lat nadal stanowią one obszary bardzo cenne przyrodniczo.

Specyfika jeziorno-torfowiskowych środowisk sedymentacyjnych polega na względnie stałym przyroście utworów biogenicznych. Na dnach jezior odkładają się szczątki organizmów, które żyły w zbiorniku (pochodzenie autochtoniczne), albo zostały dostarczone spoza jeziora w wyniku transportu eolicznego, fluwialnego czy stokowego (pochodzenie alochtoniczne) (Tobolski 2000, 2005a, b). W strefach brzeżnych jezior (środowisko telmatyczne) oraz w torfowiskach (środowisko terrystryczne) zachodzi proces sedentacji (przyrostu) autochtonicznej materii roślinnej (Tobolski 2000), w której mogą znaleźć się także fragmenty pochodzenia alochtonicznego – zarówno szczątki organiczne, jak i mineralne, dostarczone spoza siedliska. Geneza i rozwój zbiorników jeziorno-torfowiskowych uzależnione są od wielu czynników: geologicznych, geomorfologicznych, klimatycznych, hydrologicznych, botanicznych oraz antropogenicznych (m.in. Gałkina 1959; Charman 2002). Tak więc badania współczesnych geosystemów limniczno-paludycznych, w tym także występujących w nich osadów biogenicznych, prowadzone są przez badaczy reprezentujących odmienne dziedziny wiedzy. Czyni to jeziora i torfowiska przedmiotem wielokierunkowych badań interdyscyplinarnych, umożliwiających

rekonstrukcje dawnych warunków środowiska oraz określenie zależności pomiędzy poszczególnymi czynnikami i komponentami (biotycznymi oraz abiotycznymi). Stąd też niezwykle istotne są działania na rzecz zachowania stanu naturalnego i powstrzymania degradacji tych bardzo wrażliwych na zmiany obiektów.

Historia badań obszarów torfowiskowych dotyczy przede wszystkim współczesnego funkcjonowania torfowisk – analizy ich szaty roślinnej, świata zwierzęcego, jak również hydrologii, czy przydatności dla gospodarczego wykorzystania i jego wpływu na warunki ekologiczne. Osady biogeniczne występujące w obrębie torfowisk poddawane są badaniom paleoekologicznym, geochemicznym, archeologicznym i surowcowym (Tobolski 2000; Charman 2002; Ilnicki 2002; Rydin, Jeglum 2006; Strack 2008 i inne). Za podstawowe dla powstania i rozwoju torfowiska uważa się warunki klimatyczne, zapewniające właściwe cechy termiczne i wilgotnościowe środowiska. Kształtują one bilans wodny danego obszaru, a więc w konsekwencji warunki siedliskowe dla rozwoju zbiorników torfotwórczych (por. m.in. Oświt, Żurek 1971; Kac 1975; Succow 1988; Tobolski 2000; Charman 2002; Rydin, Jeglum 2006). O bilansie wodnym decydują także warunki hydrologiczne: ułożenie poziomów wodonośnych na zabagnianym terenie oraz drogi zasilania torfowisk czy ewentualnego odpływu z ich obszaru (Dunajew 1953; Sergejev 1954; Ejtmanaviciuš 1972). Rozmieszczenie i typologia torfowisk w obrębie poszczególnych stref klimatyczno-roślinnych wykazują znaczne zróżnicowanie (Żurek 1987; Charman 2002). W dużym stopniu wynika ono z uwarunkowań geologicznych i rzeźby obszarów, na jakich powstają torfowiska, lecz tylko nieliczni badacze podkreślają ich znaczenie (m.in. Tiuremnov, Vinogradova 1953; Tamošaitis 1965; Żurek 1982, 1989, 1990a, 1995, 2011; Tobolski 2000, 2005a; Okruszko i in. 2001; Charman 2002).

Warunki geologiczne torfowiska rozumiane są w dwojaki sposób. Po pierwsze jako budowa geologiczna misy torfowiska i jej otoczenia. Powierzchniowa budowa geologiczna ma decydujące znaczenie dla sposobu zasilania wodnego, utrzymywania się odpowiedniego poziomu wody oraz jej cech chemicznych. Drugie znaczenie pojęcia geologii torfowisk to określenie struktury i litologicznych cech osadów budujących złożę osadów biogenicznych

oraz występujących często w jego obrębie osadów mineralnych. Rozpoznanie budowy geologicznej torfowiska pozwala określić charakter tych osadów, opisać środowisko ich depozycji oraz ocenić, w jakim zakresie obiekt można traktować jako archiwum zmian paleoekologicznych. Osady badane z wykorzystaniem zespołu analiz paleobotanicznych, paleozoologicznych czy geochemicznych pozwalają na odtworzenie warunków środowiska, panujących w okresie funkcjonowania zbiornika (m.in. Berglund 1986; Lowe, Walker 1997; Tobolski 2000).

Warunki geomorfologiczne torfowiska definiowane są na dwa sposoby. Po pierwsze jako ukształtowanie i geneza mis torfowisk lub jezior oraz form rzeźby terenu, w jakich się znajdują, a także jako charakter rzeźby bezpośredniego otoczenia tych zagłębień. Po drugie – jako ukształtowanie powierzchni zbudowanej z torfu – jej cechy morfologiczne i morfometryczne (m.in. Charman 2002). W ramach kartowania geomorfologicznego dla obszarów pokrytych torfami najczęściej stosowane jest pojęcie równina torfowa (por. Instrukcja opracowania i wydania... 1996). Dominujące w środkowej Polsce torfowiska niskie cechują się niemal płaskimi powierzchniami, które w sposób naturalny ukształtowane zostały jako lekko wklęsłe. Ponadto wykazują zwykle niewielki spadek podłużny. Powierzchnia torfowiska układa się inaczej niż otwarta, płaska powierzchnia toni wodnej jeziora. W przypadku torfowiska nawiązuje ona do ułożenia zwierciadła wód zasilających: gruntowych, rzecznych lub opadowych (Iwanow 1973, 1975; Ingram 1983). Torfowisko jest też w stanie egzystować i wzrastać ponad powierzchnię otaczającą, tworząc kopuły (np. torfowiska źródłiskowe czy wysokie – torfowiska ombrogeniczne). Charakter geomorfologiczny powierzchni torfowiska informuje także o jego przekształceniu antropogenicznym, nawet jeśli nie zdradzają tego cechy hydrologiczne czy florystyczne.

\* \* \*

Składam podziękowania Panu Profesorowi Sławomirowi Żurkowi za inspirację do podjęcia problematyki telmatologicznej, a także za pomoc w trakcie realizacji prac terenowych i laboratoryjnych oraz możliwość wykorzystania wyników uzyskanych w ramach wyżej wymienionych projektów badawczych. Ser-

W ramach niniejszej pracy badaniami objęto torfowiska regionu łódzkiego, w obrębie których współcześnie zachodzą procesy torfotwórcze. Nie uwzględniono złóż kopalnych – pominięto stosunkowo liczne stanowiska położone głównie w dolinach rzecznych, gdzie późnovistuliańskie lub holocenijskie torfy występują pod przykryciem osadów mineralnych. Omówiono uwarunkowania geologiczne i geomorfologiczne współczesnych torfowisk regionu łódzkiego. Wykazano ich wpływ na rozwój wybranych torfowisk, a co za tym idzie – na cechy zawartego w nich materiału organiczno-mineralnego. Wyniki badań pozwoliły odtworzyć zmiany komponentów środowiska naturalnego w trakcie funkcjonowania badanych zbiorników akumulacji biogenicznej, dając podstawy do rekonstrukcji paleogeograficznych opisywanego obszaru.

Podstawą syntezy były: analiza prac publikowanych, wyniki badań geologicznych i geomorfologicznych autora oraz wyniki analiz paleoekologicznych uzyskanych w ramach prowadzonych w ciągu ostatnich siedmiu lat zespołowych projektów badawczych: „Zmiany środowiska przyrodniczego Wzniesień Łódzkich w vistulianie i holocenie w świetle interdyscyplinarnych badań paleoekologicznych torfowiska Żabieniec” (2 PO4E 022 28 w latach 2005–2008, kierownik – J. Forysiak), „Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa i wpływ aktywności ludzkiej na elementy środowiska przyrodniczego w dolinie środkowego Neru” (1 H01H 02530 w latach 2006–2008, kierownik – P. Kittel), „Antropogeniczne przekształcenia szaty roślinnej torfowisk doliny Warty w sąsiedztwie Zbiornika Jeziorsko” (N N305 3125 32 w latach 2007-2010, kierownik – B. Woźniak) oraz „Geneza i ewolucja torfowisk dolinowych środkowej Polski i ich antropogeniczne przekształcenia” (N N306 276735 w latach 2008–2011, kierownik – J. Forysiak), a także badań własnych i statutowych Katedry Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Łódzkiego.

decznie dziękuję również za wnikliwe uwagi do tekstu niniejszej pracy.

Słowa podziękowania kieruję do Pani Doktor Mileny Obremskiej za możliwość skorzystania z niepublikowanych wyników analiz palinologicznych i wyrażenie zgody na umieszczenie w pracy uproszczonych diagramów pył-



kowych. Panu Magistrowi Danielowi Okupnemu dziękuję za wykonanie laboratoryjnych oznaczeń cech osadów mineralnych i biogenicznych oraz pomoc w pracach terenowych. Kierownikom i wykonawcom projektów badawczych, w ramach których badane były torfowiska regionu łódzkiego, dziękuję za owocną współpracę i udział w dyskusjach roboczych. Wyrazy wdzięczności kieruję do Państwa: Magister Zofii Balwierz, Profesora Ryszarda Borówki, Doktor Anny Cedro, Doktor Danuty Dzieduszyńskiej, Profesora Marka Klossa, Doktora Piotra Kittela, Profesora Leszka Kucharskiego, Profesora Mariusza Lamentowicza, Doktor Doroty Michalskiej-Hejduk, Doktora Dominika Pawłowskiego, Doktor Joanny Pete-

ra-Zganiacz, Doktora Mateusza Płóciennika, Profesora Juliusza Twardego, Profesora Andrzeja Witkowskiego, Doktor Beaty Woziwoły, Doktora Macieja Ziułkiewicza i Profesor Joanny Żelaznej-Wieczorek.

Pani Profesor Krystynie Turkowskiej dziękuję za życzliwe uwagi merytoryczne i redakcyjne, które wpłynęły na ostateczny kształt pracy, a także za wspieranie realizacji badań torfowisk oraz dyskusje terenowe i kameralne.

Dziękuję Jakubowi Forysiakowi za graficzne i cyfrowe wykonanie ilustracji. Za cierpliwość i wyrozumiałość dla czasochłonnych prac nad publikacją dziękuję również Moim Najbliższym.

## PRZEGLĄD KLASYFIKACJI TORFOWISK ORAZ ASPEKT GEOLOGICZNY I GEOMORFOLOGICZNY W ICH BADANIACH

Badania prowadzone w ostatnim stuleciu na torfowiskach Europy pozwoliły na rozpoznanie ich zróżnicowania oraz poznanie mechanizmów ich funkcjonowania. Dało to podstawę do wypracowania szeregu klasyfikacji torfowisk, opartych na różnorodnych kryteriach. Obecnie najczęściej stosowanym w publikacjach jest tradycyjny podział torfowisk na wysokie, przejściowe i niskie. Klasyfikacja odnosi się głównie do hydrologii torfowisk (sposobów zasilania), mającej odbicie w ekologii obiektów oraz litologii deponowanych osadów. W literaturze polskiej podział ten został w pełni opisany przez Kulczyńskiego (1939, 1940), który rozwinął twórczo prace Webera (1908) i Oswalda (1925). Klasyfikacja ta może być określana jako ekologiczna (Tobolski 2000), ponieważ uwzględnia fizjonomię, genezę i różnice fitocenotyczne wśród torfowisk. Mimo jej morfologicznego wydźwięku, nie ma ścisłego związku z geomorfologicznym położeniem torfowisk, choć odnosi się pośrednio do kształtu powierzchni torfowiska. Kulczyński (1939) akcentował też pewne przestrzenne uporządkowanie, widząc torfowiska niskie w strefach osiowych dolin, w pobliżu cieków, zaś wysokie – w strefach wododziałów. Często stosowana w polskim piśmiennictwie jest inna klasyfikacja ekologiczna (także oparta na sposobach zasilania mokradel), zaproponowana przez von Posta i Granlunda, a zmodyfikowana przez Okruszko i współpracowników (m.in. Okruszko 1983, 1992;

Żurek 1990b; Dembek, Oświt 1992; Okruszko, Oświt 1992; Kloss 1993). Dzieli ona torfowiska na: fluwiogeniczne (zasilane częściowo wodami rzecznyymi), soligeniczne (zasilane płytkimi wodami podziemnymi, spływającymi z pewnym nachyleniem), topogeniczne (zasilane wodami podziemnymi o płaskim poziomie) i ombrogeniczne (zasilane wodami opadowymi). Propozycja ta zawiera typy niższego rzędu; czytelny jest w niej również aspekt geomorfologiczny (znaczenie doliny rzecznej, stoków czy form bezodpływowych), jak też geologiczny (znaczenie litologii i przepuszczalności skał). Uwarunkowania geologiczne i geomorfologiczne są podkreślone również na syntetycznym diagramie układów torfowisk (Dembek, Oświt 1992), zróżnicowanych według podanej powyżej klasyfikacji. Kolejne propozycje klasyfikacji torfowisk dają prymat warunkom hydrologicznym, podkreślając jednak znaczenie podłoża geologicznego. Podział torfowisk według Langa (1994) oparty jest na kryteriach hydrologiczno-geomorfologicznych. Zawiera trzy typy torfowisk: łądowiejących zbiorników wodnych; paludyfikacyjne (powstające na podłożu mineralnym) oraz źródłiskowe (rozwijające się w strefach bezpośrednich wypływów wód podziemnych). Bardziej wyczerpująca jest propozycja Succowa (1988; Succow, Joosten 2001), wydzielająca osiem typów torfowisk na podstawie genetyczno-hydrologicznego ich zróżnicowania. Badacz podkreślił w niej prymat krążenia wody nad

budową geologiczną i geomorfologią. Kolejne typologie torfowisk prezentowane są też w innych pracach dotyczących torfowisk Europy i Polski (m.in. Tołpa 1949; Żurek 1987; Charman 2002; Rydin, Jeglum 2006). Są wśród nich także klasyfikacje fitocenotyczne, stosowane przez botaników (Tołpa i in. 1971; Jasnowski 1975; Kac 1975). Ciekawą propozycją jest klasyfikacja Steinera (por. Tobolski 2000), która opiera się jednak na zróżnicowaniu torfowisk austriackich, a więc kształtowanych w zasadniczo odmiennych warunkach geomorfologicznych i geologicznych aniżeli torfowiska z obszaru środkowej Polski.

Na większą uwagę zasługują propozycje klasyfikacji, bezpośrednio wynikające z kryteriów geomorfologicznych, osadzone w określonych warunkach geologicznych Niżu Środkowoeuropejskiego. Starszą z nich jest propozycja genetycznej klasyfikacji mis mokradłowych (torfowisk) Tamošaitisa (1965), oparta na rozpoznanych obiektach terenu Litwy i rozwijana w dalszych jego pracach. Autor ten dokonał podziału wspomnianych zagłębień na sześć typów genetycznych: glacialny, fluwiogeniczny, limnogeniczny, morski, wód podziemnych i eologeniczny (związany z procesami eolicznymi). Wskazał wśród nich dziesięć podtypów występujących na terenie Litwy i wydzielił dwadzieścia rodzajów morfogenetycznych mis mokradel (torfowisk). Pomimo, iż obszar Litwy w znacznym stopniu położony jest w obrębie strefy młodoglacjalnej, to klasyfikacja Tamošaitisa (1965) ujmuje także w dużym stopniu zmienność mis torfowiskowych strefy staroglacjalnej. Druga z koncepcji różnicowania mokradel, kładąca nacisk na formy rzeźby, była wielokrotnie podnoszona przez Żurka (m.in. 1987, 1990a, 1991, 2005, 2009, 2011). Zdaniem badacza warunki wodne torfowisk zależą od morfologii form, w jakich występują oraz litologii osadów budujących ich podłoże i obszar zlewni. Ich zróżnicowanie pozwoliło na wydzielenie kilku typów rzeźby warunkujących swoiste rodzaje zasilania torfowisk (Żurek 1990a, 2011). Należą do nich: doliny przepływowe o fluwiogenicznym typie zasilania, doliny dopływowo-przepływowe o fluwiogeniczno-soligenicznym typie zasilania, kotliny i zagłębienia wielkopromienne o soligeniczno-topogenicznym typie zasilania, zagłębienia odpływowe o topogenicznym typie zasilania, zagłębienia bezodpływowe o ombrogenicznym typie zasilania. Wśród wymienio-

nych typów wyróżniono kilkanaście wariantów, zależnie od litologii osadów. Podział oparto na przykładach zbadanych mokradel w północno-wschodniej i środkowej Polsce (Żurek 1990a). Na podkreślenie zasługuje fakt zwrócenia uwagi przez badaczy Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych na znaczenie ukształtowania terenu i jego budowy geologicznej dla rozwoju torfowisk (m.in. Dembek 2000; Okruszko i in. 2001; Rycharski, Piórkowski 2001). Wpływ warunków geologicznych i rzeźby terenu na zróżnicowanie siedlisk hydrogenicznych w strefie staroglacjalnej został opisany między innymi na przykładzie torfowiska Całowanie (Oświt, Dembek 2001), będącego obiektem rozległych i wielokierunkowych prac badawczych (Dąbrowski 1981; Baraniecka 1982; Schild 1982; Żurek 1990a; Schild i in. 1999).

Wspomniane powyżej prace dotyczą torfowisk położonych w strefie staroglacjalnej. W badaniach torfowisk innych części Polski aspekt geologiczny i geomorfologiczny podnoszony był częściej. W obszarze młodoglacjalnym rozwój torfowisk wykazuje silny związek z formami polodowcowymi oraz osadami glacialnymi, co udokumentowano w licznych publikacjach (m.in. Więckowski 1978; Nowaczyk 2006; Tobolski 2006a, b). Na obszarze Polesia Lubelskiego, leżącego na przedpolu pasa wyżyn, odsetek mokradel jest znaczny i wynika w dużym stopniu z litologii podłoża, a rola czynników geomorfologicznych i geologicznych dla funkcjonowania torfowisk tego obszaru była często podkreślana (m.in. Wilgat 1954, 1991; Wojtanowicz 1994; Bałaga i in. 1983, 1995; Dobrowolski 2006; Dobrowolski i in. 2010). W pasie wyżyn badania geologiczne i geomorfologiczne torfowisk prowadzono w regionie świętokrzyskim (m.in. Żurek 2001; Sołtysik 2002), gdzie poza czynnikami litologicznymi bardzo ważna jest tektonika podłoża. Podobnie odległe problemowo od badanych torfowisk okolic Łodzi są uwarunkowania geologiczne i geomorfologiczne torfowisk górskich w Polsce (m.in. Łajczak 2006, 2007; Margielewski 2006).

Biorąc pod uwagę najczęściej stosowaną, czyli ekologiczną klasyfikację torfowisk, większość badanych przykładów z regionu łódzkiego zaliczyć należy do torfowisk niskich, co jest zgodne ze strefowym układem torfowisk Europy (m.in. Żurek 1987, 1994). Torfowiska przejściowe i wysokie są na obszarze badanego

regionu bardzo rzadkie (Żurek 1987; Jasnowski i in. 1994). Torfowiska regionu łódzkiego nie były dotychczas przedmiotem szerzej zakrojonych i kompleksowych badań telmatologicznych. Stosunkowo liczne obiekty objęto badaniami botanicznymi (m.in. Hereźniak 1972; Krzywański 1974; Mamiński 1986, 1987; Kucharski 1998, 2011; Kucharski, Pisarek 2001; Michalska-Hejduk, Forysiak 2004; Kucharski, Kloss 2005; Michalska-Hejduk, Woziwoda 2008; Michalska-Hejduk, Kopec 2010). Część torfowisk objęta została rozpoznaniem litologicznym złóż torfów (dokumentacje wstępne). Wykazały one, że pomimo znacznego odsetka zajmowanej powierzchni, nie ma na badanym obszarze istotnych, z gospodarczego punktu widzenia, złóż. Także kartowanie geologiczne do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 nie wniosło dużego wkładu w rozpoznanie geologiczne torfowisk, choć w przypadku niektórych arkuszy mapy uzyskano cenne informacje geologiczne i paleoekologiczne. W ocenie stanu badań geologicznych, geomorfologicznych i paleobotanicznych torfowisk regionu łódzkiego wykonanych do końca XX w. (Forysiak 2009) wskazano jedynie 8 obiektów, z których wyniki badań zostały opublikowane (głównie analizy paleobotaniczne). Prace wykonywano zazwyczaj w ramach badań archeologicznych, regionalnych prac geologicznych lub kartowa-

nia geologicznego. Pomijanie badań torfowisk w regionie mogło wynikać także z profilu badawczego łódzkiego ośrodka geomorfologicznego. Realizowano przede wszystkim badania nad vistuliańską morfogenezą peryglacialną, warciańską morfogenezą glacialną czy interglacialną (eemską), zaś problematyka paleogeografii i paleoekologii holocenu miała podrzędne znaczenie (por. Forysiak, Twardy 2010). Inną przyczyną mogła być, stwierdzana w zbadanych stanowiskach, fragmentaryczność zapisu zdarzeń późnego vistulianu i holocenu (Twardy 2009). W syntetycznych pracach przedstawiających zmiany szaty roślinnej Polski w holocenie region łódzki reprezentowały jedynie stanowiska Witów i Napoleonów (Ralska-Jasiewiczowa i in. 2004). W latach 2001–2002 podjęto badania geologiczne torfowiska Żabieniec, które ukazały zaskakująco miększe wypełnienie zbiornika, a ekspertyza palinologiczna wskazała możliwość istnienia zapisu zdarzeń całego holocenu i późnego vistulianu (Balwierz i in. 2002). Wstępne wyniki stały się inspiracją dla podjęcia szczegółowych prac geologicznych (Forysiak, Twardy 2006a) i wielokierunkowych badań paleoekologicznych w tym stanowisku (m.in. Balwierz i in. 2009b; Lamentowicz i in. 2009; Twardy i in. 2010). Równocześnie zapoczątkowano badania o podobnym zakresie w innych obiektach torfowiskowych regionu łódzkiego.

## METODY BADAWCZE

Prezentowane w niniejszej pracy wyniki badań geomorfologicznych, geologicznych i paleoekologicznych torfowisk regionu łódzkiego są efektem prac prowadzonych na przestrzeni ostatnich kilkudziesięciu lat. Opis części stanowisk oparto wyłącznie na materiale publikowanym (stanowiska: Witów-Silne Błoto, Chabielice i Parchliny oraz Napoleonów), a zakres wykonanych prac i metody badawcze odbiegały na ogół od zastosowanych na obiektach analizowanych w okresie ostatnich kilku lat. Dla kolejnych trzech stanowisk badanych w drugiej połowie XX wieku wykonano nowe sondowania geologiczne, uzyskując rdzenie do analiz paleoekologicznych (stanowiska: Bartochów, Rąbień, Wilczków). Większość zbadanych torfowisk objęta była pracami w ramach wymienionych wcześniej projektów finansowa-

nych z budżetu państwa, z zakresem prac terenowych, laboratoryjnych i kameralnych, ustalonym na etapie planowania, w trakcie realizacji nieco tylko rozszerzonym. Przyjęta metodyka tych prac nawiązuje do publikowanych badań w zakresie geomorfologii i geologii czwartorzędu, telmatologii i paleoekologii. Wykonane analizy torfowisk zaliczyć można do trzech etapów badawczych: terenowego, laboratoryjnego i kameralnego, a zastosowany wachlarz analiz oraz badanych stanowisk spowodował konieczność równoległego prowadzenia prac na kilku stanowiskach. Poniżej wymieniono zakres przeprowadzonych prac (wraz z krótkimi komentarzami metodycznymi).

### **Prace terenowe** objęły:

– dokumentację budowy geologicznej torfowisk i ich otoczenia – wykonane dzięki zastosowaniu sprzętu ręcznego (sonda Edelma-

na typu kombi), sond mechanicznych (poza obszarami torfowisk) oraz opisy odsłoneń; lokalizację punktów dokumentacyjnych wykonywano na podkładach map topograficznych 1:10 000 oraz z użyciem odbiornika GPS

– dokumentację miąższości osadów biogenicznych – sondowanie za pomocą próbnika żłobkowego i laski torfowej, ustalając położenie punktów za pomocą odbiornika GPS lub ciągów tachymetrycznych i busolowych

– pobór rdzeni utworów biogenicznych – dla części stanowisk główne rdzenie uzyskano sondą Więckowskiego (własność: IGiPZ PAN Toruń) (Żabieniec, Wilczków, Rąbień), zaś inne pobierano sondą typu Instorf firmy Ejkelkamp, stosując zalecane sposoby poboru (por. Tobolski 2000; Żurek 2010)

– opis litogenetyczny utworów biogenicznych – wykonany głównie w terenie; rozróżniono osady jeziorne oraz torfy niskie, zielne, mszyste, drzewne oraz mszarne; w części stanowisk uzupełniająco zastosowano niegenetyczny system Troels-Smitha (m.in. Tobolski 2000; Żurek 2010); główne rdzenie badawcze opisano w laboratorium – dla nich określono typy, rodzaje i gatunki torfu oraz osadów jeziornych

– oznaczenie w terenie stopnia rozkładu torfu – na podstawie powszechnie stosowanego kryterium dziesięciostopniowej stopniowej skali wg von Posta (por. Tobolski 2000; Żurek 2010).

Zabezpieczone w terenie rdzenie opróbowano na potrzeby zaplanowanych analiz ze wskazaną przez specjalistów rozdzielczością co 5 cm, a w części profili także co 2,5 cm lub gęściej (w przypadkach dużej zmienności litologicznej).

**Prace laboratoryjne** miały na celu oznaczenie podstawowych cech fizykochemicznych utworów, jak też przygotowanie materiału do analiz specjalistycznych. W zakresie analiz fizykochemicznych wykonano:

– oznaczenia strat na prażeniu – rozumianych jako zawartość substancji organicznej w utworach biogenicznych (prażenie w temperaturze 550 °C)

– oznaczenia zawartości węglanu wapnia – w osadach biogenicznych i mineralnych zawartość oznaczono metodą objętościową Scheiblera (Turski 1986)

– analizy uziarnienia osadów mineralnych – materiał pobrano z podłoża oraz otoczenia torfowisk; badanie wykonano metodą sito-

wą na sucho (z użyciem zestawu firmy Fritsch) oraz metodą areometryczną (Turski 1986)

– analizy obróbki ziaren kwarcu – wykonano pod binokulem metodą Cailleux w modyfikacji Manikowskiej (1993).

Spośród specjalistycznych analiz paleoekologicznych dla uzyskanego materiału z badanych torfowisk wykonano następujące prace (w różnym zakresie dla różnych obiektów i profili):

– analizę litologii i typologii utworów biogenicznych

– analizę makroszczałków roślinnych

– analizę pyłkową

– analizę wioślarek

– analizę okrzemek

– analizę muchówek

– analizę ameb skorupkowych

– analizę składu chemicznego osadów (geochemiczna)

– datowania osadów metodą radiowęglową (scentylacyjna oraz AMS); podano wyniki kalibracji wykonanej przez autorów oznaczenia lub kalibrowano za pomocą dostępnych krzywych (Walanus, Goslar 2009); dla torfowiska Żabieniec podstawę dla określania wieku stanowiła krzywa wiek/głębokość (Lamentowicz i in. 2009).

**Prace kameralne.** We wstępnym etapie, poprzedzającym prace terenowe, wykonano analizy materiałów archiwalnych oraz dostępnych obrazów kartograficznych. W ramach prac końcowych, na bazie wykonanych prac terenowych i laboratoryjnych oraz publikowanych bądź niepublikowanych (wstępnych) wyników analiz specjalistycznych, dokonano zestawień prezentujących:

– wyniki terenowych badań geomorfologicznych i geologicznych – w formie szkiców geologicznych powierzchniowych, szkiców miąższości osadów biogenicznych, szkiców geomorfologicznych oraz przekrojów geologicznych

– wyniki oznaczeń podstawowych parametrów fizykochemicznych utworów (odczyn, konduktywność, zawartość węglanów, zawartość substancji mineralnej i organicznej, stopień rozkładu); zestawiono je w postaci wykresów, uzupełnionych danymi litologicznymi oraz wynikami oznaczeń wieku radiowęglowego

– wyniki specjalistycznych analiz paleoekologicznych – w postaci diagramów ilościowych; dla części stanowisk wykonano jedynie

uproszczone zestawienia, ukazujące zakres prac lub prezentujące wybrane wyniki

– modele rozwoju zbiorników akumulacji biogenicznej – oparte wyłącznie na danych z torfowisk regionu łódzkiego, mające charakter hipotezy badawczej, która powinna zostać zweryfikowana na innych obszarach.

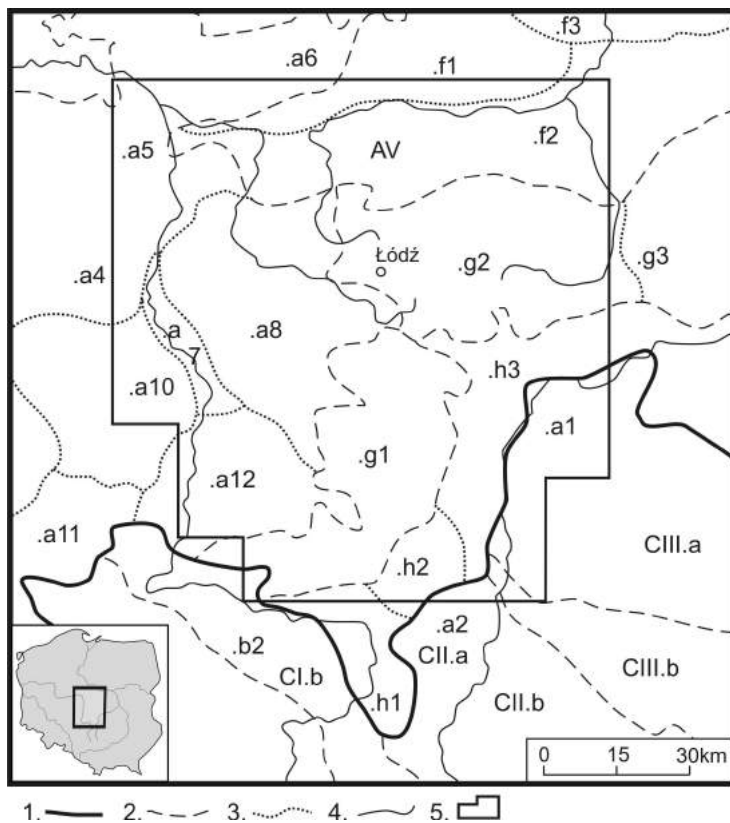
Zebranie publikowanych wyników oraz podjęcie nowych badań geologicznych i geomorfologicznych regionu łódzkiego oraz analiz

paleoekologicznych, miały na celu uzupełnienie słabego ich rozpoznania i weryfikacji przydatności stwierdzonych utworów dla wielokierunkowych interpretacji paleogeograficznych i paleoekologicznych. Po uzyskaniu całości wyników prowadzonych jeszcze badań możliwe będzie podjęcie analiz o wysokiej rozdzielczości dla rozstrzygnięcia rozważanych, interdyscyplinarnych problemów późnego wistulianu i holocenu.

## WARUNKI GEOMORFOLOGICZNE I GEOLOGICZNE TORFOWISK ORAZ STAN ROZPOZNANIA ICH WYPEŁNIEŃ

Szczegółowymi pracami geologicznymi i geomorfologicznymi w regionie łódzkim objęto dotychczas trzydzieści torfowisk. Znajdują się one w obrębie różnych form geomorfologicznych, cechują się zróżnicowaniem budowy geologicznej mis oraz litologii wypełniających je utworów biogenicznych. Obiekty te omówione zostaną w porządku geograficznym, korespondującym z jednostkami geomorfologicznymi według Gilewskiej (1986) (rys. 1). Na potrzeby specjalistycznych analiz wybrano torfowiska charakteryzujące się większymi niż przeciętne w regionie miąższościami wypełnień

biogenicznych, aby uzyskać możliwie najdłuższy zakres czasowy zapisanych w osadach zmian środowiska. Stanowią one nieznaczny odsetek ilościowy i powierzchniowy współczesnych torfowisk i złóż torfu w regionie łódzkim, a ich rozmieszczenie nie stanowi reprezentacji przestrzennej torfowisk regionu. W niniejszej pracy zrezygnowano więc z analizy statystycznej owych obszarów (rozmieszczenia, powierzchni, rodzajów złóż, itp.). Badania takie będą możliwe po zakończeniu terenowej weryfikacji pozostałych torfowisk regionu.



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle jednostek geomorfologicznych wg Gilewskiej (1986)

1 – granice prowincje; 2 – granice makroregionów; 3 – granice mezoregionów; 4 – rzeki; 5 – zasięg obszaru badań (rys. 2) Mezuregiony, na obszarze których leżą opisane torfowiska: .a5 – Kotlina Kolska; .a7 – Dolina Sieradzka; .a8 – Wysoczyzna Łaska; .a12 – Kotlina Szczercowska; .f2 – Równina Łowicko-Błońska; .g1 – Wysoczyzna Bełchatowska; .g2 – Wysoczyzna Łódzka; .h3 – Równina Piotrkowska

Location of the study area against the geomorphic units by Gilewska (1986)

1 – boundaries of provinces; 2 – boundaries of macroregions; 3 – boundaries of mesoregions; 4 – rivers; 5 – study area (Fig. 2)

Zasięg przestrzenny obszaru badań, nawiązujący do układu arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski (SMGP) w skali 1:50 000, stanowi wyjściowy obraz kartograficzny budowy geologicznej (mapy powierzchniowe) i geomorfologii (szkice geomorfologiczne) obszaru regionu łódzkiego (rys. 2). Obszar przyjęty do opracowania ma geometryczne granice wynikające z cięcia kartograficznego arkuszy mapy geologicznej i jest nieco mniejszy niż przyjmowany zasięg regionu łódzkiego (Klatkova 1972; Turkowska 2006). W dalszym toku analizy podzielono go na trzy części, wykazujące odrębność współczesnej rzeźby terenu. Wykonane arkusze tej mapy przyjęto za podstawę geologicznej inwentaryzacji torfowisk regionu, ze świadomością niekompletności wydzielonych na niej złóż torfów. Na arkuszach SMGP wyróżniono dwa rodzaje złóż torfu (zgodnie z zasadą przyjętą przy wydzielaniu utworów powierzchniowych – Instrukcja opracowania i wydania... 1996): o miąższości utworów biogenicznych nie przekraczającej 1,5 m oraz o miąższości powyżej 1,5 m. Prezentowany obraz obarczony jest też pewnymi mankamentami. Ukazane na mapie geologicznej obszary zbudowane z torfów lub równiny torfowe na szkicach geomorfo-

gicznych obejmują często mokradła nietorfotwórcze, a nawet rozległe, podmokłe łąki wokół torfowisk, gdzie występuje jedynie cienka (często poniżej 30 cm) warstwa współcześnie już zmurszałych lub rozłożonych torfów. Ponadto na wielu arkuszach SMGP połączono w obrębie den dolin rzecznych wydzielenia torfów z namułami organicznymi. Z kolei założenia metodyczne i kartograficzne spowodowały eliminację części najmniejszych obiektów (generalnie poniżej 1 ha), zwłaszcza starorzeczy. Również zasięg konturów równin torfowych, a co za tym idzie – powierzchnia wielu obiektów – odbiegają od ustalonych w wyniku badań botanicznych czy rozpoznania złóż. W ostatnim czasie rozpoczęto weryfikację obrazu geologicznego torfowisk regionu na wspomnianej mapie geologicznej, porównując go z wynikami dokumentacji złóż torfowych oraz jego konfrontację z obecnym stanem poszczególnych obiektów w terenie. Założenia metodyczne oraz wstępne efekty pracy zostały zaprezentowane (Forysiak i in. 2011c). Przedstawiony w niniejszej pracy obraz, poza rozmieszczeniem torfowisk, ukazuje także ich geologiczne położenie na tle powierzchniowych utworów fluwialnych w dolinach rzecznych oraz utworów pochodzenia eolicznego (por. rys. 3).

## TORFOWISKA W DOLINIE SIERADZKIEJ

Dolina Sieradzka jest mezoregionem geomorfologicznym (Gilewska 1986), który obejmuje część środkowego odcinka doliny Warty wraz z najniższą położoną częścią międzyrzecza Warty i Widawki oraz nieczynnym współcześnie fragmentem doliny Warty, określanym jako dolina Jadwichny-Pichny.

### Torfowisko Bartochów

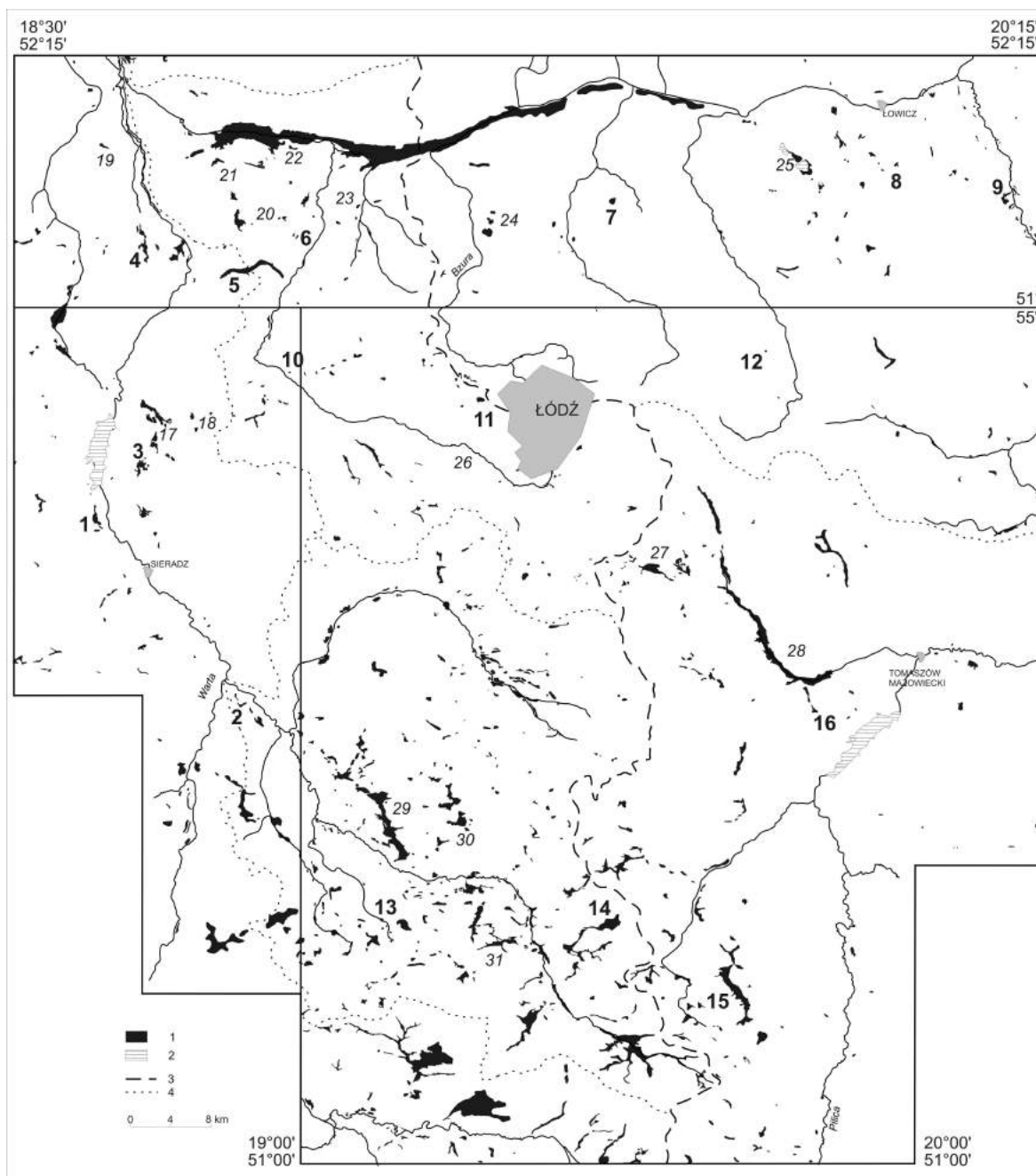
#### Położenie

Torfowisko **Bartochów** położone jest w dolinie Warty między Sieradzem a miastem Warta (rys. 3), w zachodniej części dna doliny ( $\varphi$  51°40'22" – 51°41'03" N;  $\lambda$  18°38'11" – 18°38'37" E). Ma około 40,5 ha i jest jedynym w tym fragmencie doliny Warty tak rozległym mokradłem. W obrębie dna doliny spotyka się też mniejsze obiekty, zajmujące głównie starorzecza. W sąsiedztwie torfowiska Bartochów Warta płynie jednym korytem, zamkniętym między wałami przeciwpowodziowymi. Około 4 km na pół-

noc od torfowiska znajduje się sztuczny zbiornik Jeziorsko. Na obszarze torfowiska wykonano analizę współczesnej roślinności (Krzywański 1974; Woziwoda, Michalska-Hejduk 2008, 2011).

#### Warunki geomorfologiczne

Powierzchnia terenu torfowiska Bartochów opada w kierunku północnym, w części południowej leży na wysokości około 124,2 m n.p.m., zaś w północnej – około 123,0 m n.p.m. Widoczny jest jej niewielki spadek w kierunku wschodnim. Z geomorfologicznego punktu widzenia torfowisko Bartochów stanowi równinę torfową (Klatkova, Załoba 1992b; Forysiak 2005), z powierzchnią silnie przekształconą przez czynniki antropogeniczne. Charakterystycznym elementem rzeźby otoczenia torfowiska jest stok doliny Warty, który miejscami ma postać krawędzi erozyjnej (rys. 4A). Ku górze stok przechodzi w pagórkowatą wysoczyznę morenową określaną jako Pagórki



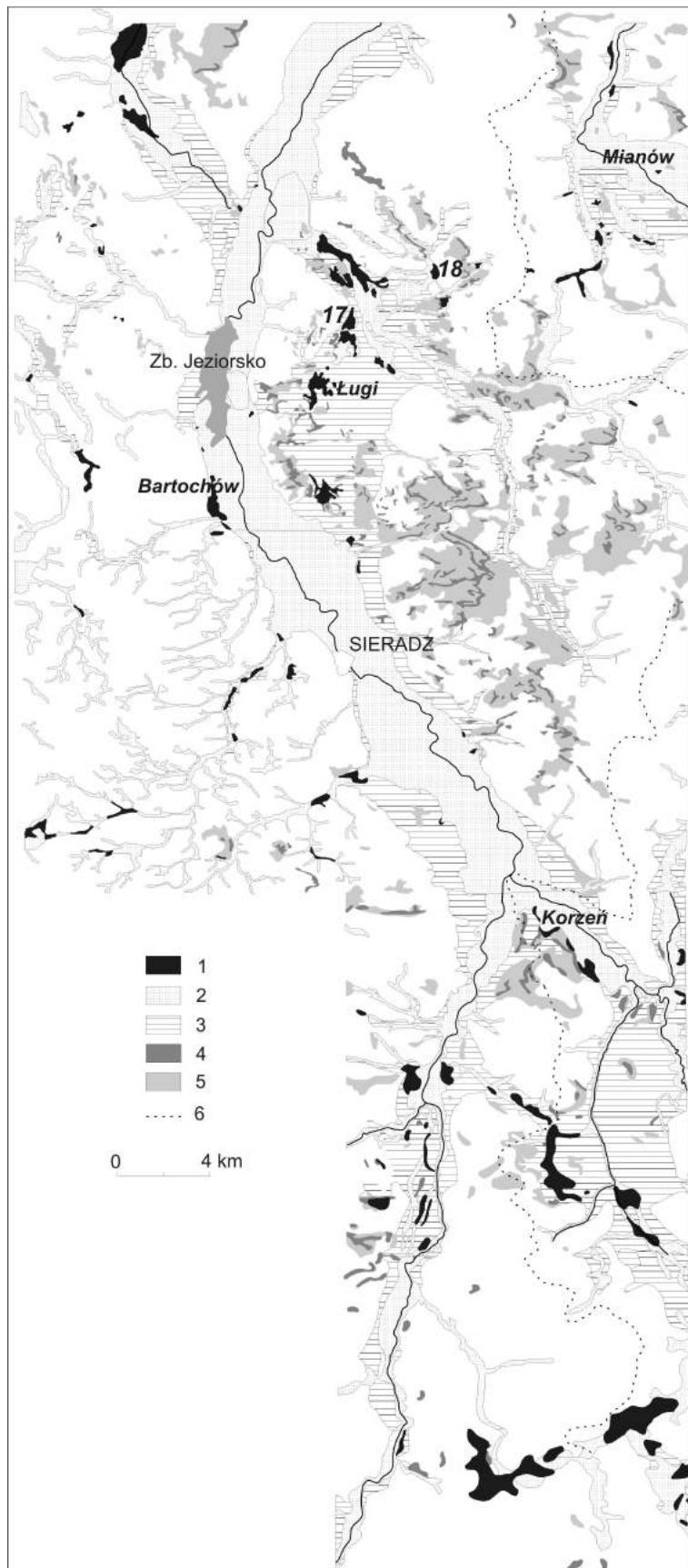
Rys. 2. Torfowiska w regionie łódzkim (wg SMGP 1:50 000) wraz z lokalizacją badanych obiektów

1 – torfowiska; 2 – rzeki i zbiorniki wodne; 3 – dział wodny pierwszego rzędu; 4 – działki wodne drugiego rzędu  
 liczbami od 1 do 16 oznaczono torfowiska objęte szczegółowymi badaniami: 1 – Bartochów, 2 – Korzeń, 3 – Ługi, 4 – Czarny Las, 5 – Wilczków, 6 – Ner-Zawada, 7 – Witów-Silne Błoto, 8 – Polesie, 9 – Kopanicha, 10 – Mianów, 11 – Rąbień, 12 – Żabieniec, 13 – Chabielice i Parchliny, 14 – Napoleonów, 15 – Łąka w Bęczkowicach, 16 – Czarny Ług  
 pozostałe torfowiska regionu wymieniane w tekście: 17 – Józefka, 18 – Niedźwiadne, 19 – Koźmin, 20 – Światonia, 21 – Świnice Warckie, 22 – Podgórze, 23 – Wierzbowa, 24 – Opalanki, 25 – Rogózno, 26 – Kolonia Bechcice, 27 – Wardzyń, 28 – Świątniki, 29 – Święte Łąki-Lubiec-Przerębiec, 30 – Podwódka, 31 – Dolina Świętojanki  
 ramkami wydzielono części prezentowane na rysunkach 3, 15 i 35

Peatlands in the Łódź Region (after Detailed Geological Map of Poland 1:50 000)  
 and location of the studied sites

1 – peatlands; 2 – rivers and water reservoirs; 3 – watershed of the 1st order; 4 – watersheds of the 2nd order  
 numbers 1 – 16 indicate the peatlands studied in details  
 numbers 17 – 31 indicate the other peatlands  
 frames indicate the parts presented in Figs 3, 15 and 35





Rys. 3. Torfowiska na tle wybranych elementów rzeźby terenu w strefie doliny Warty (wg SMGP 1:50 000)

1 – torfowiska; 2 – dna dolin i terasy niskie; 3 – terasy wysokie; 4 – wydmy; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wybrane działy wodne

podano nazwy torfowisk szczegółowo opisanych w tekście; liczbami oznaczono inne torfowiska: 17 – Józefka, 18 – Niedźwiadne

Peatlands against the selected landforms in the Warta River Valley (after Detailed Geological Map of Poland 1:50 000)

1 – peatlands; 2 – valley bottoms and low terraces; 3 – high terraces; 4 – dunes; 5 – aeolian sand sheets; 6 – watersheds  
peatlands' designations presented in the text are given; numbers indicate the other peatlands

Warciańskie. Obszar pagórków porożcinany jest licznymi dolinami denudacyjnymi, które opadają na zewnątrz kompleksu i uchodzą na wąską w tym odcinku terasę nadzalewową (plenivistuliańską), nadbudowaną osadami stokowymi holocenu. Od wschodu do torfowiska przylega równina zalewowa, ze słabo zaznaczonymi starorzeczami Warty oraz fragmentami terasy nadzalewowej (niskiej) (rys. 4A). Pod względem rzędnej terenu powierzchnia równiny zalewowej położona jest niemal identycznie jak powierzchnia torfowiska – znajduje się około 1–1,2 m ponad średnim poziomem wody w korycie rzeki. Fragmenty terasy niskiej leżą nieznacznie wyżej wobec dna doliny (0,3–1 m), a jej odrębność morfologiczna została zatarta w wyniku znacznego w tym odcinku doliny przyrostu osadów dna doliny (Krauzlis 1974). Wynikać to może również po części z prac regulacyjnych i niwelacyjnych. Powierzchnia torfowiska została niemal w całości przekształcona w wyniku eksploatacji torfu.

#### Warunki geologiczne

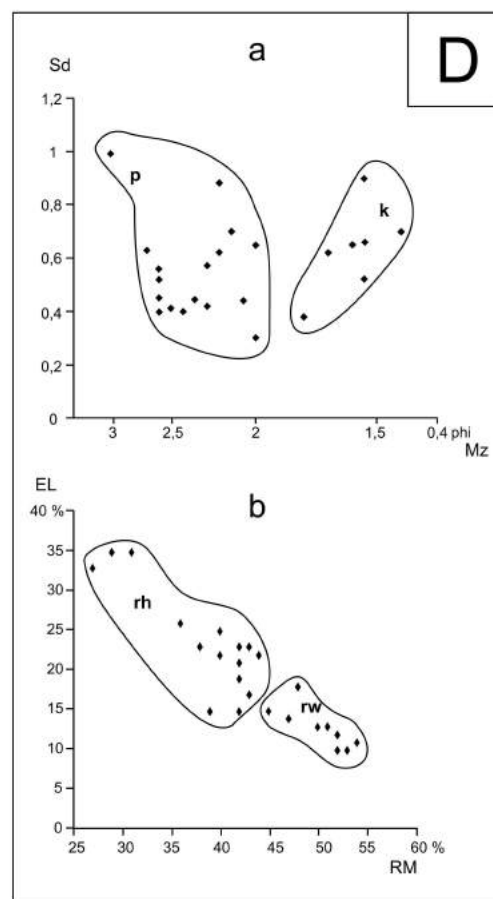
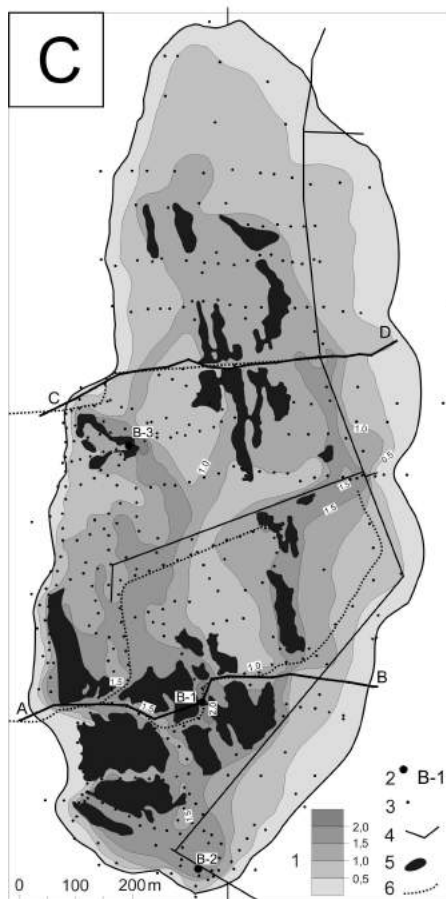
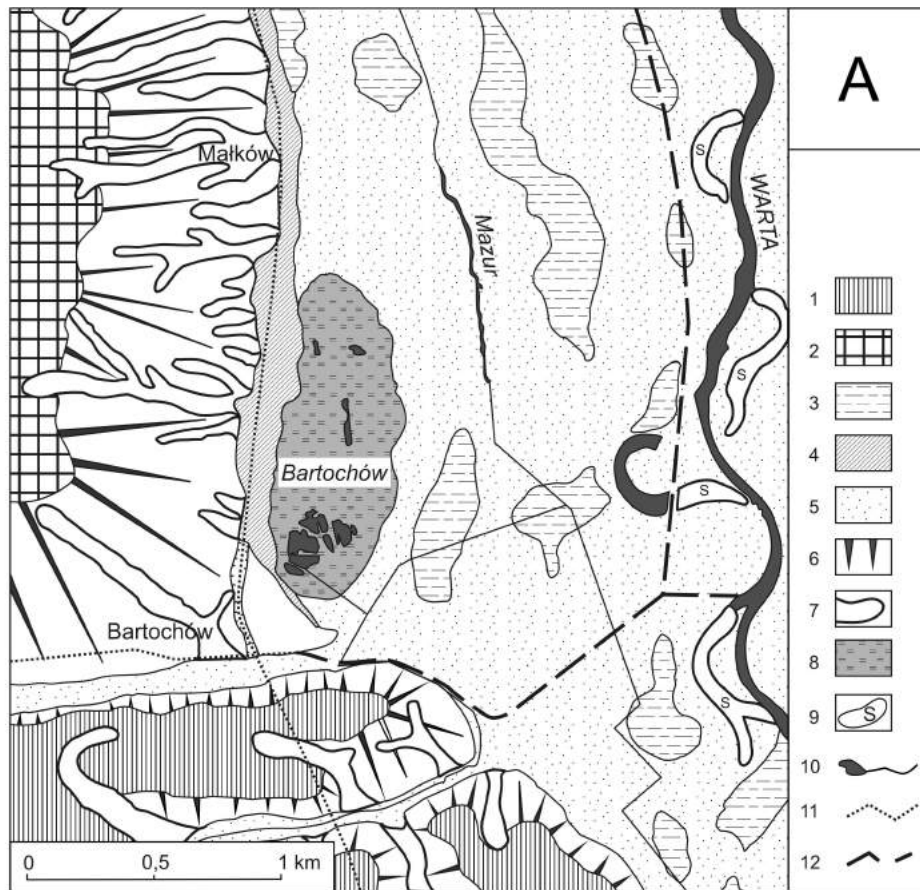
Zachodnie sąsiedztwo doliny Warty w rejonie torfowiska Bartochów stanowi kompleks Pagórków Warciańskich, oddzielony od doliny wyraźną krawędzią, wykształconą w glacieńicznych osadach zlodowacenia warty. Główną masę osadów kompleksu stanowią piaski ze żwirami, piaski oraz gliny zwałowe zlodowaceń środkowopolskich, zaburzone glacieńicznie. Podłoże mezozoiczne jest wyniesione i ma prawdopodobnie charakter zrębu (Krauzlis 1975; Klatkova, Załoba 1992b; Załoba 1996). Zręb odcięty jest od wschodu uskokiem, a jego morfologicznym śladem jest wspomniana krawędź doliny Warty. Wzdłuż krawędzi, u jej podnóża, przebiega wąska terasa zbudowana z piasków rzecznych górnego plenivistulianu. Na powierzchni są one całkowicie przykryte przez holocenijskie mułki deluwialne (rys. 4A, B). Na wschód od torfowiska na powierzchni terenu występują holocenijskie osady powodziowe w postaci małych mułkowo-piaszczystych, z niewielką zawartością rozproszonych substancji organicznej, a także wkładkami namułów torfowych. Osady te, powstałe w wyniku sporadycznie występujących zalewów powodziowych, zazębiają się z warstwami torfu.

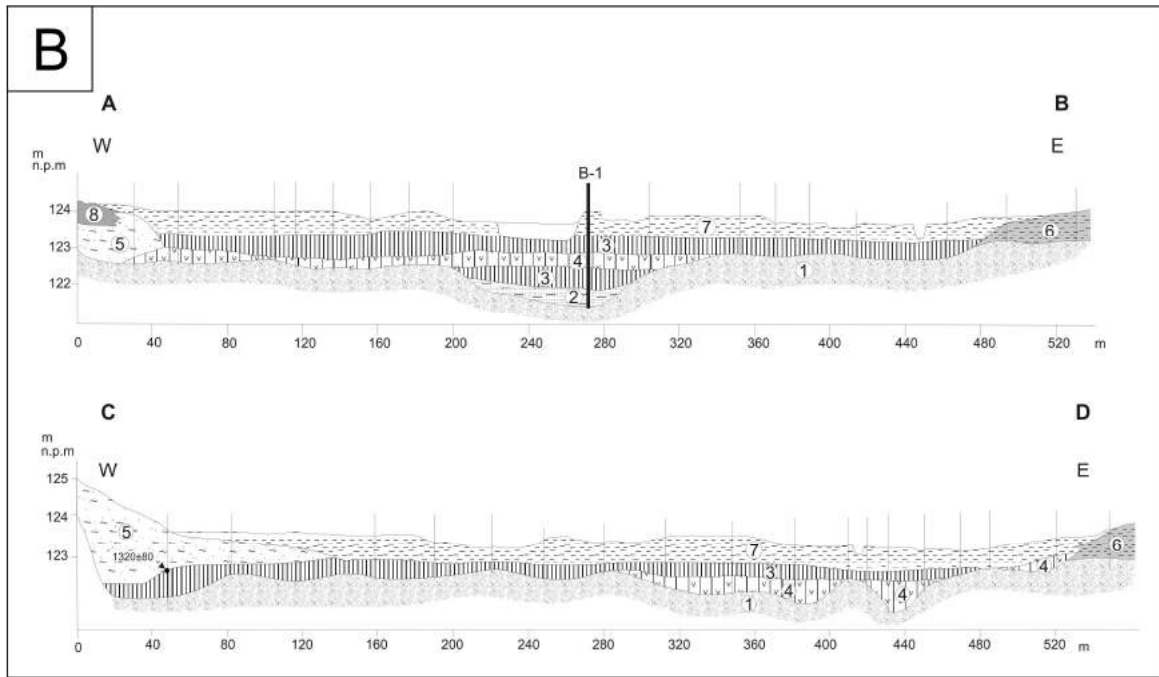
Podłoże mineralne utworów biogenicznych torfowiska jest w całości zbudowane z osadów

rzecznych. Jego powierzchnia jest urozmaicona. Wyraźne są podłużne przegłębienia, sięgające do 2,5 m poniżej powierzchni torfowiska, będące śladem erozyjnej działalności kopalnych koryt Warty (rys. 4B, C). System wielokrotnie rozdzielających się i łączących paleokoryt z młodszego dryasu udokumentowany został na niemal całym odcinku doliny środkowej Warty (Forysiak 2005). Osady korytowe reprezentowane są głównie przez piaski średnioziarniste (rys. 4D) z domieszkami grubszych ziaren, rzadko z domieszkami organicznymi. Natomiast osady pozakorytowe to drobnoziarniste piaski z namułami organicznymi, czasem z domieszkami mułków mineralnych i rozdrobnionej substancji organicznej. Powstały one w okresie późnego vistulianu oraz w holocenie. Od zachodniej strony do torfowiska przylegają wspomniane już holocenijskie utwory stokowe (Twardy, Forysiak 2011a). Udokumentowano w ich masie mułki, przykryte przez warstwę diamiktonu rolnego, zalegające na torfach zachodniego skraju torfowiska (rys. 4B). Próbkę torfu pobrana bezpośrednio spod pokrywy mułków stokowych wydатовana została na  $1320 \pm 80$  lat BP (MKL-413).

#### Osady biogeniczne

Torfowisko Bartochów cechuje się zwartym pokładem osadów biogenicznych. Są to głównie torfy olesowe z wkładkami osadów wapiennych. Wykonany w południowej części torfowiska przekrój AB (rys. 4B) ukazał przegłębienie w środkowej części misy torfowiska. W pobranym rdzeniu B-1 ( $\varphi$  51°40'31,3" N;  $\lambda$  18°38'22,1" E) udokumentowano 2,4 m osadów biogenicznych. Dolną część profilu (2,40–2,00 m) stanowiły silnie zapiaszczone utwory torfowe, w spągu z przewarstwieniami mułków organicznych (rys. 5). Zawartość substancji organicznej była zmienna (5,2–23 %), a osad całkowicie bezwęglanowy. Próbkę pobrana z głębokości 2,28–2,30 m (z warstewki mułku organicznego) dała wiek  $11\,200 \pm 120$  lat BP (MKL-415), co pozwoliło datować osad na młodszą część allerödu. Na głębokości 2,00–1,30 m zalega warstwa torfu olesowego ze znacznym udziałem drewna (Kloss 2009). Torf był zbity, o pilśniowej strukturze i brązowej barwie. Zauważalna była dwuczłonowa budowa warstwy. Dolna część (2,00–1,60 m) cechowała się większą zmiennością; zawartość substancji organicznej od dolnej granicy warstwy wzrastała (57,3–76,3 % na 162,5 cm).





Rys. 4. Torfowisko Bartochów

A. Szkic geomorfologiczny

1 – wyszczyzna falista; 2 – wzgórza czołowomorenowe; 3 – terasa nadzalewowa, niska; 4 – listwa (terasa) deluwialna; 5 – dno doliny; 6 – stoki; 7 – doliny denudacyjne; 8 – torfowisko; 9 – starorzecza; 10 – wody powierzchniowe; 11 – drogi; 12 – wały przeciwpowodziowe

B. Przekroje geologiczne AB i CD

późny wistulian: 1 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne, 2 – utwór torfowo-piaszczysty, 3 – torf olesowy; holocen: 4 – torf olesowy z wkładkami węglanów, 5 – mułki piaszczyste, deluwialne, 6 – mada piaszczysto-mułkowa, 7 – mursz, 8 – diamikton rolny

C. Szkic miąższości osadów biogenicznych

1 – izolinie miąższości osadów biogenicznych; 2 – lokalizacja analizowanych rdzeni utworów biogenicznych: B-1, B-2, B-3; 3 – sondy; 4 – linie przekrojów geologicznych; 5 – zbiorniki poeksploatacyjne; 6 – drogi

D. Zestawienie wyników analiz litologicznych osadów mineralnych

a – wskaźniki granulometryczne (wg Folka i Warda): Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe

p – piaski pozakorytowe; k – piaski korytowe

b – obróbka ziaren kwarcu: RM – ziarna okrągłe, matowe, EL – ziarna błyszczące

rh – osady holocenijskie; rw – osady wistuliańskie

Bartochów peatland

A. Geomorphological sketch

1 – undulating plain; 2 – end-moraine hillocks; 3 – low terrace; 4 – deluvial terrace; 5 – river valley bottom; 6 – slopes; 7 – denudational valleys; 8 – peatland; 9 – oxbow lakes; 10 – surficial waters; 11 – roads; 12 – embankments

B. Geological cross-sections AB and CD

Late Weichselian: 1 – medium- and fine-grained sands, fluvial, 2 – peaty-sandy deposit, 3 – alder swamp peat; Holocene: 4 – alder swamp peat with carbonaceous admixture, 5 – sandy silts, deluvial, 6 – sandy-silty mud, 7 – muck, 8 – agriculture diamicton

C. Sketch of the thickness of biogenic deposits

1 – thickness of biogenic deposits; 2 – location of the studied cores of biogenic deposits: B-1, B-2, B-3; 3 – boreholes; 4 – lines of geological cross-sections; 5 – post-exploitation basins; 6 – roads

D. Results of lithological analyses of mineral deposits

a – grain-size coefficients (after Folk and Ward): Mz – mean diameter, Sd – standard deviation

p – overbank sands; k – channel sands

b – quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, EL – shiny, glossy grains

rh – Holocene deposits; rw – Weichselian deposits

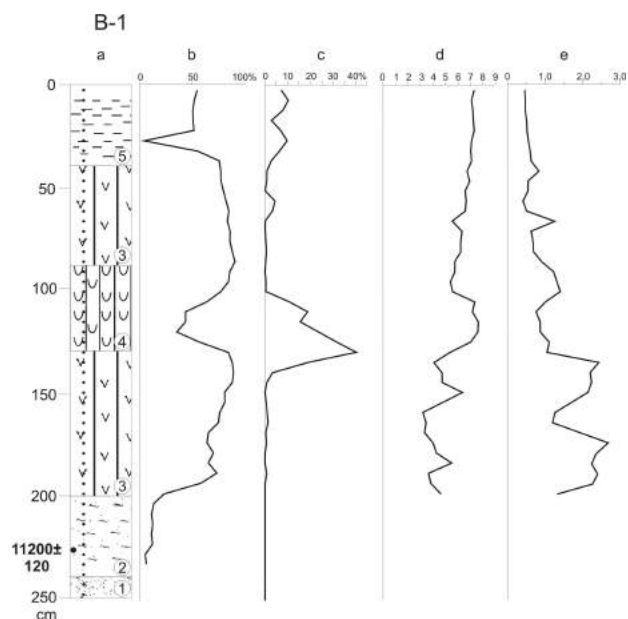
Górna część (1,60–1,30 m) zawierała znacznie większy odsetek substancji organicznej (od 80,9 do 89,0 %) i niewielkie domieszki węglanów. Powyżej stwierdzono torf olesowy, ale ze znacznym udziałem wkładek węglanowych (1,30–0,90). Miał barwę brązowo-szarą i cechował się dwuczłonową budową. Dolna część, o barwie brązowo-szaro-beżowej, zawierała znacznie więcej masy węglanowej (do 40,4 %). Górna cechowała się większą ilością detrytusu roślinnego i miała brązową barwę. Wyżej stwierdzono serię torfu olesowego z drewnem (0,90–0,40 m) o znacznym stopniu rozkładu (H9 w skali von Posta). W pojedynczych próbkach (np. z głębokości 0,57 m) znajdowały się węglany, wytrącane w postaci inkrustacji węglanu wapnia na organizmach roślinnych i licznych skorupkach mięczaków. Stropową warstwę osadów biogenicznych (od 0,40 m do powierzchni) stanowi mursz, ze znacznym odsetkiem substancji mineralnej (50,5–75,3 %) oraz podwyższonej (w stosunku do niżej leżącej warstwy torfów) zawartości węglanu wapnia (2,7–10,3 %). Osady z rdzenia B-1 poddane zostały ekspertyzom paleobotanicznym: pyłkowej i makroszczątków roślinnych. Drugi z profili – B-2 – pobrano w południowej części torfowiska. Przedstawia on inną sekwencję litologiczną. Miąższość osadów biogenicznych osiągnęła 1,84 m (rys. 5). Na bezwęglanowych piaskach rzecznych wystąpiła cienka warstewka spiaszczonej gytii (1,80–1,84 m). Próbkę gytii poddano datowaniu, które dało wynik  $11\ 010 \pm 90$  lat BP (MKL-426). Wskazuje to, że osad powstał w końcu allerödu, podobnie jak w profilu B-1. Na gytii zalega seria torfów olesowych (1,80–0,95 m). W dolnej części profilu cechowały się one silnym rozkładem, zmienną zawartością materii organicznej oraz niewielkim udziałem węglanów (rys. 5). Do głębokości 1,35 m znaczny jest udział drewna. Na głębokości 0,95–0,60 m zalega warstwa torfu olesowego z udziałem wkładek węglanowych (z zawartością szczątków roślin i muszli). Cechował się on niewielkim udziałem materii organicznej (3,3–40,7 %), ale zmienną i bardzo wysoką zawartością węglanów (maksymalnie do 95 %). Warstwę przypowierzchniową w profilu B-2 stanowił torf olesowy (z zawartością muszli i dużym udziałem węglanów), miejscami spiaszczony, sięgający do głębokości 0,60 m.

#### Wyniki badań paleobotanicznych

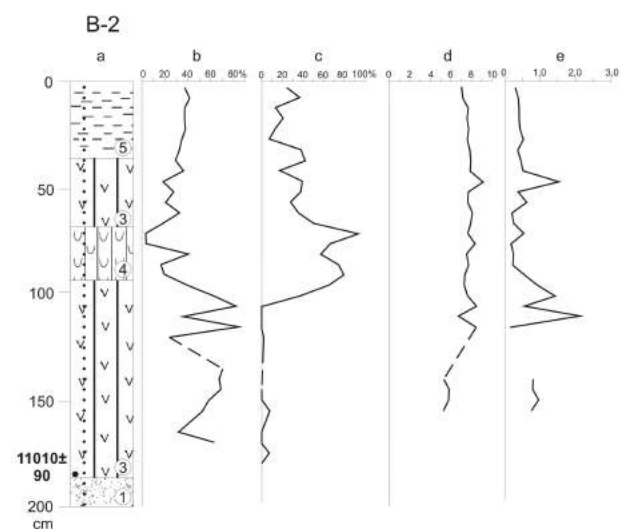
Utwory biogeniczne torfowiska Bartochów poddano w latach 70. ub. wieku ekspertyzie

palinologicznej (K. Krupiński), a jej wyniki opublikowano w pracy Krauzlisa (1974). Nieznana jest dokładna lokalizacja tego profilu w obrębie torfowiska. Ekspertyzą objęto jedynie sześć próbek. Jej rezultaty wskazały, że zbadane torfy o miąższości 2,3 m w całości powstały w okresie subatlantyckim (Krauzlis 1974). Wniosek ten oparto na stwierdzeniu we wszystkich przeanalizowanych próbkach pyłku zbóż. Jednak w spągowych próbkach z głębokości 2,1 m i 2,2 m udokumentowano typowe dla chłodnego klimatu ziarna pyłku roślin (m.in. *Selaginella selaginoides*, *Hippophaë*, *Helianthemum*). Może to sugerować, że do materiału z dolnej części profilu dostał się materiał z części przypowierzchniowej, dając podstawy do zaklasyfikowania całości profilu do neoholocenu.

Opisane powyżej osady biogeniczne rdzenia B-1 poddano ekspertyzie pyłkowej (rys. 6). M. Obremska oznaczyła skład materiału pyłkowego dla 14 próbek z dolnej części rdzenia (2,40–1,20 m). Analizowany materiał był w bardzo złym stanie. Cechował się znacznym udziałem ziaren skorodowanych i uszkodzonych oraz zanieczyszczeniem w środkowej części materiałem młodszym, którego pochodzenie jest trudne do ustalenia. Uzyskane wyniki pozwoliły jedynie na stwierdzenie, iż odcinek na głębokości 2,40–2,00 m reprezentuje późny vistulian. W spągowej próbce suma pyłku drzew była najniższa (70 %), a następnie wzrosła do 85%. Dominował wśród nich pyłek sosny i brzozy z niewielkim udziałem pyłku wierzby. Zaznaczyła się obecność ziaren pyłku roślin, wskazujących na chłodne warunki – *Selaginella selaginoides* i *Hippophaë rhamnoides*. Wysoki był udział pyłku turzyc oraz roślin wodnych. Od głębokości 2,00 m w górę suma pyłku drzew była bardzo wysoka, przy niemal całkowitej dominacji pyłku sosny. Powyżej odnotowano większy udział pyłku leszczyny i dębu. Odcinek ten można prawdopodobnie korelować z wczesnym holocenem, bardziej precyzyjne datowanie nie jest możliwe. Trudno przesądzać o ciągłości akumulacji utworów biogenicznych w późnym vistulianie i wczesnym holocenie. Z dużym prawdopodobieństwem można stwierdzić brak zapisu mezoholocenu, zaś duży udział pyłku zbóż (K. Krupiński) sugerować może narastanie stropowej serii torfu w okresie subatlantyckim. Przydatność obydwu profili z Bartochowa do rekonstrukcji paleoekologicznych jest ograniczona.



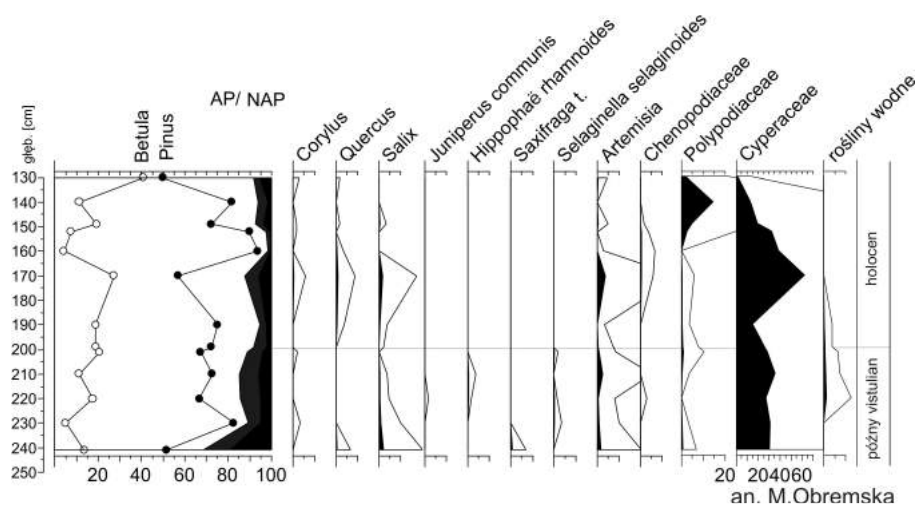
Rys. 5. Torfowisko Bartochów. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profili B-1, B-2



a – litologia: 1 – piasek z fragmentami roślin, 2 – utwór torfowo-piaszczysty, 3 – torf olesowy, 4 – torf olesowy z wkładkami węglanów, 5 – mursz; b – zawartość materii organicznej; c – zawartość węglanów; d – odczyn; e – konduktywność (mS)

Bartochów peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profiles B-1, B-2

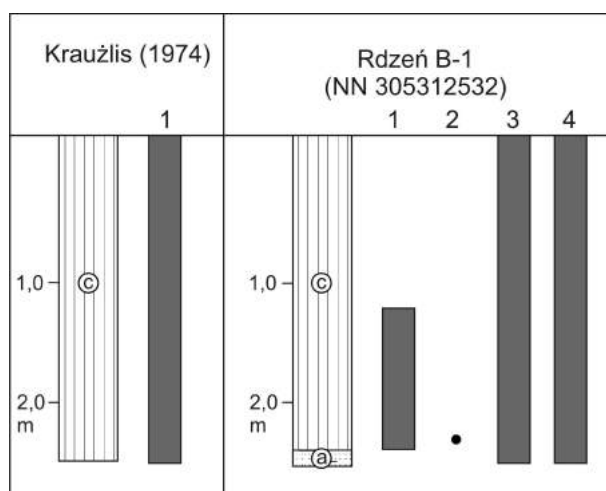
a – lithology: 1 – sand with plant fragments, 2 – peaty-sandy deposit, 3 – alder swamp peat, 4 – alder swamp peat with carbonaceous admixture, 5 – muck; b – content of organic matter; c – CaCO<sub>3</sub> content; d – pH; e – conductivity (mS)



Rys. 6. Torfowisko Bartochów. Uproszczony diagram palinologiczny  
Bartochów peatland. Simplified pollen diagram

Utwory biogeniczne rdzenia B-1 poddano także oznaczeniom składu botanicznego szczątków roślinnych (Kloss 2009). W spągowej serii (2,40–2,00 m) stwierdzono szczątki *Polypodiales*, *Phragmites australis* oraz drewna drzew liściastych. Na głębokości 2,00–1,40 m zalegała warstwa torfu łożowego, z dominacją *Phragmites australis* i *Menyanthes trifoliata*, *Polypodiales* i *Bryopsida* oraz znacznym udziałem drewna oraz szczątków turzyc. Torf cechował się znacznym stopniem rozkładu (H5–H6). Powyżej dominowało drewno olszy (*Alnus glutinosa*). W przedziale głębokości 0,80–0,50 m ponownie wystąpił torf łożowy, z dominacją *Phragmites australis* i szczątkami drewna. W stropowej serii, o znacznym stopniu rozkładu, widoczne były jedynie nieliczne fragmenty drewna olchy.

Torfowisko Bartochów uznać można za stosunkowo dobrze rozpoznane. Poza pracami geologicznymi, geomorfologicznymi i botanicznymi wykonano dla jego osadów analizy paleobotaniczne, określono ich podstawowe cechy fizykochemiczne oraz datowania (rys. 7). Zaliczyć je należy do torfowisk o położeniu dolinnym. Jest to torfowisko niskie, z zasileniem w przeszłości wodami soligenicznymi i fluwiogenicznymi. Zatorfienie systemu koryt nastąpiło w okresie allerödu. Osady biogeniczne wykazują znaczną zmienność litologiczną i akumulowane są do współczesności (z przerwami). Analiza palinologiczna osadów biogenicznych rdzenia B-1 oraz ich datowanie dokumentują późnivistuliański wiek torfowiska. Odmienne wyniki uzyskał Krauzlis (1974).



Rys. 7. Torfowisko Bartochów. Zestawienie analiz wykonanych dla osadów biogenicznych

litologia: a – piaski z materiałem organicznym, c – torfy  
 wykonane badania: 1 – analiza palinologiczna, 2 – datowania radiowęglowe, 3 – analiza makroszczątków roślinnych, 4 – oznaczenia podstawowych parametrów fizykochemicznych (zawartość materii organicznej, zawartość węglanów, odczyn, konduktywność, stopień rozkładu)

#### Bartochów peatland. Results of analyses of biogenic deposits

lithology: a – sand with organic material, c – peat  
 analyses: 1 – pollen analysis, 2 – radiocarbon datings, 3 – macrofossils, 4 – basic physical and chemical parameters (content of organic matter, CaCO<sub>3</sub> content, pH, conductivity, decay degree)

### Torfowisko Korzeń

#### Położenie

Torfowisko **Korzeń** położone jest w ujęciowym odcinku Widawki ( $\varphi$  51°28'42" – 51°28'56" N;  $\lambda$  18°53'11" – 18°53'42" E), w obrębie aluwialnego międzyrzecza Warty i Widawki (rys. 3). Zajmie ono zespół starorzeczy wraz z fragmentami odsypów meandrowych. Jego powierzchnia jest niewielka – około

9,3 ha (wraz z obszarem leśnym leżącym wewnątrz kompleksu starorzeczy). Współczesne obwałowane koryto Widawki położone jest około 1,3 km na wschód od stanowiska Korzeń (rys. 8A). Torfowisko podlega ochronie jako rezerwat torfowiskowy Korzeń (Żurek 2006).

#### Warunki geomorfologiczne

Torfowisko Korzeń położone jest przy zachodnim skraju rozległego, niemal płaskiego

poziomu dolinnego, obejmującego terasę niską i dno doliny (cechujące się podobnymi rzędnyymi). Od południowego zachodu torfowisko ograniczone jest krawędzią terasy wysokiej, której deniwelacja wynosi 3–5 m (rys. 8A, B). Powierzchnia terasy nadbudowana jest rozległymi płatami piasków eolicznych wraz wydmiami. Niska terasa nadzalewowa zachowana jest w sąsiedztwie torfowiska fragmentarycznie. Dla funkcjonowania torfowiska istotny jest płat przylegający do niego bezpośrednio od północnego wschodu, nadbudowany niewielkimi formami eolicznymi, osłaniającymi torfowisko od wpływów holocenijskich procesów rzecznych (Ziułkiewicz i in. 2011a). Dno doliny Widawki zostało pocięte siecią kanałów melioracyjnych, a liczne starorzecza oraz wyniesione fragmenty terasy niskiej – zniwelowane. Powierzchnia topograficzna torfowiska jest niemal płaska, nieznacznie opada ku północnemu zachodowi. Zaznaczają się dwa fragmenty wyniesione o kilkadziesiąt centymetrów ponad powierzchnię torfu, zaliczone do poziomu terasy niskiej (rys. 8A). Na powierzchni torfowiska występują także płytkie zbiorniki wodne. Część z nich ma zapewne charakter poeksploatacyjny.

#### Warunki geologiczne

Dolny odcinek doliny Widawki w rejonie Korzenia wypełniony jest osadami piaszczystymi i żwirowymi z okresu zlodowacenia warty oraz z vistulianu, których łączna miąższość sięga 20 m, a ich podłoże stanowią wapienie górnej kredy lub glina zwałowa zlodowacenia warty (Krzemiński, Bezkowska 1987). Obniżenie w podłożu czwartorzędu, przebiegające na wschód od rejonu torfowiska Korzeń, jest przedłużeniem rowu tektonicznego Widawa–Szczerców. Rów ten jest kontynuacją rowu tektonicznego Kleszczowa. Bezpośrednio na południowy zachód od tej strefy przebiega zrab Brzykowa, którego stropowe skały jury (wapienie kimerydu) wychodzą na powierzchnię terenu między innymi w Burzeninie. W południowej części międzyrzecza Widawki i Warty znajduje się płat rzecznych piasków oraz piasków ze żwirami zlodowacenia warty (Krzemiński, Bezkowska 1987; Forysiak 2005). W ich obrębie występują także glacygeniczne osady gliniaste tego wieku. Torfowisko otaczają głównie piaszczyste utwory rzeczne. Bezpośrednio od południowego zachodu do torfowiska przylega terasa górnoplenivistuliańska, zbudowana z piasków średnio- i drobnoziarni-

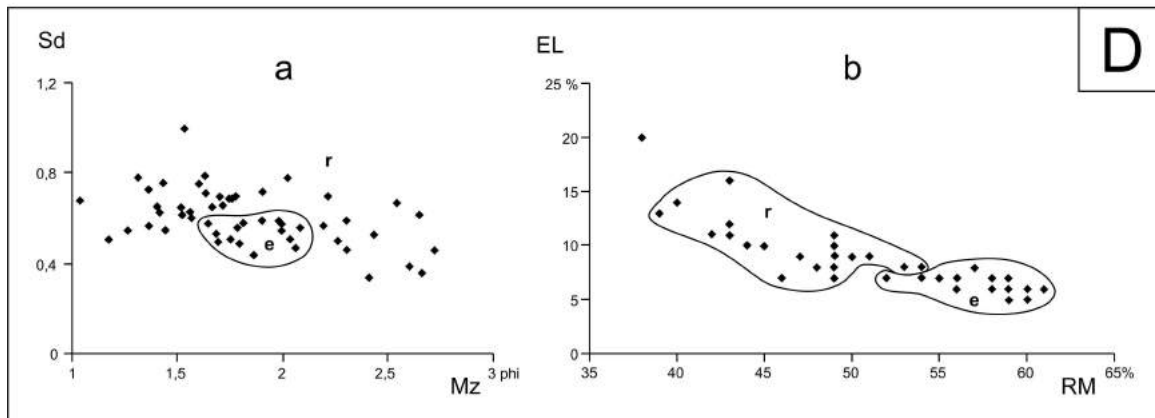
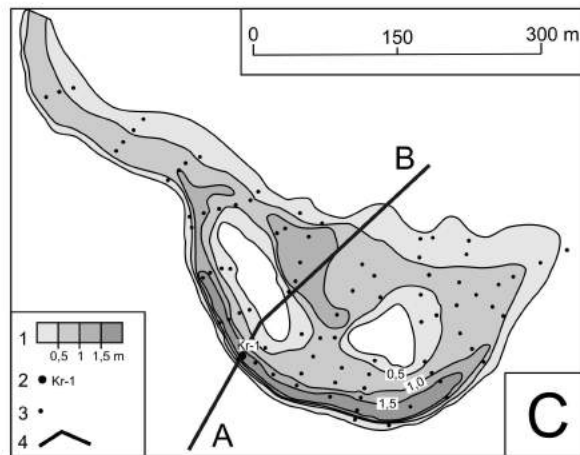
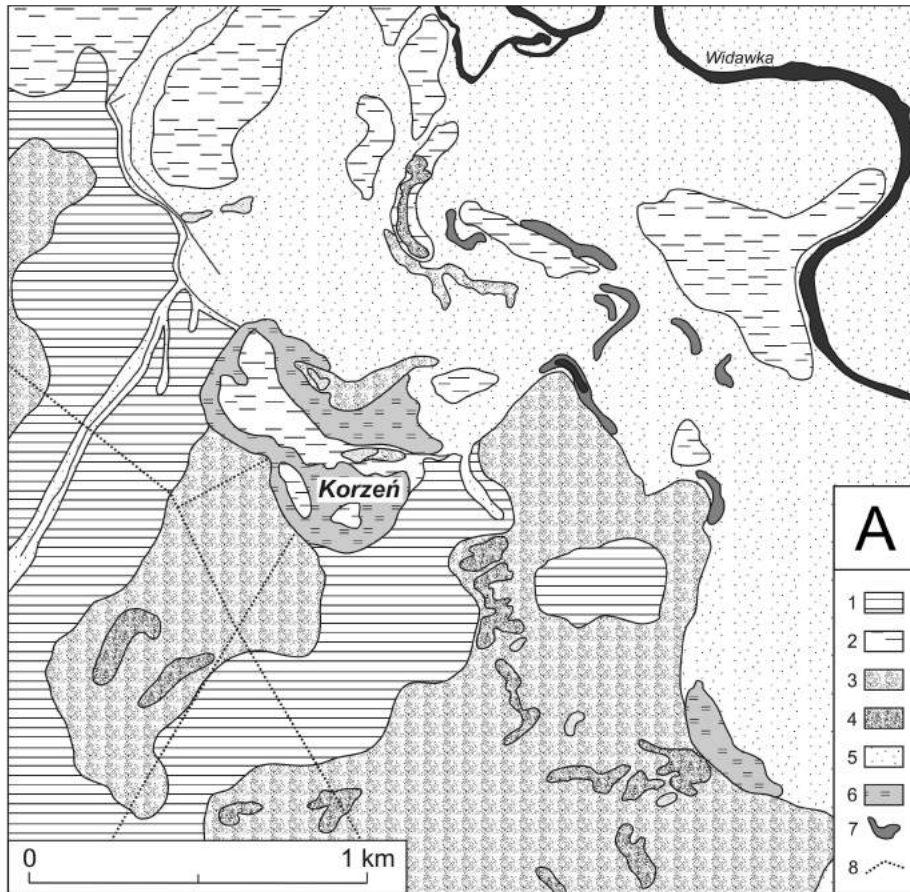
stych (rys. 8A, B). Mają one cechy teksturalne typowe dla plenivistuliańskich utworów rzecznych (rys. 8D). Poziom terasy niskiej w sąsiedztwie torfowiska zbudowany jest z piasków różnoziarnistych, wiekowo związanych z późnym vistulianem. Zawierają one wkładki mułków mineralnych oraz nagromadzenia materii biogenicznej. Osady biogeniczne torfowiska wypełniają przede wszystkim podłużne, łukowate obniżenia, rozdzielone wyniesieniami zbudowanymi z utworów mineralnych (rys. 8C). Cechy teksturalne tych utworów – średnio- i drobnoziarnistych piasków (rys. 8D), z licznymi cienkimi przewarstwieniami namułów – mogą wskazywać, iż są pozostałością odsypów meandrowych, późnovistuliańskiego wieku. Badane torfowisko zamknięte jest od północy podobnymi osadami rzeczno pochodzenia, które zwieńczone są niewielkimi formami eolicznymi (rys. 8A, B). Dalej, ku wschodowi, występuje obszar zabagniony o małej miąższości osadów biogenicznych – mułków organicznych z namułami i wkładkami silnie rozłożonego torfu.

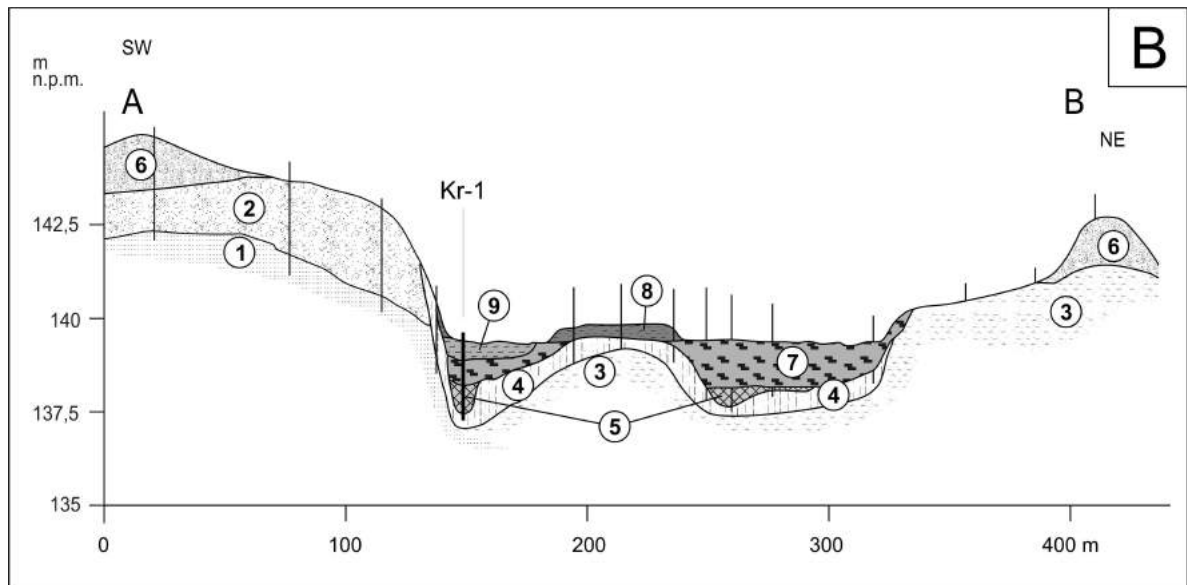
#### Osady biogeniczne

Złoże utworów biogenicznych w głównej części torfowiska zajmuje zespół kilku paleomeandrow, z wyniesionymi obszarami odsypów (rys. 8C; Ziułkiewicz i in. 2011a). W przegłębieniach paleokoryt miąższość utworów biogenicznych przekracza 1,5 m (maksymalnie 2,0 m). W spągu złożona jest gytia detrytusowa, przykryta przez torfy (Borówka i in. 2011). W płytszych częściach koryt zalega torf, którego miąższość spada do kilkudziesięciu centymetrów. Na powierzchni odsypów (położonych w obrębie torfowiska) występuje gleba murszowa, co świadczy o zajęciu ich w przeszłości przez torfowisko. Górną część serii stanowi torf torfowcowy, wypełniający obniżenia – prawdopodobnie pochodzenia antropogenicznego.

Do szczegółowych analiz paleoekologicznych pobrano rdzeń Kr-1 (rys. 8B, C;  $\phi$  51°28'44,0" N;  $\lambda$  18°53'25,8" E). W rdzeniu, na piaskach z torfem (1,85–1,78 m) stwierdzono serię gytii mineralnej z udziałem detrytusu roślinnego (1,78–1,28 m). Powyżej zalegał cienki pokład torfu niskiego, turzycowo-trzciniowego (1,28–1,10 m). Następnie stwierdzono torfy przejściowe – zaroślowy (1,10–0,58 m) i torfowcowy. Wstępne wyniki analiz makroszczątków roślinnych, geochemicznej, pyłkowej, wioślarok i okrzemek zostały opublikowane (Borówka i in. 2011).







Rys. 8. Torfowisko Korzeń

A. Szkic geomorfologiczny

1 – terasa wysoka; 2 – terasa niska; 3 – pola piasków eolicznych; 4 – wydmy; 5 – dno doliny rzecznej; 6 – torfowisko; 7 – wody powierzchniowe; 8 – drogi

B. Przekrój geologiczny AB

górný plenivistulian: 1 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne, 2 – piaski średnio- i gruboziarniste, rzeczne; późny vistulian: 3 – piaski różnoziarniste z domieszkami mułków mineralnych i wkładkami utworów biogenicznych, rzeczne, 4 – piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką detrytusu roślinnego, 5 – gytie; vistulian/holocen: 6 – piaski eoliczne; holocen: 7 – torf turzycowiskowy i zaroślowy, przejściowy, 8 – mursz, 9 – torf torfowcowy, przejściowy

C. Szkic miąższości osadów biogenicznych

1 – izolinie miąższości utworów biogenicznych; 2 – lokalizacja rdzenia Kr-1; 3 – sondy; 4 – przebieg przekroju geologicznego AB

D. Zestawienie wyników analiz litologicznych osadów mineralnych

a – wskaźniki granulometryczne (wg Folk i Warda): Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe

r – piaski rzeczne; e – piaski eoliczne

b – obróbka ziaren kwarcu: RM – ziarna okrągłe, matowe, EL – ziarna błyszczące

r – piaski rzeczne; e – piaski eoliczne

Korzeń peatland

A. Geomorphological sketch

1 – high terrace; 2 – low terrace; 3 – aeolian sand sheets; 4 – dunes; 5 – river valley bottoms; 6 – peatland; 7 – waters; 8 – roads

B. Geological cross-section AB

Upper Plenivistulian: 1 – medium and fine-grained sands, fluvial, 2 – medium- and coarse-grained sands, fluvial; Late Weichselian: 3 – vari-grained sands with an admixture of mineral silts and inserts of biogenic deposits, fluvial, 4 – fine- and medium-grained sands with an admixture of plant detritus, 5 – gyttja; Weichselian/Holocene: 6 – aeolian sands; Holocene: 7 – tall-sedge – fen peat (transition peat), 8 – muck, 9 – *Sphagnum* transition peat

C. Sketch of the thickness of biogenic deposits

1 – thickness of biogenic deposits; 2 – location of the Kr-1 core; 3 – boreholes; 4 – orientation of the geological cross-section AB

D. Results of lithological analyses of mineral deposits

a – grain-size coefficients (after Folk and Ward): Mz – mean diameter, Sd – standard deviation

r – fluvial sands; e – aeolian sands

b – quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, EL – shiny, glossy grains

r – fluvial sands; e – aeolian sands

Wyniki analiz paleoekologicznych

Na podstawie analizy makroszczątków roślinnych profilu Kr-1 wyróżniono cztery etapy rozwoju zbiornika (M. Kloss w: Borówka i in. 2011):

– etap limniczny (1,78–1,28 m), udokumentowany występowaniem w osadach szczątków roślin wodnych

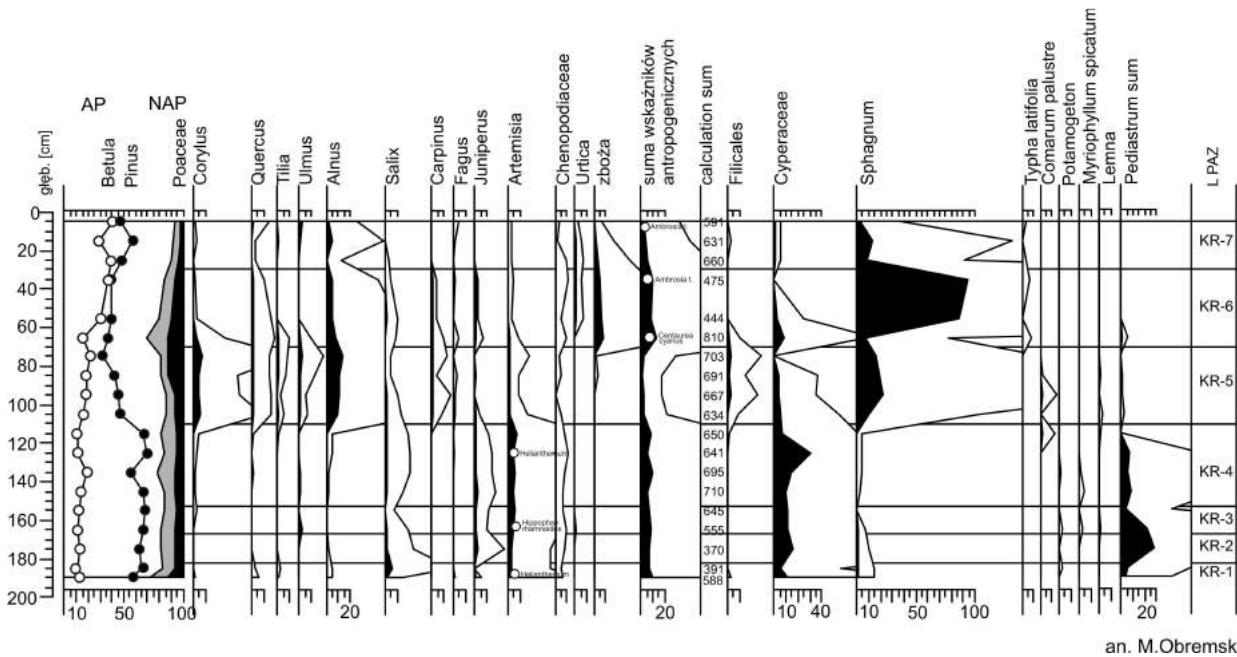
– etap torfowiska niskiego – trzcinowo-paprociowego (1,28–1,10 m)

– etap torfowiska przejściowego, zarostowego (1,10–0,58 m)

– etap torfowiska torfowcowego, rozwinętego w obniżeniu po eksploatacji torfu.

Na podstawie obrazu pyłkowego (M. Obremska w: Borówka i in. 2011), udokumentowanego w opisywanym rdzeniu, wydzielono siedem lokalnych poziomów pyłkowych (rys. 9). Nie dają one jednak pełnego zapisu zmian w późnym wistulianie i holocenie. W spągowej części znajdują się trzy krótkie odcinki Kr-1, Kr-2 i Kr-3, ukazujące spektra reprezentujące późny wistulian. Interpretację tę potwierdza wynik da-

towania próbki utworu z głębokości 1,60 m –  $12\,510 \pm 120$  lat BP (MKL-897). Poziom pyłkowy Kr-4 ukazuje spektrum młodszego dryasu i przejścia do holocenu; datowanie radiowęglowe w jego spągu (1,10 m) dało wynik  $9710 \pm 110$  (MKL-896). Następnie w obrazie pyłkowym zaznacza się hiatus, zaś kolejny poziom Kr-5 zaliczono już do schyłku okresu subborealnego, w jego stropie pojawia się pyłek zbóż. Stropowe poziomy Kr-6 i Kr-7 należy wiązać z okresem subatlantyckim. Dobrze dokumentowany w zapisie pyłkowym jest odcinek ostatnich dwustu lat.



Rys. 9. Torfowisko Korzeń. Diagram palinologiczny profilu Kr-1 (M. Obremska w: Borówka i in. 2011)

Korzeń peatland. Pollen diagram of the Kr-1 profile (M. Obremska in: Borówka *et al.* 2011)

W składzie chemicznym badanego rdzenia wydzielono sześć poziomów geochemicznych (rys. 10), odpowiadających po części etapom rozwoju zbiornika (Borówka i in. 2011):

– K I – o małym udziale substancji organicznej i znacznym udziale żelaza (do 13,5 mg/g)

– K II – o dużym udziale materii mineralnej (do 80 %) i pierwiastków litofilnych

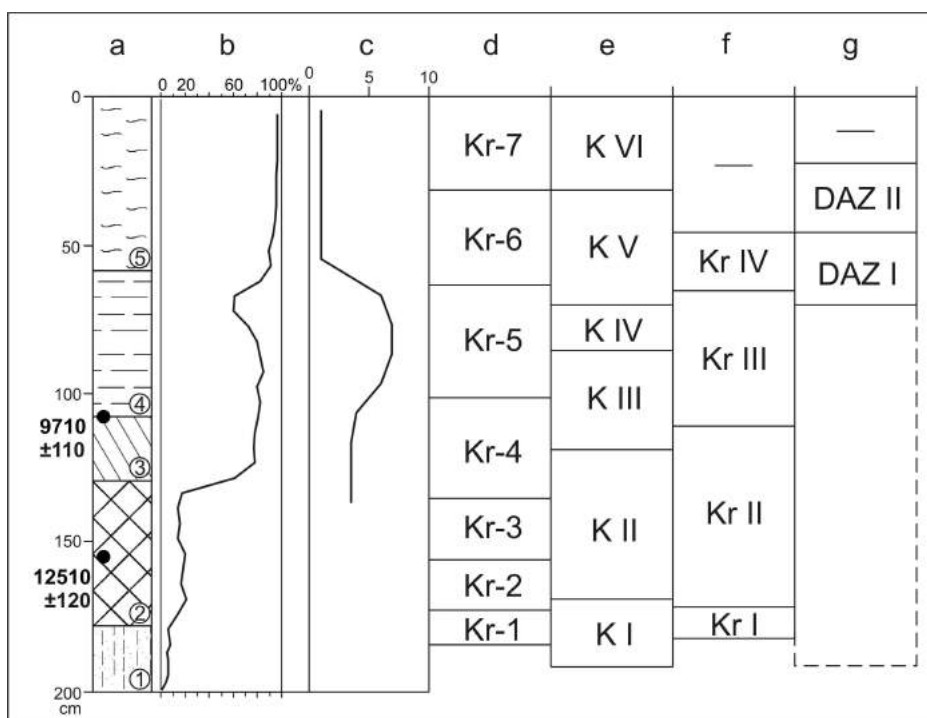
– K III i K IV (0,67–1,27 m) – o znacznym udziale materii organicznej – 75 % (zwłaszcza w K III – miedzi i fosforu) oraz wzrastającym udziale wapnia i manganu, osiągających mak-

symalny udział w K IV; w K IV znacznie powiększyła się zawartość cynku i ołowiu

– K V – o maksymalnym udziale cynku i ołowiu oraz substancji organicznej i obniżonym udziale pierwiastków litofilnych

– K VI – o najwyższym udziale substancji organicznej.

Analiza wioślarek z opisywanego rdzenia (D. Pawłowski w: Borówka i in. 2011) wskazała silny związek sukcesji ze wskazanymi zmianami charakteru zbiornika. Wyróżniono cztery fazy (rys. 10):



Rys. 10. Torfowisko Korzeń. Zestawienie wyników analiz osadów biogenicznych profilu Kr-1 (wg Borówka i in. 2011)

a – litologia: 1 – piasek średnio- i gruboziarnisty z domieszką humusu, 2 – gytia mineralna z udziałem detrytusu roślinnego, 3 – torf turzycowiskowy (turzycowo-trzcinowy), niski, 4 – torf zaroślowy, przejściowy, 5 – torf torfowcowy, przejściowy; b – zawartość materii organicznej; c – stopień rozkładu; d – lokalne poziomy pyłkowe; e – poziomy geochemiczne; f – poziomy wioślarek; g – poziomy okrzemek

Korzeń peatland. Results of analyses of biogenic deposits of the Kr-1 profile (after Borówka *et al.* 2011)

a – lithology: 1 – medium- and coarse-grained sand with an admixture of humus, 2 – mineral gyttja with plant detritus, 3 – tall-sedge fen peat, 4 – transition peat, 5 – *Sphagnum* peat; b – content of organic matter; c – decay degree; d – local pollen assemblage zones; e – geochemical zones; f – Cladocera zones; g – Diatom zones

– Kr I – obejmuje szczątki udokumentowane w osadach piaszczystego podłoża

– Kr II – odpowiadała odcinkowi osadów jeziornych; stwierdzono tu znaczną ilość gatunków (10) i dużą frekwencję osobników z dominacją gatunków litoralnych i tylko okresowym pojawianiem się planktonowych

– Kr III – wykazała zmienny udział poszczególnych gatunków oraz ogólnej frekwencji szczątków wioślarek; stwierdzono tu wyłącznie formy litoralne

– Kr IV – zanotowano znaczny spadek ilości osobników oraz gatunków (do 4); od głębokości 0,45 m do powierzchni wioślarek nie stwierdzono.

W ramach analizy okrzemek przeanalizowano cały profil osadów biogenicznych Kr-1 (Borówka i in. 2011), ale okrzemki występowały jedynie w odcinku 0,25–0,75 m (rys. 10). Wyróżniono tylko dwa poziomy okrzemkowe. W dolnym wydzielono dwa podpoziomy (DAZ

I a i I b). Niższy (DAZ I a) obejmował stropową część torfu zaroślowego (0,75–0,60 m) i był bogaty w gatunki. Dominowały tam formy bentosowe, oligotaoficzne i acydofilne (Borówka i in. 2011). Wyższy (DAZ I b) cechował się małą liczbą gatunków, odnotowano znaczny odsetek oligotrafentów, zaś minimalny – form acydofilnych. DAZ II wydzielono dla jednej próbki z głębokości 0,25 m.

Torfowisko Korzeń uznać można za bardzo dobrze rozpoznane. Poza pracami geologicznymi, geomorfologicznymi, hydrologicznymi i botanicznymi wykonano dla jego osadów analizy paleobotaniczne i paleozoologiczne, określono cechy geochemiczne i fizykochemiczne oraz ich wiek (rys. 10). Wszystkie badania wykonano w ciągu ostatnich trzech lat. Korzeń zaliczyć należy do torfowisk niskich, o położeniu dolinnym. W przeszłości torfowiska dominowało zasilanie wodami topogenicznymi i opadowymi. System kopalnych koryt w okresie

allerödu stał się zbiornikiem jeziornym z akumulacją utworów biogenicznych. Zatorfienie nastąpiło w końcu młodszego dryasu. Akumulacja utworów biogenicznych w holocenie nie była ciągła, a przypowierzchniowa warstwa torfu torfowcowego powstała w zbiornikach poeksploatacyjnych.

## Torfowisko Ługi

### Położenie

Dolina Jadwichny-Pichny, w której znajduje się torfowisko **Ługi**, jest rozległą formą genetyzacji fluwalnej (rys. 3). Stanowi część systemu doliny Warty w północnej części Doliny Sieradzkiej. Cechuje się szerokim, częściowo zabagnionym dnem, opadającym ku północy oraz poziomem nadzalewowym, położonym o 4–6 m wyżej. W przeszłości funkcjonowała jako droga odpływu wód proglacialnych w trakcie recesji lądolodu warciańskiego (Krauzlis 1974; Klatkova, Załoba 1991), a następnie – po jego całkowitym ustąpieniu, aż do końca górnego plenivistulianu – jako podstawowa droga przebiegu doliny Warty (Klatkova, Załoba 1986, 1991; Forysiak 2005). W obrębie jej dna występują liczne mokradła. Trzy spośród nich objęte zostały badaniami geologicznymi i geomorfologicznymi.

Torfowisko Ługi położone jest w środkowej części doliny Jadwichny-Pichny, w zachodnim skraju jej dna ( $\varphi$  51°43'42" – 51°44'20" N;  $\lambda$  18°42'40" – 18°43'21" E). Składa się z dwu płatów, rozdzielonych wyniesieniem piaszczystego podłoża (rys. 11A). Płat zachodni zajmuje powierzchnię około 28 ha. Płat wschodni jest nieco mniejszy – jego powierzchnia wynosi około 20,2 ha. Torfowisko zostało odwodnione w I połowie XX w. Na jego powierzchni znajdują się liczne torfianki wypełnione wodą. Z torfowiska w kierunku północno-wschodnim wypływa uregulowany ciek, który łączy się z kilkoma innymi i daje strumień Jadwichnę. Na obszarze torfowiska wykonano analizę współczesnej roślinności (Woziwoda, Michalska-Hejduk 2008).

### Warunki geomorfologiczne

Torfowisko Ługi leży w osiowej strefie dawnej doliny rzecznej, dzięki czemu jego otoczenie cechuje się niezbyt zróżnicowaną rzeźbą. Powierzchnia torfowiska nieznacznie opada z południa (od wysokości około 123,7 m n.p.m.) ku północy (do około 123,1 m n.p.m.),

choć dokładne określenie rzędnych powierzchni utrudniają liczne groble i wykopy. Od wschodu przylegają do torfowiska okresowo podmokłe fragmenty dna doliny, pokryte cienką warstwą osadów organiczno-mineralnych. Poza torfowiskiem Ługi w obrębie dna doliny zaznaczają się liczne, niewielkie mokradła. Jej powierzchnię urozmaicają także nieznacznie wyniesione, izolowane piaszczyste fragmenty, położone jedynie około 1 m powyżej obszarów podmokłych (rys. 11A). Zachodnie sąsiedztwo torfowiska położone jest nieco wyżej, około 124–127 m n.p.m. Jest to poziom wysokiej terasy rzecznej, która pod względem struktury i pochodzenia odpowiada wysokim terasom rzecznych w dolinach rzecznych regionu, także w dolinie Warty (Forysiak 2005). Dodatkowo powierzchnię terasy nadbudowują na znacznym obszarze cienkie, około jednodetrowe, pokrywy piasków eolicznych z nielicznymi, niskimi wydmiami (2–3 m wysokości względnej). Jedynie na południe od torfowiska występują dwie wyraźniejsze formy wydmy, o złożonym kształcie (przekształcone wydmy paraboliczne) sięgające nieco ponad 130 m n.p.m.

### Warunki geologiczne

Budowę geologiczną otoczenia torfowiska udokumentowano w trakcie badań nad zagadnieniami fluwalnymi systemu Warty (Klatkova, Załoba 1986, 1991; Forysiak 2005) oraz w ramach powierzchniowego kartowania geologicznego (Klatkova, Załoba 1992a, b; Klatkova i in. 2007a, b). Rozpoznanie geologiczne najbliższego sąsiedztwa torfowiska uzupełnione zostało sondami ręcznymi i płytkami odkrywkami. Otoczenie torfowiska zbudowane jest przede wszystkim z osadów piaszczystych (rys. 11B). Po zachodniej stronie są to rzeczne piaski średnio- i drobnoziarniste, powstałe w okresie górnego plenivistulianu. Miejscami przykryte są one przez piaski eoliczne, o odmiennym uziarnieniu i obróbce ziaren kwarcu (rys. 11D). Akumulacja piasków eolicznych nastąpiła w okresie późnego vistulianu, ale część form eolicznych została przemodelowana w holocenie. Podłoże osadów biogenicznych torfowiska Ługi stanowią także piaski rzeczne, które miejscami zawierają szczątki roślinne i cienkie wkładki namulów. Tworzyły się one w trakcie funkcjonowania rzeki i zamierania przepływu rzecznej w dolinie Jadwichny-Pichny. Osady te występują zarówno w facjach rzecznych, korytowych jak i pozakorytowych (rys. 11B, D).

### Osady biogeniczne

Osady biogeniczne stwierdzone w obu płatach torfowiska Ługi różnią się miąższością. We wschodnim wynosi ona średnio około 0,6 m, zaś w zachodnim – ponad 1,0 m. W osiowej części płata zachodniego stwierdzona miąższość jest znacznie większa i przekracza 2 m, a maksymalnie osiąga nawet 2,95 m (rys. 11C). W podłożu osadów biogenicznych zaznacza się przegłębienie o łukowatym kształcie. W przekroju poprzecznym wykazuje ono asymetrię i jest zapewne pozostałością dawnego koryta rzeki meandrującej, które po ustaniu przepływu wód rzecznych stało się zbiornikiem wodnym (Forysiak 2005). W południowej części pokład torfu jest cienki, nieznacznie przekracza 0,5 m i cechuje się wysokim stopniem rozkładu. W tej części torfowiska występuje niewielki fragment z powierzchniową dominacją torfowców – ich szczątki występują w postaci warstwy o miąższości około 20–30 cm. Jest to prawdopodobnie obszar wtórnej sukcesji na płytkim wyrobisku. Przekrój geologiczny AB poprowadzono w miejscu największego przegłębienia w podłożu torfowiska (rys. 11B, C). W przegłębieniu występują osady jeziorne. Zalegają one na obszarze w przybliżeniu zgodnym z izolinią wyznaczającą dwumetrową miąższość osadów biogenicznych. Z miejsca o największej stwierdzonej miąższości pobrano rdzeń osadów Ł-1 (rys. 11B, C, 12;  $\varphi$  51°43'52,8" N;  $\lambda$  18°42'46,5" E). Bezpośrednie podłoże dla osadów biogenicznych stanowią piaski z detrytusem roślinnym, zawierające około 8,8 % materii organicznej. Profil osadów biogenicznych stanowią osady jeziorne i torfy, wykształcone w postaci pięciu serii (rys. 12):

- gytia detrytusowo-wapienna (w spągu ilasto-wapienna), występuje na głębokości 2,90–2,00 m; materia organiczna stanowi tu od 18,3 do 39,3 % i jej odsetek generalnie maleje wraz z głębokością (rys. 20), zawartość węglanów wynosi od 18,5 % w wyższej części do aż 50,8 % w części dolnej. Znaczny jest w tej serii udział materiału mineralnego (do 40 %). Osad z głębokości 2,79–2,81 m poddany datowaniu radiowęglowemu dał wynik 13 820 ± 130 lat BP (MKL-421), potwierdzając uzyskany już wcześniej wiek tego utworu z profilu odległego o około 15 m (Forysiak 2005)

- gytia detrytusowa, zalega na głębokości 2,00–1,90 m, zawiera znaczną ilość szczątków roślin, a zawartość substancji organicznej

wzrasta w niej do około 71 %, osad ten nie zawiera węglanów, a pH spada poniżej 6

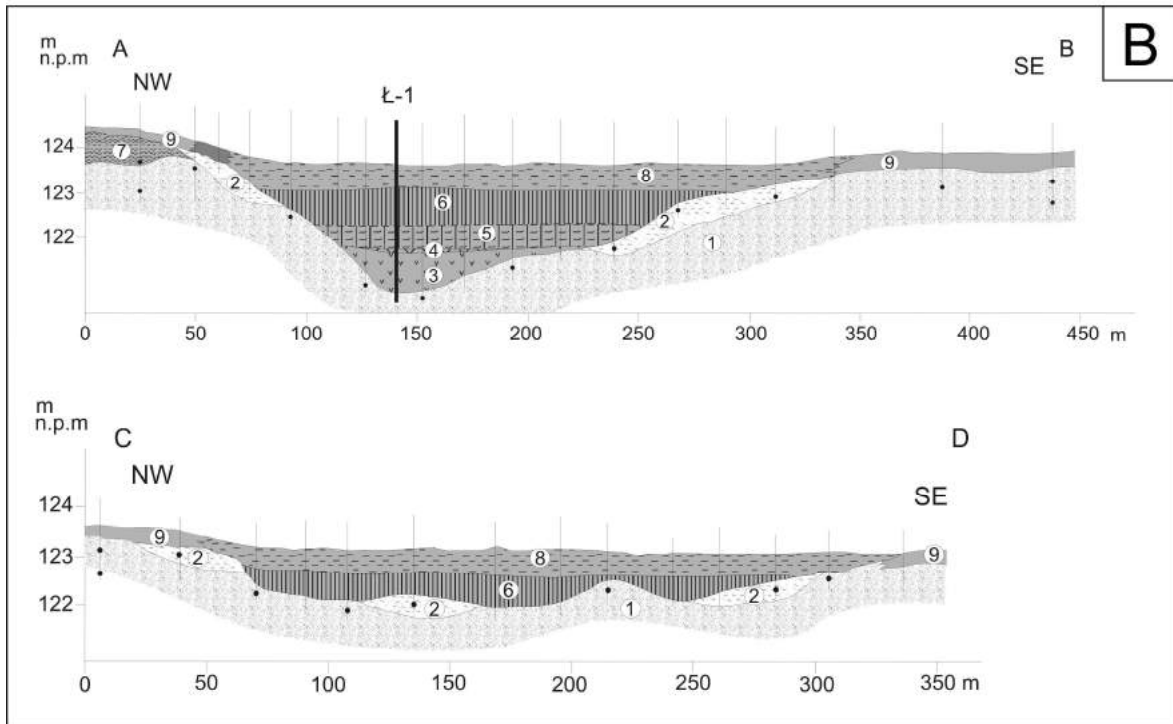
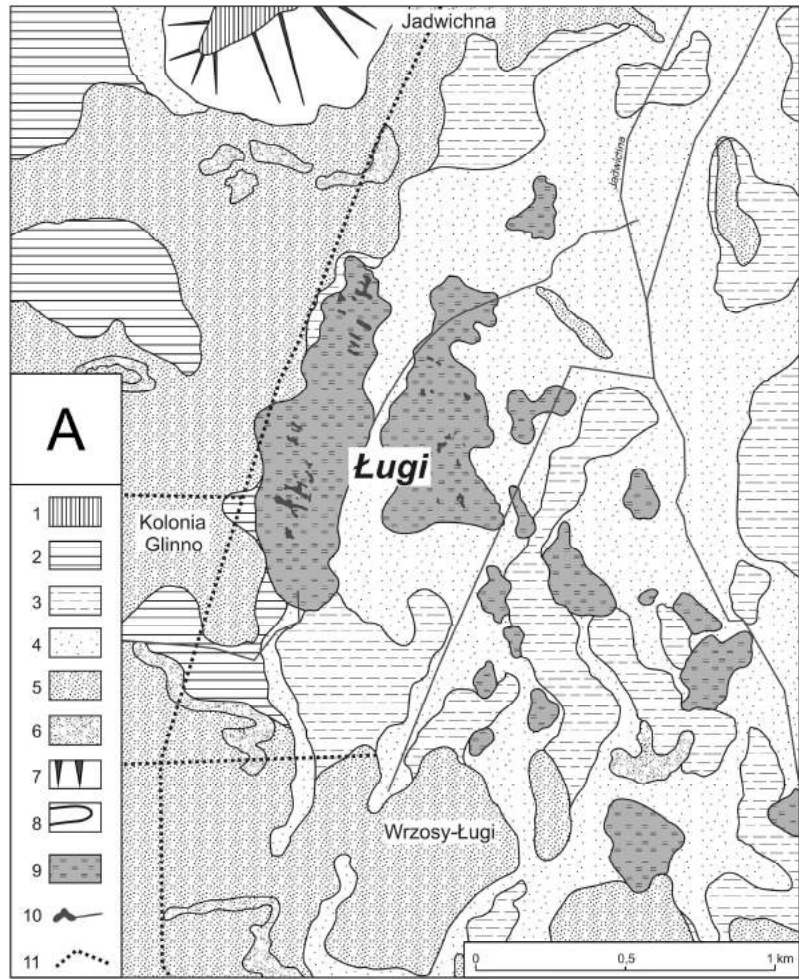
- torf turzycowo-mszysty ze szczątkami drewna, zalega na głębokości 1,90–1,38 m; zawartość materii organicznej jest w tej warstwie relatywnie mniejsza (54,9–77,8 %), a minimalna wartość występuje w środkowej części warstwy, gdzie widoczna jest domieszka drobnoziarnistego piasku. Utwór ten cechuje się odczynem około 5,5 i nie zawiera węglanów. Spąg opisywanej warstwy torfu został wydatowany metodą radiowęglową na 10 110 ± 130 lat BP (MKL-416)

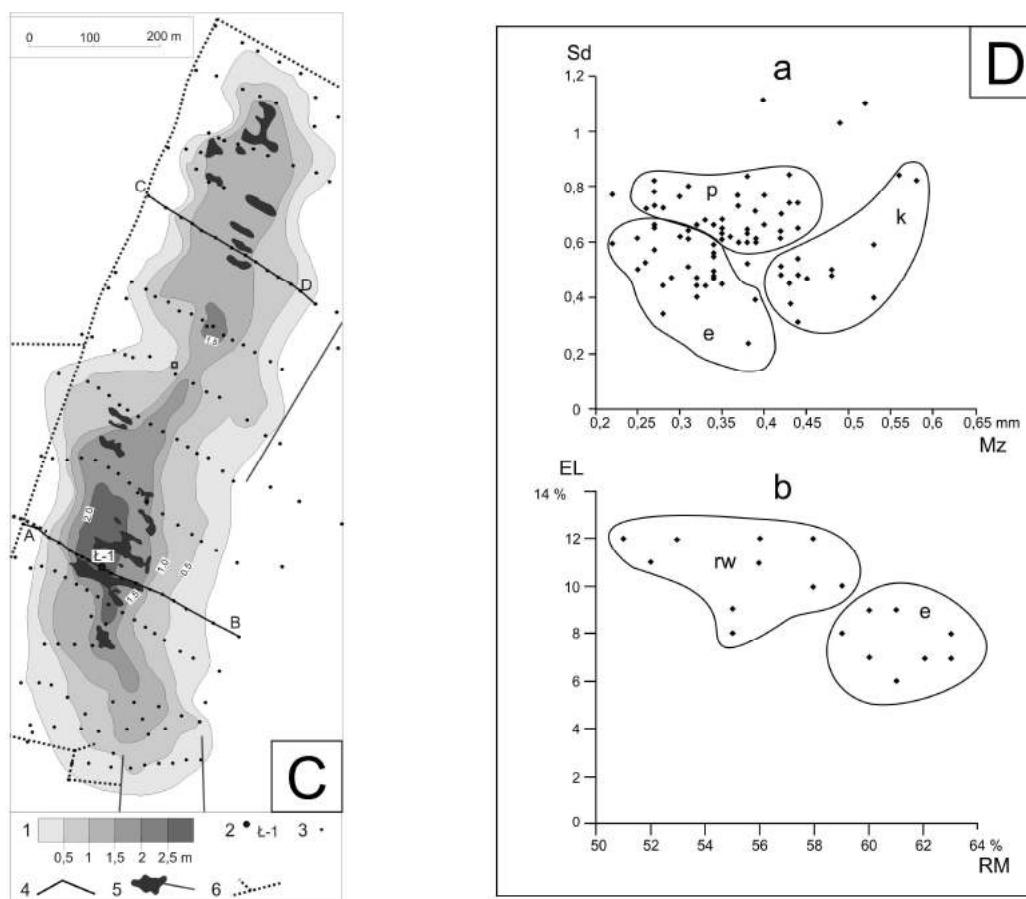
- torf szuwarowy ze szczątkami drewna, złożony na głębokości 1,38–0,45m; wykazuje zmienny stopień rozkładu, cechuje się też wysoką zawartością materii organicznej (82,0–92,6 %); nie zawiera węglanów, a pH ma wartość około 5. Wiek radiowęglowy próbki z głębokości 0,89–0,90 m został określony na 7430 ± 90 lat BP (MKL-419)

- torf turzycowiskowy, występuje od głębokości 0,45 m do powierzchni; warstwa jest przesuszona i silnie rozłożona, stwierdzić można przemieszanie tego materiału z torfem słabiej rozłożonym (H5) oraz z piaskiem; w części przypowierzchniowej niska jest zawartość materii organicznej.

### Wyniki analiz paleoekologicznych

Utworki biogeniczne rdzenia Ł-1 poddano analizie palinologicznej, którą wykonała M. Obremska. Wstępne, ekspertyzowe wyniki przedstawiono na uproszczonym diagramie (rys. 13). Wskazują one, że spągowa część gytii węglanowej (2,95–2,75 m) mogła powstać w okresie najstarszego dryasu. W tej części zarejestrowano największy udział pyłku roślin zielnych i turzyc, przy wysokim udziale roślin siedlisk wilgotnych i glonów z gromady zielenic (*Pediastrum*). Wiek osadów potwierdza także cytowany wynik datowania radiowęglowego. W gytii węglanowej zapisany jest też okres ocieplenia bölling (2,75–2,55 m) i ochłodzenia starszego dryasu (2,55–2,40 m) – ze stosunkowo niewielkim udziałem roślin siedlisk wilgotnych, ale przy znacznej frekwencji glonów (rys. 13). Zapis pyłkowy ocieplenia alleröd stwierdzono na głębokości 2,40–2,05 m (w gytii detrytusowo-wapiennej), z początkowo niskim i stopniowo wzrastającym udziałem roślin siedlisk wilgotnych, turzycowatych i *Pediastrum*. Stosunkowo silnie rozbudowany jest odcinek rdzenia przypisany młodszemu dryasowi (2,05–1,45 m). Wówczas, mimo zakończenia sedymentacji osadów jeziornych





Rys. 11. Torfowisko Ługi

A. Szkic geomorfologiczny

1 – wysoczyzna morenowa, płaska; 2 – terasa wysoka; 3 – wyniesione elementy dna doliny; 4 – podmokłe części dna doliny; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wydmy; 7 – stoki; 8 – doliny denudacyjne; 9 – torfowisko; 10 – zbiorniki potorfowe i cieki; 11 – drogi

B. Przekroje geologiczne AB i CD

górný plenivistulian: 1 – piaski różnoziarniste, rzeczne; późny vistulian: 2 – piaski z wkładkami utworów biogenicznych, 3 – gytia detrytusowo-wapienna, 4 – gytia detrytusowa, 5 – torf turzycowo-mszysty; holocen: 6 – torf szuwarowy, 7 – piasek eoliczny, 8 – torf turzycowiskowy z murszem w stropie, 9 – poziomy akumulacyjny gleb

C. Szkic miąższości osadów biogenicznych (część zachodnia)

1 – izolinie miąższości utworów biogenicznych; 2 – lokalizacja rdzenia Ł-1; 3 – sondy; 4 – linie przekrojów geologicznych; 5 – zbiorniki poeksploatacyjne i cieki; 6 – drogi

D. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych

a – wskaźniki granulometryczne (wg Folk i Warda): Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe  
 p – piaski pozakorytowe; k – piaski korytowe, e – eoliczne; b – obróbka ziaren kwarcu: RM – ziarna okrągłe, matowe; EL – ziarna błyszczące; rw – osady rzeczne, vistuliańskie; e – piaski eoliczne

Ługi peatland

A. Geomorphological sketch

1 – flat morainic plain; 2 – high terrace; 3 – elevated parts of valley bottom; 4 – wet parts of valley bottom; 5 – aeolian sand sheets; 6 – dunes; 7 – slopes; 8 – denudational valleys; 9 – peatland; 10 – post-exploitation basins and streams; 11 – roads

B. Geological cross-sections AB and CD

Upper Plenivistulian: 1 – vari-grained sands, fluvial; Late Weichselian: 2 – sands with inserts of biogenic deposits, 3 – detrital-calcareous gyttja, 4 – detrital gyttja, 5 – sedge-moss peat; Holocene: 6 – reed peat; 7 – aeolian sand, 8 – tall-sedge peat with muck at the top, 9 – soil accumulation horizon

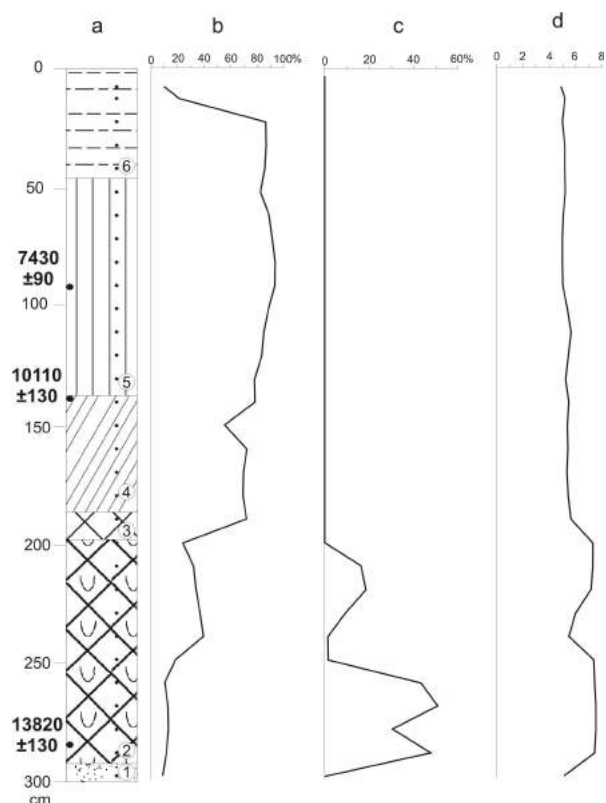
C. Sketch of the thickness of biogenic deposits

1 – thickness of biogenic deposits; 2 – location of the Ł-1 core; 3 – boreholes; 4 – lines of geological cross-sections; 5 – post-exploitation basins and streams; 6 – roads

D. Results of analyses of mineral deposits

a – grain-size coefficients (after Folk and Ward): Mz – mean diameter, Sd – standard deviation  
 p – overbank sands; k – channel sands; e – aeolian sands; b – quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, EL – shiny, glossy grains; rw – Weichselian fluvial deposits; e – aeolian sands



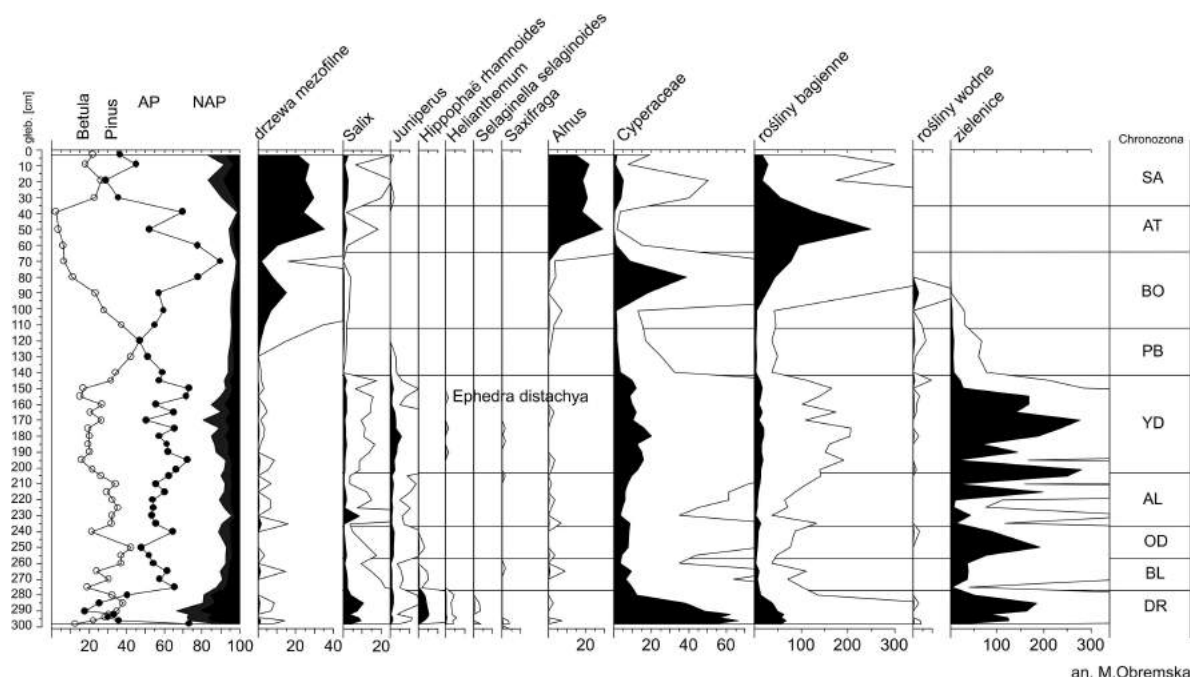


Rys. 12. Torfowisko Ługi. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu Ł-1

a – litologia: górny plenivistulian: 1 – piaski różnoziarniste, rzeczne; późny vistulian: 2 – gytia detrytusowo-wapienna (w spągu ilasto-wapienna), 3 – gytia detrytusowa, 4 – torf turzycowo-mszysty; holocen: 5 – torf szuwarowy, 6 – torf turzycowski, w stropie silnie rozłożony; b – zawartość materii organicznej; c – zawartość węglanów; d – stopień rozkładu

Ługi peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile Ł-1

a – lithology: Upper Pleniweichselian: 1 – variegated sands, fluvial; Late Weichselian: 2 – detrital-calcareous gyttja (clay-calcareous at the bottom), 3 – detrital gyttja, 4 – sedge-moss peat; Holocene: 5 – reed peat, 6 – tall-sedge peat, highly decomposed at the top; b – content of organic matter; c – CaCO<sub>3</sub> content; d – decay degree



Rys. 13. Torfowisko Ługi. Uproszczony diagram palinologiczny

Ługi peatland. Simplified pollen diagram

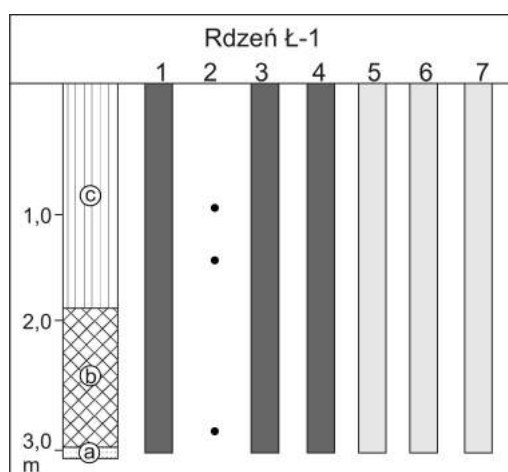
i wkroczenia torfowiska mechowiskowego, dość znaczny był udział roślin siedlisk wilgotnych oraz glonów z gromady zielenic. Okres preborealny (1,45–1,15 m) przyporządkowany został do odcinka diagramu wskazującego

wzrost udziału pyłku AP. Bardzo niski jest udział pyłku roślin bagiennych i turzycowatych, choć zaznaczony jest niewielki wzrost frekwencji roślin wodnych. W diagramie pyłkowym, na głębokości 1,15–0,65 m, widoczny

jest dalszy wzrost AP (do ok. 97 %), z wysokim udziałem turzycowatych, roślin wodnych i wzrastającym udziałem pyłku roślin siedlisk wilgotnych (rys. 13). Okres atlantycki skorelowano z cienką warstwą z głębokości 0,65–0,35 m, z wyraźnym wzrostem udziału pyłku drzew mezofilnych i roślin bagiennych oraz zauważalnym brakiem pyłku turzyc i roślin wodnych. Powyżej zaznaczyła się przerwa w sedimentacji torfu. Stropowa część to obraz sukcesji młodszej części okresu subatlantyckiego.

Torfowisko Ługi uznać można za dobrze rozpoznane. Poza pracami geologicznymi, geomorfologicznymi i botanicznymi wykonano dla jego osadów analizy paleobotaniczne (rys. 14),

określono cechy fizykochemiczne oraz ich wiek. Niemal całość materiału dokumentacyjnego powstała w trakcie prac prowadzonych w latach 2006–2011, wcześniej wykonane zostały tylko datowania materiału organicznego. Obiekt ten zaliczyć należy do torfowisk o położeniu dolinowym, w martwej dolinie rzecznej. W przeszłości torfowiska dominowało zasilanie wodami soligenicznymi i opadowymi. Fragment kopalnego dna doliny z korytami rzeczными na przełomie fazy epe i najstarszego dryasu stał się zbiornikiem jeziornym, z akumulacją utworów biogenicznych. Jego zatorfienie nastąpiło w okresie młodszego dryasu. Akumulacja utworów biogenicznych w holocenie nie była ciągła.



Rys. 14. Torfowisko Ługi. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych

litologia: a – piaski z materiałem organicznym, b – gytja, c – torf

wykonane badania: 1 – analiza palinologiczna, 2 – datowania radiowęglowe, 3 – analiza makroszczątków roślinnych, 4 – oznaczenia podstawowych parametrów fizykochemicznych (zawartość materii organicznej, zawartość węglanów, odczyn, konduktywność, stopień rozkładu), 5 – analiza kopalnych okrzemek, 6 – analiza kopalnych wioślarek, 7 – analiza kopalnych muchówek

kolorem ciemnoszarym oznaczono publikowane wyniki analiz, kolorem jasnoszarym niepublikowane

#### Ługi peatland. Results of analyses of biogenic deposits

lithology: a – sand with organic material, b – gyttja, c – peat

analyses: 1 – pollen analysis, 2 – radiocarbon datings, 3 – macrofossils, 4 – basic physical and chemical parameters (content of organic matter, CaCO<sub>3</sub> content, pH, conductivity, decay degree), 5 – fossil Diatom, 6 – fossil Cladocera, 7 – fossil Chironomidae

dark grey colour indicates the published results, light grey colour indicates unpublished results of analyses

#### Inne torfowiska Doliny Sieradzkiej

Torfowisko **Józefka** położone jest w północnej części doliny Jadwichny-Pichny ( $\varphi$  51°45'32" – 51°46'00" N;  $\lambda$  18°44'14" – 18°44'35" E; rys. 3), na północ torfowiska Ługi. Osady biogeniczne udokumentowane na stanowisku Józefka zalegają na piaskach rzecznych zawierających wkładki materiału organicznego. Ich powstanie,

podobnie jak całego rozległego dna doliny, związane jest z późnym vistulianem (Forysiak 2005; Klatkova i in. 2007). Miąższość osadów biogenicznych torfowiska Józefka jest niewielka – około 1,0 m. Jedynie w strefie prześwietlenia (w podłożu o szerokości około 30–40 m), przebiegającego wzdłuż zachodniej części torfowiska, sięga do 1,5 m. W strefie tej, między torfiankami, pobrano rdzeń osadów do badań

palinologicznych (Balwierz 1997; Klatkova i in. 2007 a). Dolną część profilu osadów stanowiły piaski z wkładkami gytyi mułkowej (1,45–1,25 m). Powyżej występowała warstwa spieczzonego torfu niskiego z wkładkami gytyi grubodetrytusowej. Wiek jej spągu (1,20 m), uzyskany metodą datowania radiowęglowego, wyniósł  $10\,380 \pm 220$  lat BP (Lod 676). Stropowa część profilu (od powierzchni do 0,65 m) to torf niski, silnie rozłożony.

Na podstawie ekspertyzy palinologicznej wyróżniono sześć lokalnych poziomów pyłkowych (Balwierz 1997; diagram opublikowany w pracy Forysiaka 2005), obejmujących przedział od allerödu do okresu subatlantyckiego, ale z wyraźnymi przerwami w sedimentacji. W spągowej serii piasków z wkładkami organicznymi (1,45–1,25 m) stwierdzono wysoki odsetek pyłku drzew (około 80 %). Odcinek ten skorelowano z allerödem (*Pinus-Alnus*). Powyżej w profilu osadów występuje torf niski. W spektrum pyłkowym zaznaczył się znaczny wzrost udziału pyłku roślin zielnych. Odcinek 1,20–do 0,60 m zaliczono do poziomu *Pinus-Cyperaceae-Juniperus-Artemisia* i skorelowano z młodszym dryasem (Balwierz 1997). Wynik został potwierdzony datowaniem radiowęglowym. Kolejno wyróżnione poziomy pyłkowe ukazały nieciągły zapis sukcesji okresu preborealnego i borealnego (0,60–0,40 m – LPAZ: *Pinus-Corylus* i *Pinus-Picea*) oraz atlantyckiego (0,40–0,30 m – LPAZ: *Alnus-Tilia-Quercus*). Nie stwierdzono zapisu okresu subborealnego, a stropową warstwę utworów torfowych (0,30–0,00 m) zaliczono do okresu subatlantyckiego (Balwierz 1997), obejmując poziomem pyłkowym: *Alnus-Carpinus-Abies-Cerealia*.

Torfowisko **Niedźwiadne** położone jest we wschodnim skraju doliny Pichny-Jadwichny ( $\varphi 51^{\circ}46'20''$  N;  $\lambda 18^{\circ}48'55''$  E; rys. 3), u podnóża stoku wysoczyzny. Jest to niewielki obiekt o powierzchni około 8,5 ha, położony obniżeniu bezodpływowym. Wschodnie obrzeżenie misy torfowiska stanowi dolna część rozbudowanego stoku wysoczyzny morenowej okolic Zadzimia, o deniwelacji około 25 m. Od zachodu misa torfowiska zamknięta jest przez dwie wydmy, o wysokościach względnych 7–9 m. Powierzchnia torfowiska, leżąca na wysokości około 127,4 m n.p.m., jest przekształcona w wyniku eksploatacji torfu.

Wypełnienie misy torfowiska Niedźwiadne zostało wstępnie rozpoznane w trakcie kartowania geologicznego (Klatkova i in. 2007 b). Podłoże osadów biogenicznych stanowią drobnoziarniste piaski rzeczne, z wkładkami namułów organicznych i mułków. Ich wiek depozycji można łączyć ze starszą częścią późnego vistulianu, kiedy w dolinie Jadwichny-Pichny zamierał przepływ wód Warty (Forysiak 2005). Seria osadów biogenicznych osiągnęła 2,50 m. W północnej części torfowiska pobrano rdzeń osadów o miąższości 2,20 m, którego spągowy odcinek poddano datowaniu, uzyskując wiek  $8240 \pm 160$  lat BP (Lod 677). Misa torfowiska została zamknięta w późnym vistulianie (w trakcie faz formowania wydmy), a wkroczenie zbiorowisk torfotwórczych nastąpiło najpóźniej na początku okresu atlantyckiego. We wschodniej części na torfie zalegała cienka warstwa mułków piaszczystych z domieszką organiczną (0,50–0,80 m), których akumulację można wiązać z funkcjonowaniem procesów denudacyjnych (prawdopodobnie w neoholocenie).

## TORFOWISKA W KOTLINIE KOLSKIEJ

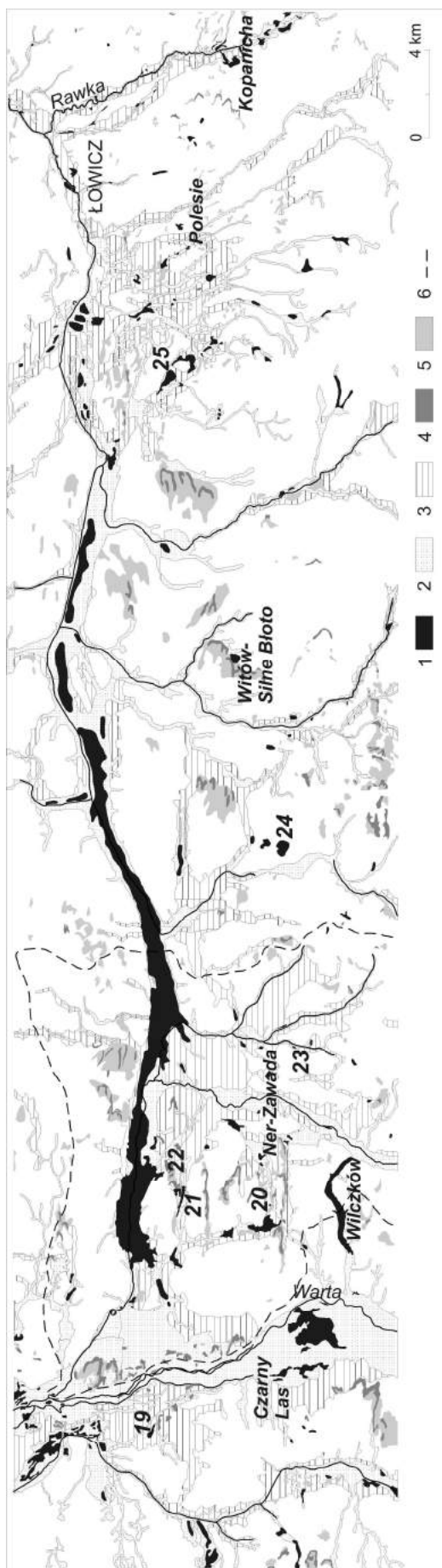
Badaniami objęto wybrane torfowiska południowej części Kotliny Kolskiej. Kotlina obejmuje część pradoliny warszawsko-berlińskiej, wraz z rozległą równiną aluwialną Warty (tzw. basen uniejowski). Dolina Warty (wykorzystując wspomnianą pradolinę) zmienia w Kotlinie Kolskiej kierunek z południkowego na równoleżnikowy.

### Torfowisko Czarny Las

#### Położenie

Torfowisko **Czarny Las** położone jest w obrębie basenu uniejowskiego – rozległej rów-

niny aluwialnej (rys. 15), która utworzyła się w miejscu połączenia południkowego odcinka doliny środkowej Warty z pradoliną warszawsko-berlińską (Klatkova, Załoba 1991). Torfowisko położone jest około 3 km na zachód od współczesnego obwałowanego koryta Warty, w zachodniej części doliny ( $\varphi 51^{\circ}57'03''$  –  $51^{\circ}58'07''$  N;  $\lambda 18^{\circ}42'36''$  –  $18^{\circ}43'31''$  E). Opiswany obiekt rozdzielony jest na dwa płaty – południowy i północny, które w przeszłości stanowiły zapewne zwarty kompleks mokradłowy (rys. 16A). Tak prezentowane są na obrazach kartograficznych (m.in. Czyż i in. 2008, 2009). Ich



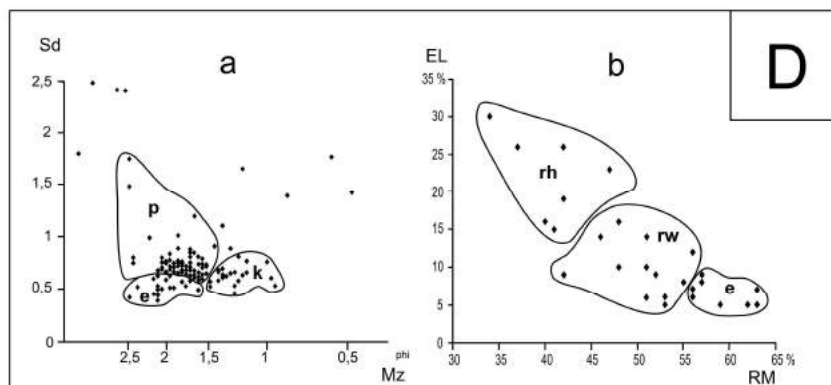
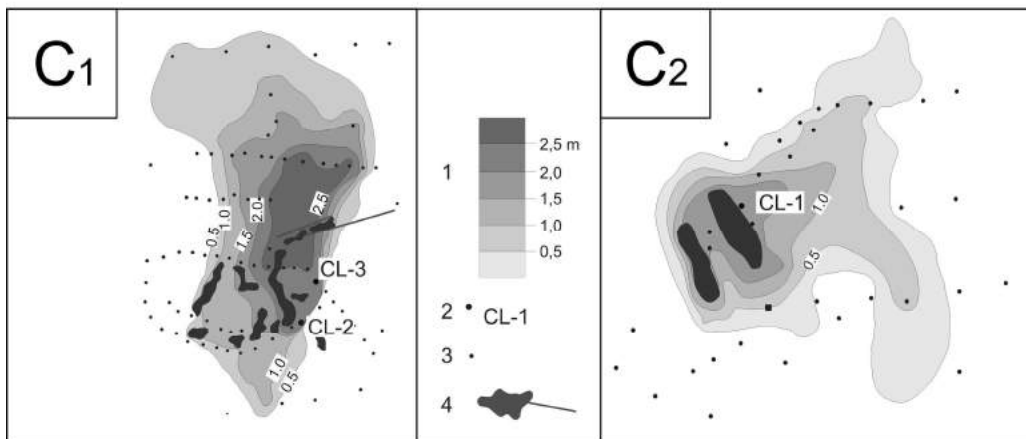
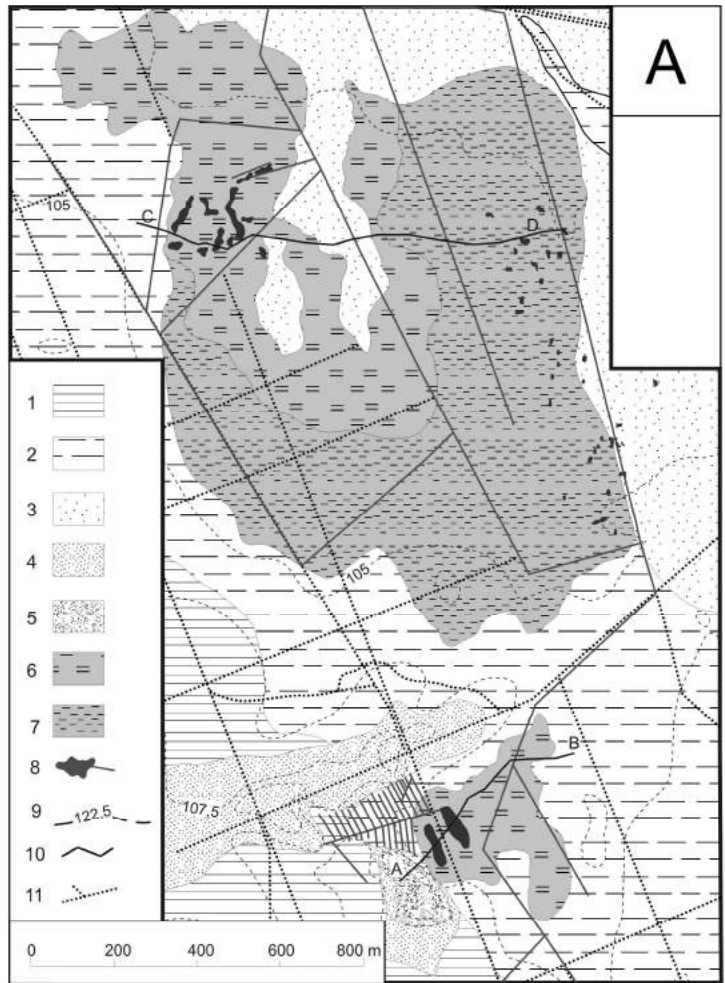
Rys. 15. Torfowiska strefy pradoliny warszawsko-berlińskiej na tle wybranych elementów rzeźby terenu (wg SMGP 1:50 000)

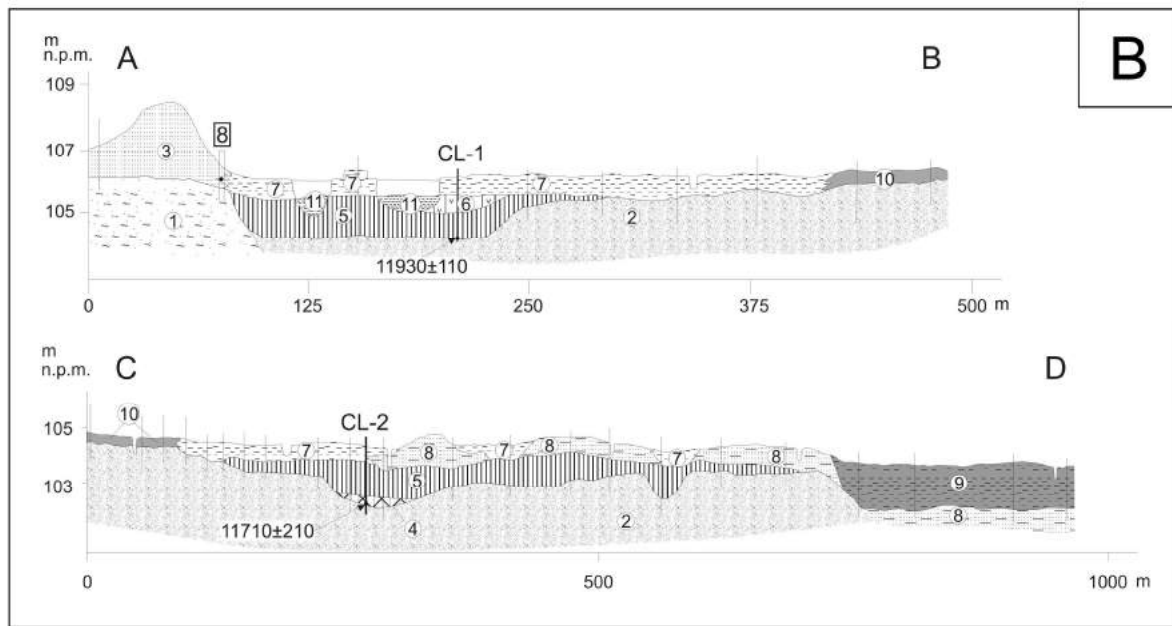
1 – torfowiska; 2 – dna dolin i terasy niskie; 3 – terasy wysokie; 4 – wydmy; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wybrane działy wodne  
 podano nazwy torfowisk szczegółowo opisanych w tekście; liczbami oznaczono inne torfowiska:

19 – Koźmin, 20 – Światonia, 21 – Świnice Warckie, 22 – Podgórze, 23 – Wierzbowa, 24 – Opałanki – Boczki, 25 – Rogóźno

Peatlands of the Warsaw-Berlin marginal valley against the selected landforms (after Detailed Geological Map of Poland 1:50 000)

1 – peatlands; 2 – valley bottoms and low terraces; 3 – high terraces; 4 – dunes; 5 – aeolian sand sheets; 6 – watersheds  
 peatlands' designations presented in the text are given; numbers indicate the other peatlands





Rys. 16. Torfowisko Czarny Las

A. Szkic geomorfologiczny

1 – terasa wysoka; 2 – terasa niska; 3 – dna doliny rzecznej; 4 – pola piasków eolicznych; 5 – wydmy; 6 – torfowisko; 7 – silnie przekształcona powierzchnia torfowiska; 8 – zbiorniki poeksploatacyjne i ciekii; 9 – poziomicze; 10 – linie przekrojów geologicznych; 11 – drogi

B. Przekroje geologiczne AB i CD

górný plenivistulian: 1 – piaski różnoziarniste, rzeczne; późny vistulian: 2 – piaski z wkładkami utworów biogenicznych, 3 – piaski eoliczne, 4 – torf z gytją; holocen: 5 – torf niski, 6 – torf mechowiskowy, 7 – mursz z utworami mineralnymi, 8 – piaski średnio- i drobnoziarniste z namułami organicznymi i wkładkami utworów biogenicznych, 9 – spiaszczone torfy z przewarstwieniami piasków rzecznych, 10 – poziomy akumulacyjne gleb murszowych, 11 – wtórne utwory w torfiankach

C. Szkic miąższości osadów biogenicznych (C1 – część północna, C2 – część południowa)

1 – izolinie miąższości utworów biogenicznych; 2 – lokalizacja rdzeni CL-1, CL-2 i CL-3; 3 – sondy; 4 – zbiorniki poeksploatacyjne i ciekii

D. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych

a – wskaźniki granulometryczne (wg Folka i Warda): Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe

p – piaski rzeczne, pozakorytowe; k – piaski rzeczne, korytowe; e – piaski eoliczne

b – obróbka ziaren kwarcu: RM – ziarna okrągłe, matowe, EL – ziarna błyszczące

rh – piaski rzeczne, holocenijskie; rw – piaski rzeczne, vistuliańskie; e – piaski eoliczne

Czarny Las peatland

A. Geomorphological sketch

1 – high terrace; 2 – low terrace; 3 – river valley bottom; 4 – aeolian sand sheets; 5 – dunes; 6 – peatland; 7 – highly transformed peatland; 8 – post-exploitation basins and streams; 9 – contourlines; 10 – lines of geological cross-sections; 11 – roads

B. Geological cross-sections AB and CD

Upper Plenivistulian: 1 – vari-grained, fluvial; Late Weichselian: 2 – sands with inserts of biogenic deposits, 3 – aeolian sands 4 – peat and gyttja; Holocene: 5 – fen peat, 6 – sedge-moss fen peat, 7 – muck with mineral deposits, 8 – medium- and fine-grained sands with organic mud and inserts of biogenic deposits, 9 – sandy peat interlayered with fluvial sand, 10 – muck soil, 11 – secondary deposits in post-exploitation basins

C. Sketch of the thickness of biogenic deposits

1 – thickness of biogenic deposits; 2 – location of the CL-1, CL-2 and CL-3 cores; 3 – boreholes; 4 – post-exploitation basins and streams

D. Results of analyses of mineral deposits

a – grain-size coefficients (after Folk and Ward): Mz – mean diameter, Sd – standard deviation

p – overbank sands; k – channel sands; e – aeolian sands

b – quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, EL – shiny, glossy grains

rh – Holocene fluvial sands; rw – Weichselian fluvial sands; e – aeolian sands

łączna powierzchnia, wydzielona na szkicu geologicznym, wynosi około 53 ha (bez obszarów silnie przekształconych; rys. 16A). W pierwszej połowie XX w. obszar torfowiska został zmeliorowany. Obecnie na jego powierzchni znajdują się liczne, niezbyt duże zbiorniki poeksploatacyjne. Podkreślić należy istotne zmiany położenia poziomu wody na torfowisku. W latach 60. XX w., wraz z postępem eksploatacji węgla brunatnego w odkrywcę Adamów (leżała wówczas tylko około 4,5 km na północny zachód od torfowiska), poziom wody zaczął obniżać się z powodu odwodnienia odkrywki i powstania leja depresyjnego w poziomach wodonośnych. Obecnie stopniowo wzrasta, co znalazło odbicie w funkcjonowaniu lasu na torfowisku (Cedro 2010). Na obszarze torfowiska wykonano analizę współczesnej roślinności (Woziwoda, Michalska-Hejduk 2008).

#### Warunki geomorfologiczne

Torfowisko Czarny Las położone jest w obrębie niskiego poziomu nadzalewowego doliny, a południowy jego płat – od zachodu i południa – przylega do słabo zaznaczonej krawędzi wysokiej terasy nadzalewowej doliny Warty. Od wschodu północny płat ograniczają osady dna doliny. Południowa część torfowiska położona jest nieco wyżej. Jego współczesna powierzchnia opada nieznacznie ku północnemu wschodowi, od wysokości około 106,3 m do około 105,6 m n.p.m. Rzędne te nie oddają naturalnego położenia powierzchni, ponieważ została ona silnie przekształcona antropogenicznie. Północny płat równiny torfowej jest znacznie większy (rys. 16A). Jego powierzchnia obniża się ku północy, od wysokości około 105,2 m n.p.m. do około 103,5 m n.p.m. Zasięg wyznaczony na szkicu geomorfologicznym wynika zarówno z naturalnych granic torfowiska, zajmującego kopalne obniżenie w obrębie terasy niskiej, jak i przebiegu przyjętej granicy litologicznej między obszarem pokrytym przesuszonym torfem, a terenami, gdzie cienka warstwa torfu uległa mineralizacji. Na szkicu geomorfologicznym, z uwagi na skrajnie przekształconą współczesną powierzchnię części torfowiska, oznaczono ją osobnym wydzieleniem (rys. 16A, sygn. 7).

Dno doliny Warty w sąsiedztwie torfowiska Czarny Las (między Uniejowem i Ewinowem) jest rozległe, podzielone na kilka stref. Jego powierzchnia w sąsiedztwie torfowiska leży w na wysokości 103,5–105,0 m n.p.m., a więc nieznacznie poniżej poziomu terasy

niskiej, jak i torfowiska. Niska terasa nadzalewowa, stanowiąca podłoże torfowiska, jest jednym z głównych elementów morfologicznych w obrębie basenu uniejowskiego (Turkowska i in. 2000; Forysiak 2005). W sąsiedztwie torfowiska położona jest jedynie około 0,5–1,5 m powyżej dna doliny, a w niektórych miejscach wręcz nie zaznacza się różnica wysokościowa pomiędzy tymi poziomami dolinnymi (Forysiak 2005)<sup>1</sup>. Powierzchnię terasy niskiej urozmaicają jedynie niewielkie wyniesienia o genezie eolicznej. Największe z nich znajduje się między płatami torfowiska (rys. 16A) i jest przedłużeniem pola piasków eolicznych, leżącego na terasie wysokiej. Terasa wysoka doliny Warty występuje na zachód od torfowiska i zlokalizowana jest około 2–3 m powyżej jego powierzchni.

#### Warunki geologiczne

Osady rzeczne doliny Warty wypełniają rozległe rozcięcia o głębokości około 20 m, powstałe w schyłkowej fazie zlodowacenia warty (m.in. Czarnik 1972; Klatkova 1972; Forysiak 2005; Czyż i in. 2008, 2009). W podłożu osadów znajdują się starsze utwory czwartorzędowe (m.in. gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich), a także złoża mioceńskiego węgla brunatnego, występujące w obrębie płytkich rowów tektonicznych i związanych z nimi form erozyjnych. Powierzchniowa budowa geologiczna otoczenia torfowiska zdominowana jest przez osady rzeczne. Terasa wysoka – górnoplenivistuliańska – zbudowana jest z piasków średnio- i drobnoziarnistych (rys. 16B, D), z wkładkami piasków mułkowych, pozbawionych domieszek organicznych i złożonych w środowisku rzeki roztokowej. Ich miąższość wynosi około 15 m (Czyż i in. 2008), zaś struktura została rozpoznana w odkrywcę KWB Adamów w Smulsku, w odległości około 5 km od analizowanego stanowiska (Forysiak 2005, 2008). Terasa niska zbudowana jest z piasków różnoziarnistych, korytowych, zawierają one rozproszone fragmenty roślin, akumulowane w warunkach rzeki meandrującej lub wielokorytowej oraz z osadów pozakorytowych w postaci piasków drobnoziarnistych z mułkami, wkładkami namułów oraz mułków mineralno-organicznych (rys. 16B, D). Powstanie tej serii związane

<sup>1</sup> Brak tej morfologicznej oddzielności znalazł swój wyraz na mapach geologicznych, gdyż często podczas kartowania geologicznego powierzchnię terasy niskiej łączono z dnem doliny (m.in. Klatkova, Załoba 1992a; Czyż i in. 2008, 2009).

jest z późnym vistulianem, a szybsze tempo agradacji tych osadów nastąpiło w młodszym dryasie (Turkowska i in. 2000). Jej miąższość w strefie torfowiska sięga 5 m (Czyż i in. 2008). Struktura osadów terasy niskiej została szczegółowo rozpoznana w odkrywcę KWB Adamów w Koźminie (m.in. Forysiak i in. 1999; Turkowska i in. 2000, 2004; Petera 2002; Forysiak 2005). Dno doliny Warty, przylegające częściowo do torfowiska Czarny Las, tworzą holocenijskie piaski korytowe (głównie średnioziarniste) oraz pozakorytowe utwory drobnopiaszczyste i mułkowe z cienkimi wkładkami torfów i namulów organicznych.

### Osady biogeniczne

Średnia miąższość serii osadów biogenicznych torfowiska Czarny Las nie jest zbyt wysoka (1,3–1,5 m). W obrębie północnego płata maksymalna miąższość wynosiła 2,8 m (w zachodniej części). Dla południowego płata największą, niemal 2,0 m miąższość profilu torfów stwierdzono w jego zachodniej części (rys. 16B, C). Przypowierzchniowa warstwa torfów (0,30–0,60 m) na całym obszarze charakteryzowała się bardzo silnym rozkładem.

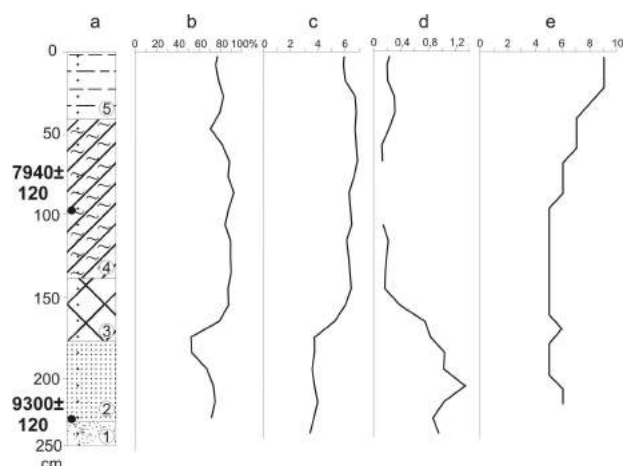
Południowy płat torfowiska cechuje się stosunkowo prostą budową złoża. Mięg torfowiska stanowiło przegłębienie, będące prawdopodobnie fragmentem koryta rzecznego. Poza paleokorytem zatorfiona została przyległa część terasy niskiej, gdzie warstwa torfu jest cieńsza (0,60–0,70 m). W obrębie południowego płata pobrano rdzeń CL-1 (rys. 16B, C). Na piaszczystym podłożu zalegała warstwa torfu niskiego (1,80–1,00 m), z wkładkami gytii detrytusowej. W spągowym odcinku tej serii pobrano próbkę gytii (1,70–1,75 m), dla której oznaczono wiek –  $11\,930 \pm 110$  lat BP (MKL-420). Pozwoliło to powiązać powstanie torfowiska z początkiem fazy alleröd. Na głębokości 1,00–0,60 m zalega torf łożowy z udziałem drewna. Przypowierzchniową warstwę (0,60 m) stanowi silnie rozłożony torf.

W obrębie północnego płata, torf, wraz z niewielkimi wkładkami gytii, wypełniał stosunkowo rozległe obniżenie w obrębie terasy niskiej. W przegłębieniach, będących fragmentami koryt rzecznych, miąższość osadów biogenicznych osiągnęła 2,80 m. W południowej części tego płata torfowiska, seria torfu niskiego jest dość cienka – osiągnęła zaledwie około 0,80 m. W części środkowej sięga ona do 2,0 m (zlokalizowano tam rdzenie CL-2 i CL-3; rys. 16C). W profilu rdzenia CL-2 dominują torfy

niskie, w części spągowej (2,10–1,60 m) jest to torf mechowiskowy. Próbkę tego utworu (o stopniu rozkładu około H-5, z głębokości 2,05–2,10 m) poddano analizie radiowęglowej i uzyskano wiek  $11\,710 \pm 210$  lat BP (MKL-418). Datowanie wskazało na podobny czas rozpoczęcia akumulacji osadów biogenicznych północnego i południowego płata torfowiska. Rdzeń CL-3 o długości 2,40 m pobrano w strefie nie objętej eksploatacją ( $\varphi 51^{\circ}57'53,0''$  N;  $\lambda 18^{\circ}42'52,5''$  E). Z głębokości 2,34–2,37 m pobrano próbkę, dla której uzyskany wynik analizy radiowęglowej wyniósł  $9300 \pm 120$  lat (MKL-414). W kontekście cytowanego powyżej wyniku ze spągu osadów biogenicznych położonego w odległości około 50 m rdzenia CL-2, wiek ten wydaje się zbyt młody. Nie została dotychczas wykonana analiza palinologiczna osadów z omawianego torfowiska, wykonano zaś ekspertyzę makroszczątków roślinnych dla utworów z rdzenia CL-3 (Strzelczyk 2010). Spągową warstwę stanowi torf mszysty, z przewarstwieniami gytii detrytusowej (2,40–1,75 m). Głównym składnikiem tej warstwy są pozostałości mchów brunatnych (*Bryales*), z niewielkim udziałem torfowców (*Sphagnales*). Powyżej zalega seria torfu niskiego (1,75–1,40 m), który zawiera znaczną domieszkę osadu jeziornego. Zawartość materii organicznej wzrosła do około 90 %, podobnie jak wartość odczynu (rys. 17). Wyżej zalega torf turzycowy, pozbawiony wkładek gytii. W dolnej części cechuje się średnim stopniem rozkładu, który stopniowo zwiększał się ku górze (do H-7 na głębokości około 0,65 m). Uformowany został głównie z korzonków turzyc, z domieszką innych roślin szuwarowych (Strzelczyk 2010). Z głębokości 0,98–1,00 m pobrano próbkę do oznaczenia wieku, która dała wynik  $7940 \pm 120$  lat BP (MKL-422). Stropowa warstwa torfu wykazuje niemal całkowity rozkład.

Torfowisko Czarny Las uznać można za dość dobrze rozpoznane. Poza pracami geologicznymi, geomorfologicznymi i botanicznymi wykonano dla jego osadów analizę makroszczątków roślinnych, określono cechy fizykochemiczne oraz ich wiek. Badania te wykonano w latach 2008–2010. Obiekt należy zaliczyć do torfowisk niskich, o położeniu dolinnym. Torfowisko zasilane było głównie wodami soligenicznymi i fluwiogenicznymi. Fragment kopalnego dna doliny, wraz z korytami rzeczными, uległ zatorfieniu w okresie allerödu. Akumulacja torfów trwała w późnym vistulianie i holocenie, ale nie była ciągła.





Rys. 17. Torfowisko Czarny Las. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu CL-3

a – litologia: 1 – piaski rzeczne z wkładkami utworów biogenicznych, 2 – torf mszysty z przewarstwieniami gytii, 3 – torf niski, zagytiony, 4 – torf turzycowy, niski, 5 – torf silnie rozłożony z murszem i utworami mineralnymi; b – zawartość materii organicznej; c – odczyn; d – konduktywność (mS); e – stopień rozkładu

Czarny Las peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile CL-3

a – lithology: 1 – fluvial sands with inserts of biogenic deposits, 2 – brown moss peat interlayered with gyttja, 3 – fen peat with gyttja, 4 – sedge fen peat; 5 – highly decomposed peat with muck and mineral deposits; b – content of organic matter; c – pH; d – conductivity (mS); e – decay degree

## Torfowisko Wilczków

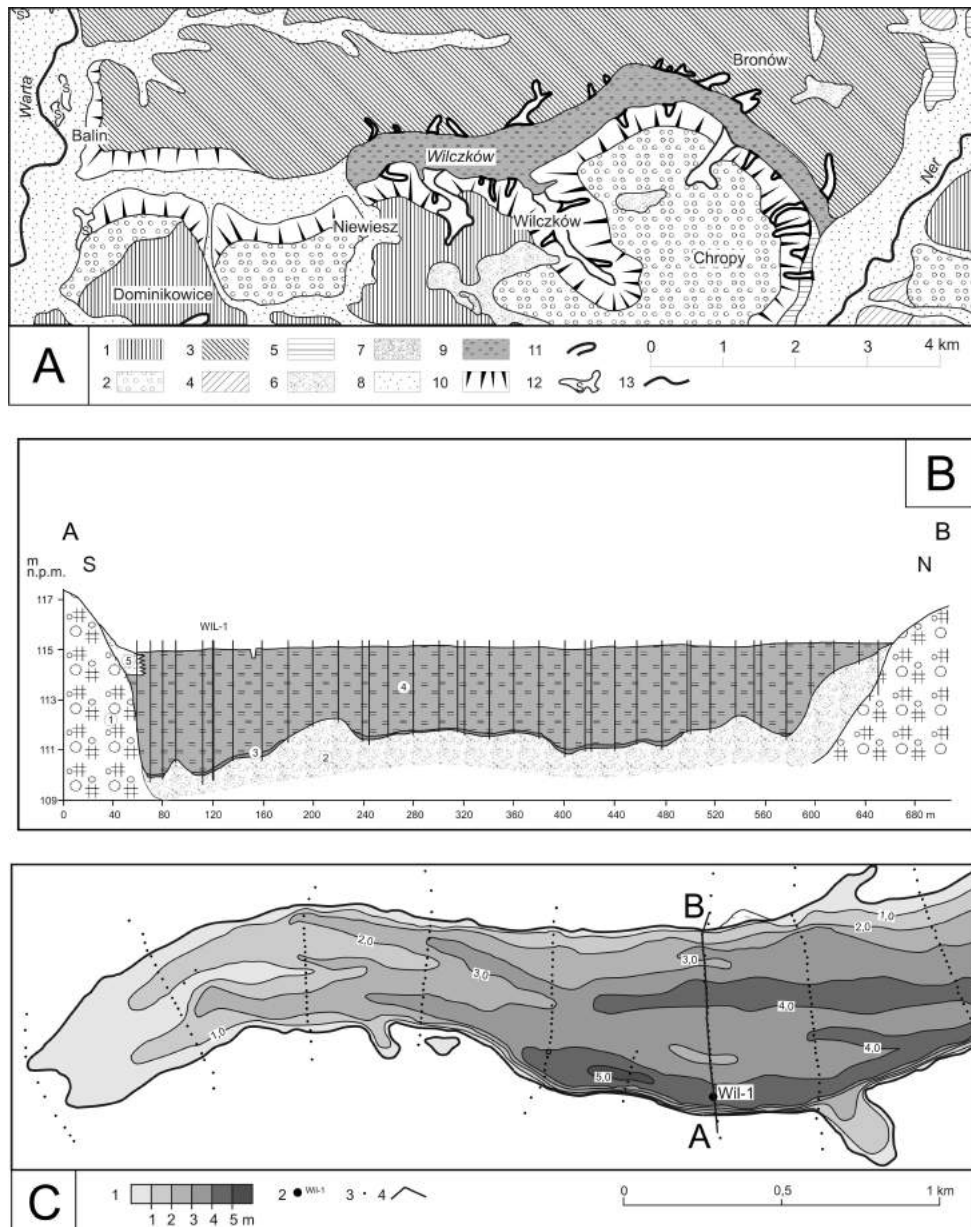
### Położenie

Torfowisko **Wilczków** położone jest w południowym skraju Kotliny Kolskiej (rys. 15), w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej. Zajmuje wschodnią część martwej doliny rzecznej Balin-Chropy ( $\varphi$  51°56'03" – 51°57'09" N;  $\lambda$  18°51'25" – 18°57'20" E), łączącej dolinę Neru i Warty (rys. 18A). Złoże torfu obejmuje całą szerokość doliny (300–600 m) na odcinku 7,5 km, zajmując około 300 ha (Ruksza 1958). Jego powierzchnia w znacznym stopniu została przekształcona w wyniku eksploatacji torfu i prowadzenia gospodarki łąkarskiej (Forysiak, Michalska-Hejduk 2005), zaś środkowa część jest niemal całkowicie zniszczona. Na torfowisku zlokalizowane są liczne, stałe zbiorniki poeksploatacyjne (największy z nich ma powierzchnię około 7,5 ha).

### Warunki geomorfologiczne

Powierzchnia torfowiska Wilczków (we wschodnim skraju) łączy się z poziomem niskiej terasy nadzalewowej w dolinie Neru (114,5–114,8 m n.p.m.). Fragmentarycznie zachowała się także w rejonie Chrop terasa wysoka (górnoplewivistuliańska) (rys. 18A), zlokalizowana około

3–4 m powyżej dna doliny Neru. W kierunku zachodnim powierzchnia torfowiska utrzymuje się na niemal stałym poziomie – około 114,5 m n.p.m. Po zmianie kierunku osi doliny (z SE–NW na NE–SW), zaczyna się nieznacznie wznosić i w Wilczkowie przekracza 115,0 m n.p.m. Dalej, ku zachodowi, wykazuje już spadek rzędu 2,0 m/km. W miejscowości Niewiesz złoże torfów kończy się, zaś mineralne dno doliny wykazuje konsekwentnie spadek do doliny Warty. W Balinie łączy się z jej dnem na poziomie około 107,5 m n.p.m. Stoki zatorfionej doliny wykazują asymetrię (rys. 18A, B). Południowy jest dłuższy, w jego obrębie występuje więcej form denudacyjnych, zaś północny jest krótszy i niższy, z niewielkimi dolinkami denudacyjnymi. Południowe zaplecze doliny Balin-Chropy stanowi rozległa równina wodnolodowcowa, której centralna część leży powyżej 130 m n.p.m. Urozmaicona jest ona zespołem form eolicznych z wydrami o wysokości 5–8 m. Na północ od omawianej doliny znajduje się wyrównany obszar, położony na wysokości 117,0–120,0 m n.p.m. W literaturze określa się go jako zerodowany poziom pradolinny (m.in. Jewtuchowicz 1967, 1970; Krajewski K. 1977; Forysiak 2005) lub wysoczyzna płaska (Turkowska 2006; Forysiak, Kamiński 2011).



Rys. 18. Torfowisko Wilczków

**A. Szkic geomorfologiczny**

1 – wysoczyzna morenowa, płaska; 2 – równina wodnolodowcowa; 3 – poziom erozyjny, pradolinny; 4 – terasa rzeczna, erozyjna; 5 – terasa nadzalewowa, wysoka; 6 – pola piasków eolicznych; 7 – wydmy; 8 – dna dolin; 9 – torfowisko; 10 – stoki; 11 – doliny denudacyjne; 12 – starorzecza; 13 – cieki

**B. Przekrój geologiczny AB**

złodowacenie warty: 1 – glina zwałowa; późny vistulian: 2 – piaski różnoziarniste z rozproszoną materią organiczną, 3 – torf z mulkiem; późny vistulian/holocen: 4 – torf, 5 – mulki piaszczyste, deluwialne

**C. Szkic miąższości osadów biogenicznych**

1 – izolinie miąższości utworów biogenicznych; 2 – lokalizacja rdzenia Wil-1; 3 – sondy; 4 – linia przekroju geologicznego AB

**Wilczków peatland**

**A. Geomorphological sketch**

1 – flat morainic plain; 2 – fluvioglacial plain; 3 – erosional level; 4 – erosional river terrace; 5 – high terrace; 6 – aeolian sand sheets; 7 – dunes; 8 – valley bottoms; 9 – peatland; 10 – slopes; 11 – denudational valleys; 12 – oxbow lakes; 13 – streams

**B. Geological cross-section AB**

Wartian Glaciation: 1 – till; Late Weichselian: 2 – vari-grained sands with organic matter, 3 – peat with silt; Late Weichselian/Holocene: 4 – peat, 5 – sandy silt, deluvial

**C. Sketch of the thickness of biogenic deposits**

1 – thickness of biogenic deposits; 2 – location of the Wil-1 core; 3 – boreholes; 4 – line of geological cross-section AB

### Warunki geologiczne

Obszar, przez który przebiega dolina Balin-Chropy, charakteryzuje się wysokim położeniem podłoża kredowego – margli i wapieni mastrychtu (na głębokości 2–10 m). W obrębie stoków doliny Neru, w rejonie Chrop, skały te znajdują się pod cienką, około jednometrową, pokrywą osadów deluwialnych (Kamiński, Forysiak 2012). Podobnie w Bronowie zwierzelina skał kredy stwierdzona została na głębokości około 2 m (Twardy i in. 2004). Także w strefie połączenia martwej doliny Balin-Chropy z doliną Warty występują wychodne skały mastrychtu. Południowe zaplecze torfowiska zbudowane jest z piasków i żwirów wodnolodowcowych zlodowacenia warty, o miąższości od kilku do piętnastu metrów. Piaski złożone są na glinie zwałowej zlodowacenia warty. Obszar przylegający od północy do doliny Balin-Chropy zbudowany jest z glin zwałowych. Dolina Balin-Chropy funkcjonowała zapewne w okresie schyłku zlodowacenia warty, kiedy południowa część pradoliny stanowiła drogę odpływu wód proglacialnych (Jewtuchowicz 1967, 1970). Została ona odmłodzona w okresie plenivistulianu, o czym świadczy seria piasków rzecznych udokumentowana w podłożu złoża torfów Wilczków, jak też w zachodniej części doliny. Szkic miąższości utworów biogenicznych ukazuje obecność w podłożu kopalnych przegłębień – zapewne śladów koryta rzecznoego, być może układu roztokowego lub wielokorytowego (rys. 18C). W zachodniej części martwej doliny występują piaski różnoziarniste z wkładkami mułków oraz namułów organicznych, które powstały w holocenie, ale część tej serii należy wiązać z późnym vistulianem, zwłaszcza, że występuje ona także w podłożu torfów (rys. 18B; Michalska-Hejduk, Forysiak 2004).

### Osady biogeniczne

Złoże torfów Wilczków jest jednym z największych w regionie łódzkim. Dokumentację złoża (pod nazwą Niewiesz) sporządzono w 1958 r. (Ruksza 1958). Na jej potrzeby wykonano na całej długości doliny jedynie trzydzieści dwa sondowania i trzy wiercenia (stwierdzono głównie torfy trzcinowe i w zachodniej części olchowe)<sup>2</sup>. Szkic miąższości

<sup>2</sup> W dokumentacji stwierdzono też, że złoże tworzy torfy o dobrej przydatności do celów przemysłowych (Ruksza 1958). Nie podjęto jednak eksploatacji. Nieorganizowane pozyskiwanie torfów przez okoliczną lud-

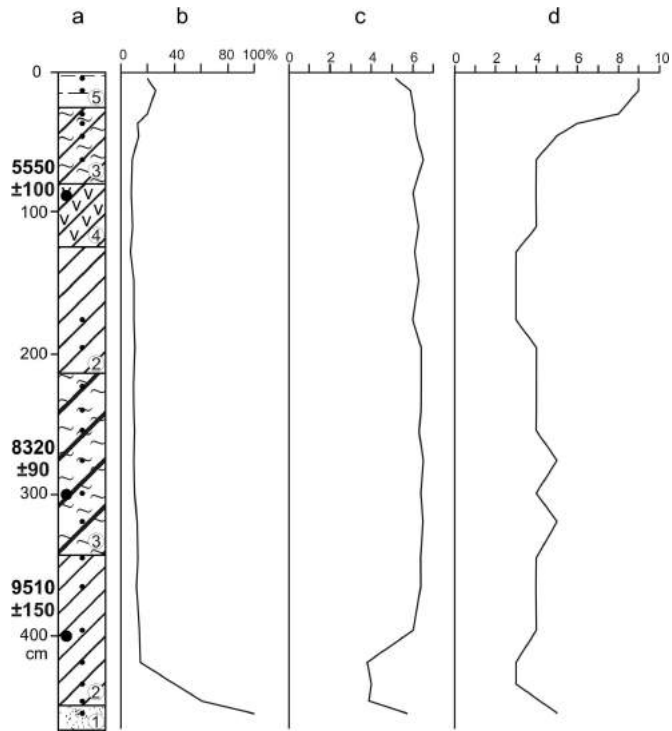
serii osadów biogenicznych obejmuje zachodnią, lepiej zachowaną część torfowiska (rys. 18C). Ograniczona dostępność, w części środkowej i wschodniej, a zwłaszcza zaawansowany stopień eksploatacji, nie pozwolił na właściwe rozpoznanie budowy geologicznej torfowiska. Udokumentowana miąższość torfów niskich wynosi 2–5 m, a w ich podłożu nie stwierdzono osadów limnicznych. W osi przegłębienia przebiegającego wzdłuż południowej krawędzi torfowiska (rys. 18B, C), za pomocą sondy Więckowskiego, pobrano rdzeń osadów Wil-1 ( $\varphi$  51°56'20,3" N;  $\lambda$  18°53'16,6" E). Osady biogeniczne mają w tym profilu miąższość 4,50 m (rys. 19). Ich bezpośrednie podłoże stanowił piasek gruboziarnisty pochodzenia fluwialnego. Profil osadów tworzą torfy:

- torf mszysty, zamulony (4,50–4,45 m)
- torf turzycowo-mszysty (4,45–3,40 m), słabo rozłożony (25–35 %)
- torf turzycowy z udziałem trzciny (3,40–2,15 m), o wyższym stopniu rozkładu (35–40 %)
- torf turzycowo-mszysty (2,15–1,25 m), o stopniu rozkładu 30 %
- torf turzycowy z mchami i szczątkami drewna (1,25–0,80 m), średnio rozłożony (40–50 %)
- torf turzycowy (0,80–0,25 m), o wzrastającym ku stropowi stopniu rozkładu
- mursz (0,25–0,00 m).

W partiach podstokowych na torfie złożone zostały młode utwory deluwialne, które szczegółowo analizowano w obrębie północnego stoku, w stanowisku Bronów (Twardy i in. 2004; Twardy 2008).

Analiza palinologiczna wykonana przez M. Obremską (rys. 20) oraz oznaczenia wieku osadów pozwoliły na wstępne określenie stratygrafii w omawianym rdzeniu. Udokumentowane w spągu rdzenia Wil-1 utwory mineralno-organiczne oraz zalegający na nich torf turzycowo-mszysty zaliczono do okresu allerödu. Powyżej, także w obrębie torfu turzycowo-mszystego (4,25–4,05 m), wyróżniono poziom pyłkowy, korelowany z młodszym dryasem. W okresie tym znacznie wzrósł udział pyłku roślin zielnych, przy spadku udziału turzycowatych i roślin siedlisk wilgotnych. Znaczną część profilu stanowił zapis okresu preborealnego (4,0–3,15 m). Suma

ność, trwające od okresu międzywojennego do lat 80. XX w., doprowadziło do silnego przekształcenia torfowiska, zwłaszcza w jego środkowej i wschodniej części.

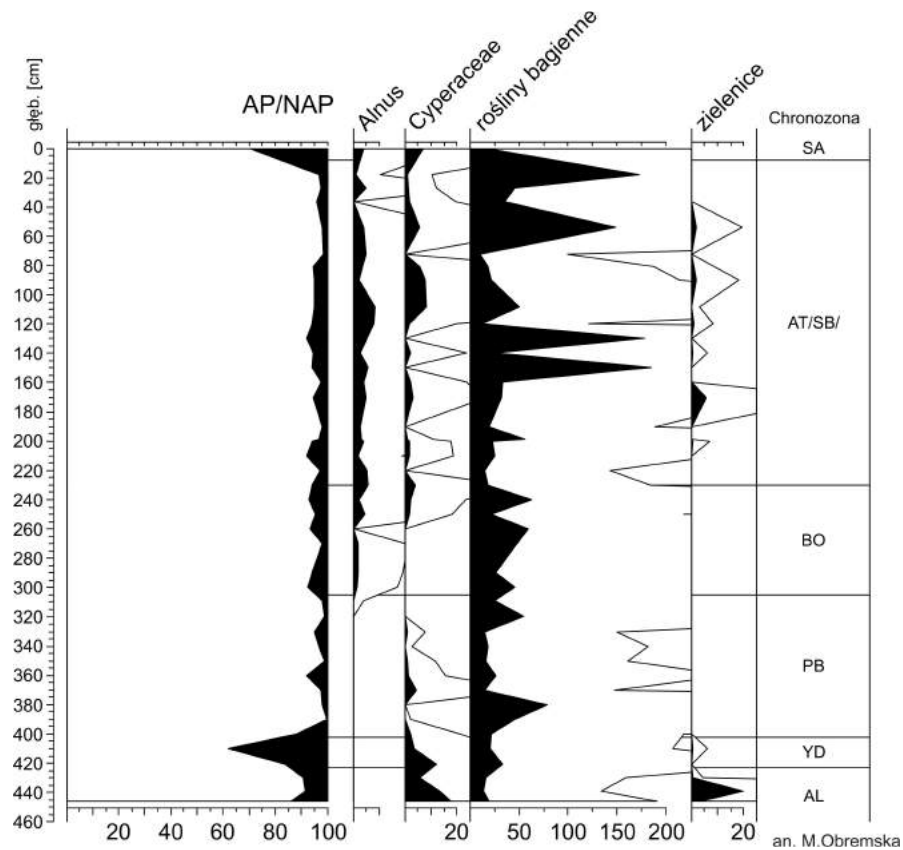


Rys. 19. Torfowisko Wilczków. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu Wil-1

a – litologia: 1 – piasek różnoziarnisty z wkładkami utworów biogenicznych, 2 – torf turzycowo-mszysty, 3 – torf turzycowy, 4 – torf turzycowy z mchami i fragmentami drewna, 5 – mursz; b – zawartość materii organicznej; c – odczyn; d – stopień rozkładu

Wilczków peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile Wil-1

a – lithology: 1 – vari-grained sand with inserts of biogenic deposits, 2 – sedge-moss peat, 3 – sedge peat, 4 – sedge-moss peat with wood fragments; 5 – muck; b – content of organic matter; c – pH; d – decay degree



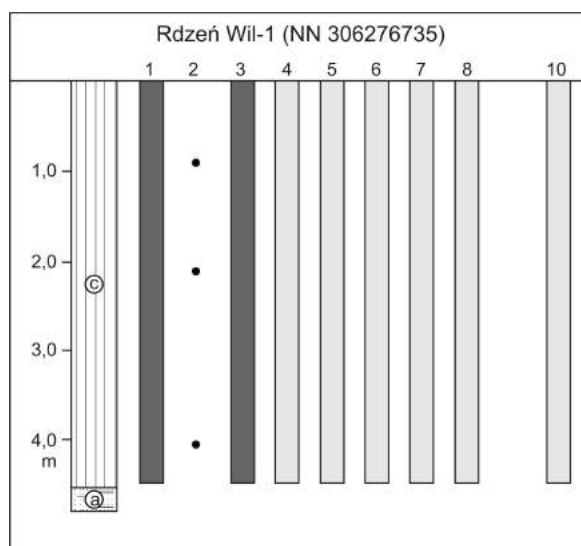
Rys. 20. Torfowisko Wilczków. Uproszczony diagram pyłkowy

Wilczków peatland. Simplified pollen diagram

pyłku AP przekroczyła 90 %, niewielki był udział pyłku turzycowatych, podobnie jak roślin wilgociolubnych (rys. 20). Wyniki datowania utworów z głębokości 4,03 m –  $9510 \pm 150$  lat BP (MKL-560) są zgodne z wnioskami palinologicznymi. Możliwy jest hiatus z okresu borealnego lub redukcja miąższości osadów z tego okresu. Zalegająca powyżej seria torfów powstała w okresie atlantyckim lub częściowo w subborealnym, precyzyjne wyznaczenie przełomu tych okresów nastęcza trudności. Warstwę z głębokości 3,15–2,50 m charakteryzuje zanik obecności pyłku turzycowatych. Próbkę torfu z głębokości 0,91 m wydatowana została na  $5550 \pm 100$  lat (MKL-559). Stropowa próbka pochodzi już z okresu subatlantyckiego. Zalegająca powyżej warstwa torfu była w znacznym stopniu przesuszona, co wpłynęło na jego przydatność interpretacyjną.

Zdaniem M. Obremskiej materiał pyłkowy w całym profilu cechuje się niską frekwencją i złym stanem zachowania.

Torfowisko Wilczków można uznać za dobrze rozpoznane. Poza pracami geologicznymi, geomorfologicznymi i botanicznymi wykonano dla jego osadów analizy paleobotaniczne, określono cechy geochemiczne i fizykochemiczne oraz ich wiek (rys. 21). Należy je zaliczyć do torfowisk niskich, o położeniu dolinnym. Torfowisko zasilane było głównie wodami soligenicznymi. Zatorfienie nieczynnej doliny rzecznej nastąpiło w młodszym dryasie i torfowisko turzycowe funkcjonowało do końca okresu atlantyckiego. Wówczas nastąpiła przerwa w narastaniu torfu. Roślinność torfotwórcza ponownie zajęła badaną część torfowiska w okresie subatlantyckim.



Rys. 21. Torfowisko Wilczków. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych

litologia: a – piaski z materiałem organicznym, c – torf

wykonane badania: 1 – analiza palinologiczna, 2 – datowania radiowęglowe, 3 – analiza makroszczytków roślinnych, 4 – oznaczenia podstawowych parametrów fizykochemicznych (zawartość materii organicznej, zawartość węglanów, odczyn, przewodność, stopień rozkładu), 5 – analiza kopalnych okrzemek, 6 – analiza kopalnych wioślarek, 7 – analiza kopalnych muchówek, 8 – analiza geochemiczna, 10 – analiza kopalnych chrząszczy

kolorem ciemnoszarym oznaczono publikowane wyniki analiz, kolorem jasnoszarym niepublikowane

#### Wilczków peatland. Results of analyses of biogenic deposits

lithology: a – sand with organic material, c – peat

analyses: 1 – pollen analysis, 2 – radiocarbon datings, 3 – macrofossils, 4 – basic physical and chemical parameters (content of organic matter,  $\text{CaCO}_3$  content, pH, conductivity, decay degree), 5 – fossil Diatom, 6 – fossil Cladocera, 7 – fossil Chironomidae, 8 – geochemical, 10 – fossil Coleoptera

dark grey colour indicates the published results, light grey colour indicates unpublished results of analyses

#### Torfowisko Ner-Zawada

##### Położenie

Torfowisko **Ner-Zawada** położone jest w dolinie Neru, w jej dolnym odcinku, przebie-

gającym w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej w kierunku północnym (rys. 15). Położone jest w strefie wyraźnego rozszerzenia doliny Neru (poniżej jej wkroczenia do pradoliny), między miejscowościami Ner i Zawada.

Współczesne koryto rzeki Ner jest uregulowane i zamknięte między wałami przeciwpowodziowymi, zaś torfowisko zlokalizowane jest w odległości około jednego kilometra na zachód od koryta rzeki. Badany obszar zajmuje niewielkie (około 6 ha), owalne obniżenie ( $\varphi$  51°59'50" N;  $\lambda$  19°00'44" E). Współczesna powierzchnia torfowiska jest silnie przekształcona przez eksploatację złoża.

#### Warunki geomorfologiczne

Dno doliny Neru, w sąsiedztwie torfowiska Ner-Zawada, jest rozległe. Budują je elementy holocenijskiej równiny zalewowej i późnivistuliańskiego poziomu niskiego (rys. 22A), znajdujące się w tym samym poziomie hipsometrycznym. Powierzchnia torfowiska w stanie naturalnym była prawdopodobnie zbliżona do poziomej. Jej zachowane fragmenty leżą na wysokości 106,0–106,2 m n.p.m. Dno doliny wykazuje niewielki spadek w kierunku północnym, zaś w bezpośrednim otoczeniu torfowiska leży na wysokości 106,2–106,5 m n.p.m. Mikrorzeźba dna doliny została znacznie przekształcona w trakcie prac hydrotechnicznych w drugiej połowie XX w. Terasa wysoka (górnoplenivistuliańska) występuje po obu stronach w niemal ciągłej postaci (rys. 22A). Ku północy łączy się ona z vistuliańskim poziomem w pradolinie warszawsko-berlińskiej, do którego nawiązują liczne niewielkie doliny rzeczne lub zabagnione oraz okresowo przepływowe obniżenia (Kamiński, Forysiak 2012). W sąsiedztwie torfowiska Ner-Zawada terasa górnoplenivistuliańska leży tylko 2–3 m powyżej dna doliny. Stoki doliny Neru na badanym odcinku są słabo zaznaczone i łagodnie przechodzą w silnie zdenurowane obszary, uważane za erozyjny poziom pradolinny (m.in. Jęwtuchowicz 1970; Krajewski K. 1977; Forysiak 2005) lub określone jako wysoczyzna płaska (Dutkiewicz 1992; Turkowska 2006). W ich obrębie występują liczne, słabo zaznaczone zagłębienia bezodpływowe (o głębokości do jednego metra). Genezę przegłębienia w misie torfowiska wiąże się z termokrasowym obniżeniem części terasy oraz powstaniem niewielkiego kociołka.

#### Warunki geologiczne

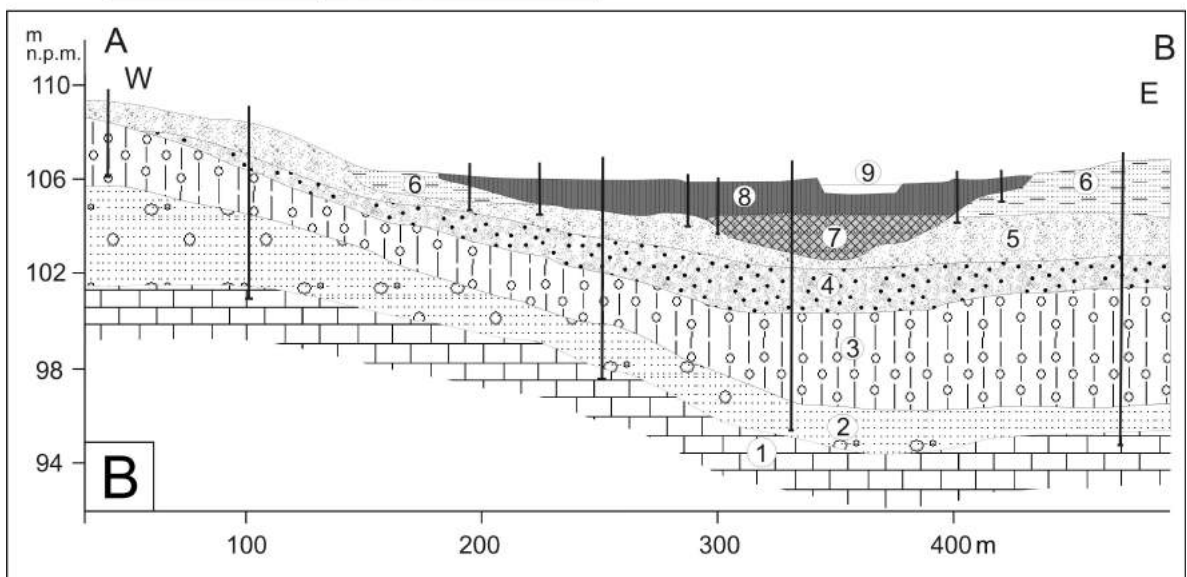
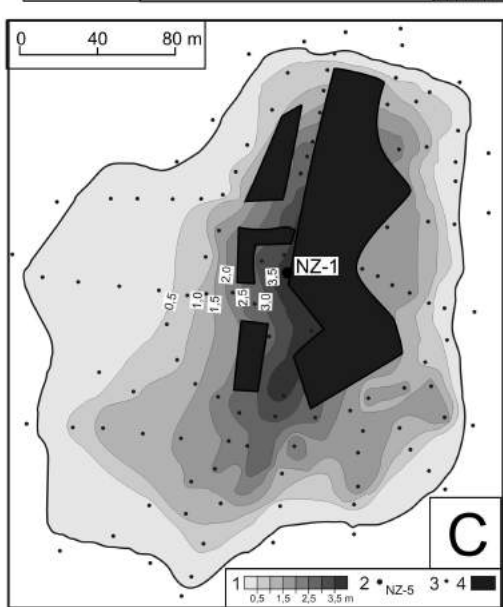
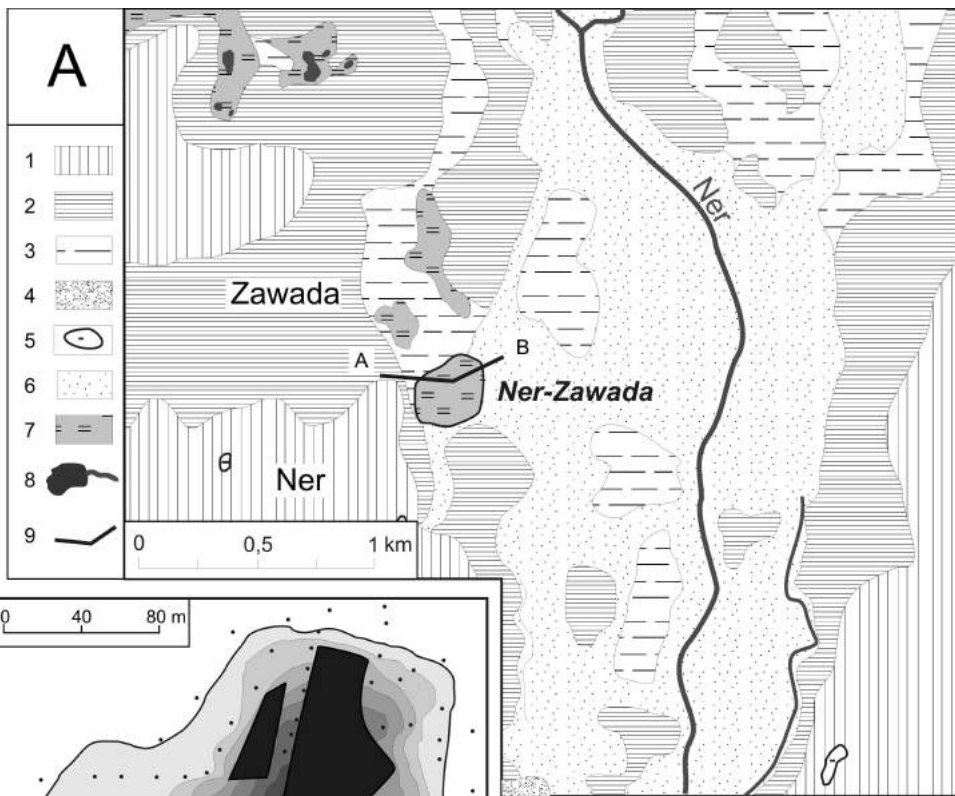
Południowa część Kotliny Kolskiej, wraz z torfowiskiem Ner-Zawada, charakteryzuje się wysokim położeniem stropu podłoża mezozoicznego. W obrębie stoków doliny Neru, na południe od torfowiska Ner-Zawada, występują

nawet niewielkie wychodnie skał kredy (Kamiński, Forysiak 2012). Podłoże mezozoiczne zbudowane jest z wapieni i margli mastrychtu. Na południe od torfowiska Ner-Zawada przykryte jest cienką pokrywą osadów czwartorzędu (od 1,50–6,00 m). Na utworach mastrychtu zalegają bezpośrednio warciańskie osady glacialne (Dutkiewicz 1989). Pokład gliny zwałowej w podłożu torfowiska jest ciągły (rys. 22B), ale cechuje się niewielką miąższością, zaś w osi doliny jest całkowicie rozcięty (Dutkiewicz 1989). Na glinie zwałowej występuje warstwa piasków i żwirów wodnolodowcowych (rys. 22B), które stanowią podłoże dla osadów fluwialnych, akumulowanych już w vistulianie. Są to utwory piaszczyste, lepiej wysortowane niż piaski i żwiry wodnolodowcowe. Obróbka ziaren kwarcu wskazała ich eoliczną transformację. Seria ta buduje fragmenty górnoplenivistuliańskiej terasy nadzalewowej oraz plenivistuliańskie wypełnienie doliny Neru. Stanowi też bezpośrednie podłoże osadów biogenicznych torfowiska Ner-Zawada. W badanym odcinku dno doliny zbudowane jest głównie z osadów późnego vistulianu, w które włożone są stosunkowo wąskie holocenijskie strefy korytowe, zaś pozakorytowe osady holocenu wkraczają cienką warstwą na starsze elementy dna doliny (Forysiak i in. 2010c).

#### Osady biogeniczne

Misa torfowiska Ner-Zawada cechuje się znaczną głębokością. Średnia miąższość osadów biogenicznych wynosi około 2 m, a maksymalna – w przegłębieniu w jego centralnej części wynosi 4,70 m (rys. 22C, 23). Biogeniczne wypełnienie misy torfowiska powstało w czasie trzech etapów rozwoju zbiornika – dwu torfowiskowych, przedzielonych jeziornym (Forysiak i in. 2010c). W analizowanym rdzeniu NZ-1 występują:

- torf niski (4,70–3,90 m); zawiera 60,0–84,3 % substancji organicznej i nieznaczną ilość węglanów (do 3 %). Odczyn tego utworu mieści się w przedziale 7–8 pH (rys. 23). Datowanie próbki osadów pobranych z głębokości 4,65 m dało wynik  $12\ 720 \pm 100$  BP lat (Poz-28986), co pozwoliło powiązać powstanie torfowiska z początkiem ocieplenia bölling
- gytia ilasto-wapienna (3,90–2,80 m); udział węglanu wapnia sięgał 38 %, zawartość substancji organicznej była zmienna, a w środkowej części warstwy jej udział spadł do około 10%. Odczyn osadu jest lekko zasadowy



– gytia wapienna (2,80–2,20 m), udział węglanów wzrósł do wartości ponad 50 %; udział materii organicznej w tej warstwie sięga około 30 %. Ze stropu warstwy pobrano próbkę szczątków roślinnych, której datowanie dało wynik  $9030 \pm 100$  BP lat (Poz-29619)

– torf niski (2,20–0,00 m), spadł udział węglanu wapnia (do 1,2 %) oraz wartość odczynu osadów, wzrósł natomiast udział materii organicznej.

Od głębokości 0,80 m do powierzchni terenu zalega torf silnie rozłożony. Warstwa ta wykazała znaczną zmienność zawartości materii organicznej i odczynu, co, wraz z wynikiem datowania utworu z głębokości 0,80 m  $220 \pm 30$  lat BP (Poz-28985), wskazało na akumulację, a być może także przekształcenie tej warstwy w warunkach silnej antropopresji.

#### Wyniki analiz paleoekologicznych

Analiza palinologiczna wykonana dla profilu NZ-1 przez M. Obremską (Forysiak i in. 2010c) pozwoliła na wyróżnienie pięciu lokalnych poziomów pyłkowych:

– poziom NZ-1 (*Pinus*) – obejmuje strop piaszczystego podłoża osadów biogenicznych oraz torf niski (4,75–4,15 m). Suma pyłku drzew jest w tym poziomie wysoka (nawet ponad 90 %), przy ogromnej dominacji pyłku sosny (80–90 %); wśród roślin zielnych przeważa pyłek *Artemisia*. Ten poziom korelowany był pierwotnie z okresem allerödu, jednak dzięki uszczegółowieniu obrazu sukcesji oraz uzyskanemu oznaczeniu wieku, wspomniany

poziom pyłkowy korelować można z okresem böllingu

– poziom NZ-2 (NAP-*Juniperus*) – korelowany jest z górną częścią serii torfu niskiego i warstwą gytii ilasto-wapiennej (4,15–2,77 m). W poziomie tym suma pyłku drzew jest niższa niż wcześniej, ale poza jedną próbką utrzymuje się powyżej 80 %. Wzrasta udział roślinności siedlisk wilgotnych i wodnych, w dolnej części występuje kulminacja pyłku *Artemisia* (około 15%). LPAZ NZ-2 skorelowany pierwotnie z okresem młodszego dryasu, w dolnej części zawiera też stosunkowo słabo wyrażony okres allerödski

– poziom NZ-3 (*Betula*) – zapisany w osadach gytii wapiennej (na głębokości 2,77–2,12 m). W poziomie tym ponownie bardzo wysoka jest suma pyłku drzew, z maksymalnym udziałem brzozy (około 58 %), która w całym tym odcinku profilu przeważa nad sosną; niższy jest udział roślin siedlisk wilgotnych i wodnych. Górna granica tego poziomu pyłkowego pokrywa się z granicą litologiczną między gytia i torfem, poziom ten skorelowany został z okresem preborealnym. Próbką ze spągu torfu, z głębokości 2,16 m wydatowana została na  $9030 \pm 100$  lat BP (Poz-29619)

– poziom NZ-4 (*Pinus-Corylus-Ulmus*) zapisany jest w utworze torfowym, jaki złożony został na głębokości od 2,12 m do 0,87 m. Ponownie dominuje pyłek sosny, pojawił się też zapis drzew liściastych o wyższych wymaganiach termicznych, niemal nieobecny jest pyłek roślin wodnych oraz glony *Pediastrum*. Poziom

Rys. 22. Torfowisko Ner-Zawada

#### A. Szkic geomorfologiczny

1 – wysoczyzna morenowa, płaska; 2 – terasa wysoka; 3 – terasa niska; 4 – pola piasków eolicznych; 5 – zagłębienia bezodpływowe; 6 – dna dolin; 7 – torfowiska; 8 – wody powierzchniowe; 9 – linia przekroju geologicznego AB

#### B. Przekrój geologiczny AB

kreda (mastrycht): 1 – margle; zlodowacenia środkowopolskie: 2 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; zlodowacenie warty: 3 – glina zwałowa, 4 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; górny plenivistulian: 5 – piaski rzeczne, późny vistulian/holocen: 6 – piaski różnoziarniste z wkładkami substancji biogenicznej, 7 – gytia, 8 – torf niski, 9 – woda

#### C. Szkic miąższości osadów biogenicznych

1 – izolinie miąższości utworów biogenicznych; 2 – lokalizacja rdzenia NZ-1; 3 – sondy; 4 – zbiorniki poeksploatacyjne

#### Ner-Zawada peatland

#### A. Geomorphological sketch

1 – flat morainic plain; 2 – high terrace; 3 – low terrace; 4 – aeolian sand sheets; 5 – closed depressions; 6 – valley bottoms; 7 – peatlands; 8 – surficial waters; 9 – line of geological cross-section AB

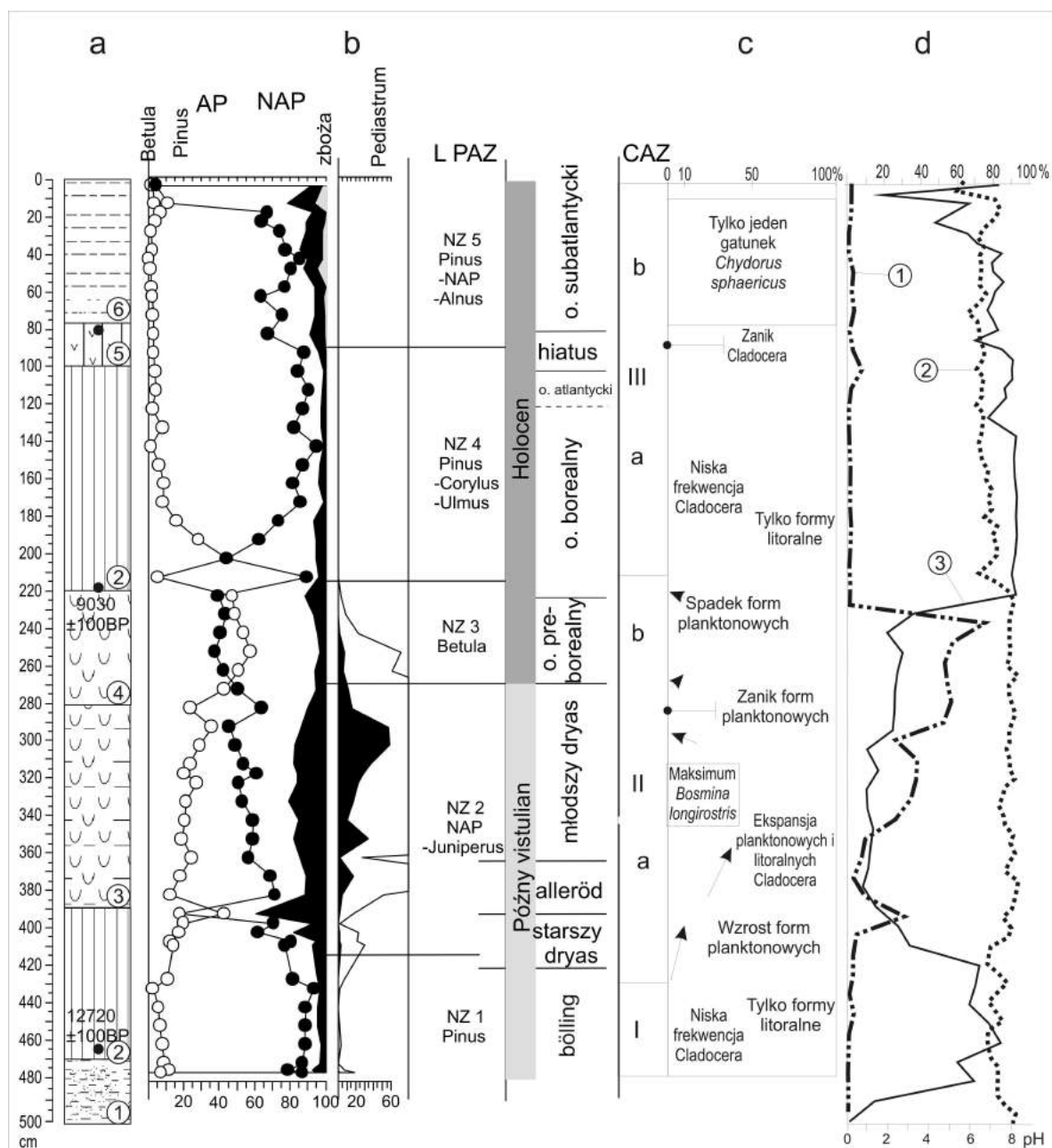
#### B. Geological cross-section AB

Cretaceous (Maastrichtian): marls; Middle Polish Glaciations: 2 – fluvio-glacial sands and gravels; Wartian Glaciation: 3 – till, 4 – fluvio-glacial sands and gravels; Upper Plenivistulian: 5 – fluvial sands; Late Weichselian/Holocene: 6 – vari-grained sands with inserts of biogenic matter, 7 – gytija, 8 – fen peat, 9 – water

#### C. Sketch of the thickness of biogenic deposits

1 – thickness of biogenic deposits; 2 – location of the NZ-1 core; 3 – boreholes; 4 – post-exploitation basins





Rys. 23. Torfowisko Ner-Zawada. Zestawienie wyników analiz profilu NZ-1 (wg Forsyśiak i in. 2010c, zmienione)

a – litologia: 1 – piasek z wkładkami utworów biogenicznych, 2 – torf niski, 3 – gytia ilasto-wapienna, 4 – gytia wapienna, 5 – torf niski z fragmentami drewna, 6 – mursz; b – wybrane wyniki analizy pyłkowej z lokalnymi poziomami pyłkowymi oraz stratygrafią utworów; c – poziomy wioskarkowe oraz relacja gatunków planktonicznych do litoralnych; d – wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych: 1 – zawartość CaCO<sub>3</sub>, 2 – zawartość materii organicznej, 3 – odczyn

Ner-Zawada peatland. Results of analyses of the NZ-1 profile (after Forsyśiak *et al.* 2010c, changed)

a – lithology: 1 – sand with inserts of biogenic deposits, 2 – fen peat, 3 – clay-calcareous gyttja, 4 – calcareous gyttja, 5 – fen peat with wood fragments, 6 – muck; b – selected results of pollen analysis with local assemblage zones and stratigraphy of deposits; c – Cladocera zones and relation between planktonic and littoral species; d – results of analyses of basic physical and chemical properties: 1 – CaCO<sub>3</sub> content, 2 – content of organic matter, 3 – pH

ten korelowany jest z okresem borealnym, a jego stropowa część mogła powstawać w początku okresu atlantyckiego. Później występuje przerwa w zapisie pyłkowym

– poziom NZ-5 (*Pinus*-NAP) obejmuje stropową serię torfu zielnego (0,87–0,00 m). Stopniowo spada udział pyłku drzew, zaś wśród roślin zielnych, wzrasta także udział tych związanych z działalnością ludzką. W stropowych próbkach zwraca uwagę dominacja pyłku olszy, co wynikać może z panowania tego gatunku na stanowisku, także współcześnie. Poziom ten korelowany jest z okresem subatlantyckim, a datowanie próbki z głębokości 0,80 m dało wynik  $220 \pm 30$  lat BP (Poz-28985).

Analiza kopalnych wioślarek, wykonana przez D. Pawłowskiego (Forysiak i in. 2010c) pozwoliła na wyróżnienie w profilu NZ-1 czterech zasadniczych faz rozwoju wioślarek:

– faza I (4,75–4,25 m) cechowała się niską frekwencją wioślarek, z dominacją gatunków litoralnych (rys. 23)

– faza II (4,25–2,10 m) pokrywa się z występowaniem w rdzeniu osadów jeziornych. Nastąpił okres rozwoju wioślarek. Dominowały gatunki planktonowe. Ich udział początkowo dość szybko rósł, aż do osiągnięcia maksimum (około 3,20–3,40 m), by następnie drastycznie zmaleć, aż do całkowitego zaniku (około 2,80 m). Następnie wioślarki ponownie na krótko zasiedliły zbiornik

– faza III (2,10–0,80 m) objęła tylko kilka gatunków litoralnych, zaś na głębokości 0,90 m nie odnotowano pozostałości wioślarek

– faza IV (0–0,80 m) – stwierdzono tylko jeden gatunek (*Chydorus sphaericus*).

Torfowisko Ner-Zawada uznać można za dobrze rozpoznane. Poza pracami geologicznymi i geomorfologicznymi można wykonać dla jego osadów analizę palinologiczną i kopalnych wioślarek, określono cechy fizykochemiczne oraz ich wiek. Analizy te wykonano w latach 2007–2009. Przeprowadzone badania pozwalają zaliczyć je do torfowisk niskich, o położeniu dolinnym, z termokrasowymi założeniami misy torfowiska. Obiekt zasilany był wodami soligenicznymi i częściowo fluwiogenicznymi. Zatorfienie misy nastąpiło w okresie böllingu, następnie, na początku allerödu, zostało pokryte wodą i zbiornik jeziorny funkcjonował do początku okresu borealnego, kiedy uległ zatorfieniu. Nie odnotowany w profilu okres atlantycki oraz okres subborealny świadczyć może o przerwie w sedentacji torfu.

## Inne torfowiska Kotliny Kolskiej

Torfowisko w **Koźminie** położone było w obrębie odkrywki węgla brunatnego i w 1994 r. (rys. 15) zostało całkowicie wyeksploatowane. Nie wykonano żadnych badań paleoekologicznych obiektu. Należy podkreślić znaczenie jego położenia w obrębie terasy niskiej (Okupny, Forysiak 2009), na powierzchni której w młodszym dryasie funkcjonował układ wielokorytowy Warty (Forysiak 2005). Jednocześnie torfowisko zlokalizowane było w obrębie struktury tektonicznej (rowu Adamowa), co może stanowić przesłankę do sugerowania tektonicznych predyspozycji powstania torfowiska.

Torfowisko **Światonia** to niewielki obiekt o powierzchni około jednego hektara, w obrębie nieczynnej doliny rzecznej, położonej w pradolinie warszawsko-berlińskiej ( $\varphi$  51°59'26" N;  $\lambda$  18°54'13" E), na północ od torfowiska Wilczków (rys. 15). Zajmuje ono dno owalnego obniżenia otoczonego formami eolicznymi (Okupny, Forysiak 2009; Kamiński, Forysiak 2012). Formy te są częścią kompleksu wydmowego, zajmującego część wyższego poziomu pradoliny pomiędzy dolinami Warty i Neru. Wypełnienie zbudowane jest z torfów mszystych o niewielkiej miąższości (0,60–0,70 m). Misa zagłębienia ma wyrównane dno, zbudowane z piasków różnoziarnistych, oglejonych. Próbkę torfu z profilu o największej miąższości (70 cm) poddano analizie wieku. Jej wynik –  $2010 \pm 50$  (MKL-428) – pozwolił powiązać powstanie zabagnienia z okresem subatlantyckim i przekształceniami w rzeźbie eolicznej wywołane gospodarczą działalnością ludności kultury przeworskiej (Twardy 2008).

Podobnym położeniem geomorfologicznym i równie niewielką miąższością wypełnienia (maksymalnie 0,95 m) cechuje się torfowisko w **Podgórzu** (rys. 15; Okupny 2009; Okupny, Forysiak 2009), położone na zachodnim zapleczu zespołu przekształcanych w holocenie wydm (Krajewski K. 1977). Na północnym skłonie tego zespołu form udokumentowano kopalny poziom glebowy, wydatowany na  $1640 \pm 110$  lat BP (MGU 360) (Krajewski K. 1977).

Torfowisko **Świnice Warckie** znajduje się w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej (rys. 15), w jednym z kilku podłużnych obniżzeń (Nowacki 1996), ułożonych równolegle do jej osi ( $\varphi$  52°03'03" N;  $\lambda$  18°54'34" E). Utwory biogeniczne liczą maksymalnie 2,3 m miąższości (Okupny 2009; Okupny, Forysiak

2009). Podłużne przegłębienie znajduje się w południowej części torfowiska. W jego obrębie, na piaszczystym podłożu, zalega około 30 cm warstwa gytyi detrytusowo-wapiennej, zawierająca do 25 % węglanów, przy wysokiej popielności i obojętnym odczynie (Okupny 2009). Zasadniczą część złoża budują torfy niskie, o wysokim udziale węglanów, przedzielone warstwą gytyi detrytusowo-wapiennej (udział węglanów sięga 40 %). Zbiornik zaczął funkcjonować prawdopodobnie przed alle-ródem, ponieważ spąg serii torfów z głębokości 2,00 m (rdzeń ŚW II; Okupny 2009) wydato-wano na  $11\,950 \pm 130$  lat (MKL-425).

Torfowisko **Wierzbowa** położone jest w obrębie rozległego dna doliny niewielkiego ciek (φ  $51^{\circ}57'22''$  N; λ  $19^{\circ}04'33''$  E; rys. 15), będącego lewostronnym dopływem Gnidy (Okupny 2009; Okupny Forysiak 2009). Pokład torfów niskich, o maksymalnej miąższości 1,2 m, pokrywa wyrównaną, piaszczystą powierzchnię kopalnego dna. Torf w analizowanych profilach cechował się stosunkowo wysoką popielnością (do ok. 60 %) i niewielką zawartością węglanu wapnia (do 2 %) (Okupny 2009). Torfowisko było zalewane wodami powodziowymi. Spąg pokładu torfu w profilu W II wydato-wano na  $9170 \pm 120$  lat (MKL-412).

## TORFOWISKA NA RÓWNINIE ŁOWICKO-BŁOŃSKIEJ

### Torfowisko Witów-Silne Błoto<sup>3</sup>

#### Położenie

Torfowisko **Silne Błoto** położone jest na południe od miejscowości Witów (φ  $52^{\circ}00'54''$  –  $52^{\circ}00'26''$  N; λ  $19^{\circ}30'44''$  –  $19^{\circ}31'25''$  E), w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej (rys. 15) i tak zwanego poziomu równiny Woli Mąkolskiej (Klatkova 1972). Równina jest obszarem nieznacznie pochylonym ku północy, gdzie łączy się z dnem pradoliny. Powierzchnia torfowiska wynosi około 32 ha i jest silnie przekształcona w wyniku chaotycznej eksploatacji torfu. Ponad 25 % powierzchni zajmują stałe zbiorniki z otwartą tonią wodną. Torfowisko przylega bezpośrednio do wydmy w Witowie – jednego z najbardziej znanych obiektów badań paleoekologicznych dla późnego wistulianu w Polsce (m.in. Dylikowa 1958; Wasylikowa 1964). Torfowisko zasilają dwa niewielkie, okresowe ciek dopływające od południa. Z torfowiska woda wypływa rowem w kierunku wschodnim, biegnącym do rzeki Maliny (dopływ Bzury).

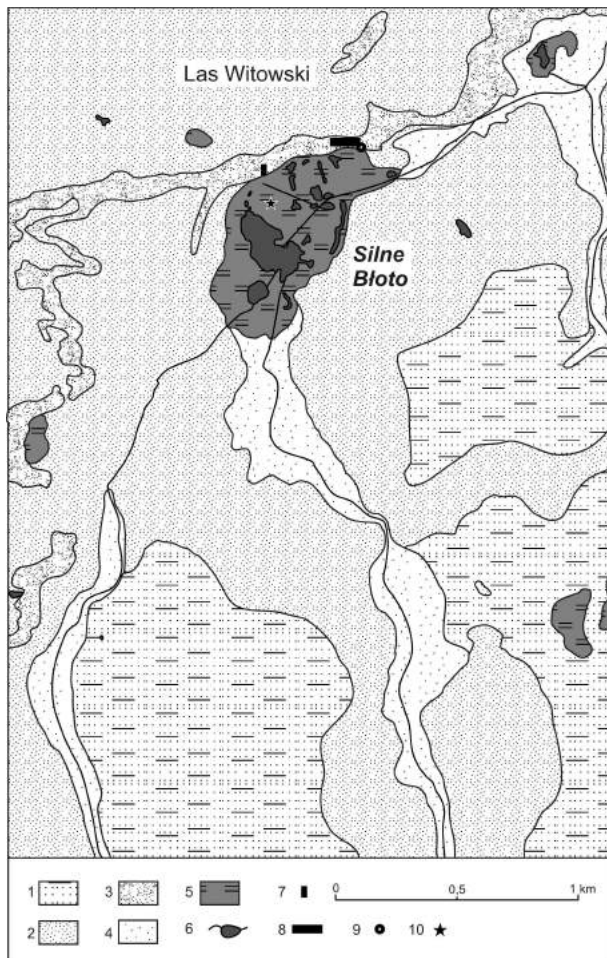
#### Warunki geomorfologiczne

Współczesna, silnie przekształcona powierzchnia torfowiska, wykazuje niewielki spadek ku północy. W części południowej położona jest na wysokości około 113 m n.p.m., zaś w północnej – na około 112, 5 m n.p.m.

(rys. 24). Lustro wody w największym ze zbiorników leży przeciętnie na wysokości 111,7 m n.p.m.<sup>4</sup>. Torfowisko usytuowane jest w jednej z rozległych i niezbyt głębokich dolin o przebiegu zbliżonym do południkowego (SSE–NNW), która ukształtowała się w obrębie tak zwanych wielkich stożków napływowych (Balińska-Wuttke 1965). Silne Błoto występuje w miejscu, gdzie dolina przegrodzona jest przez kompleks wydm, przebiegający między miejscowościami Kwilno i Witów oraz towarzyszący im rozległy płat piasków eolicznych (rys. 24). Na zachód od torfowiska osie morfologiczne wydmy mają układ południkowy, w strefie doliny zbliżony do równoleżnikowego (WSW–ENE), a następnie ponownie południkowy. Przylegające do torfowiska obszary piasków eolicznych, zalegają jedynie 1–2 m powyżej. Wydmy przebiegająca bezpośrednio na północ od torfowiska jest dość wąska (ok. 100 m), ze stokami o znacznych nachyleniach (ok. 10–15 %), a jej szczytowe partie sięgają 121–123 m n.p.m. Od południa do torfowiska dochodzi podmokłe dno doliny, o niewielkim spadku podłużnym, z wyraźnymi przewężeniami, ukształtowanymi przez piaski eoliczne.

<sup>3</sup> Wyniki badań paleobotanicznych zespołu torfowisko-wydma Witów-Silne Błoto (Wasylkowa 1964, 1999) pochodzą z lat 60. XX w. Zamieszczono je w niniejszym rozdziale ze względu na uznaną rolę stanowiska dla stratygrafii późnego wistulianu w Polsce.

<sup>4</sup> Wartości te odbiegają od danych publikowanych w pracach prezentujących wyniki badań z lat 60. XX w. (Chmielewska 1961; Wasylkowa 1964). Na potrzeby wspomnianych badań terenowych (archeologicznych i paleoekologicznych) za poziom odniesienia („0”) przyjęto ówczesny poziom wody w bagnie i skorelowano go z rzędną 115 m n.p.m., bazując prawdopodobnie na układzie poziomicy prezentowanej na „Mapie Topograficznej WIG”.



Rys. 24. Torfowisko Witów-Silne Błoto.  
Szkic geomorfologiczny otoczenia  
torfowiska

1 – poziom rzeczno-peryglacialny; 2 – pola piasków eolicznych; 3 – wydmy; 4 – dna dolin; 5 – torfowisko; 6 – wody powierzchniowe; 7 – lokalizacja odkrywki zachodniej z profilami I, II i VII (wg Wasylikiowej 1964, 1999); 8 – lokalizacja odkrywki z konstrukcjami z okresu kultury witowskiej; 9 – lokalizacja profilu IV; 10 – przybliżona lokalizacja profilu z wyspy zachodniej (Wasylikiowa 2011)

Witów-Silne Błoto peatland. Geomorphological sketch of the area in the vicinity of the peatland

1 – fluvial-periglacial level; 2 – aeolian sand sheets; 3 – dunes; 4 – valley bottoms; 5 – peatland; 6 – surficial waters; 7 – location of the western exposure with the profiles I, II and VII (after Wasylikiowa 1964, 1999); 8 – location of the exposure with huts of the Witów archaeological culture assemblage; 9 – location of the profile IV; 10 – approximate location of the profile from the western island (Wasylikiowa 2011)

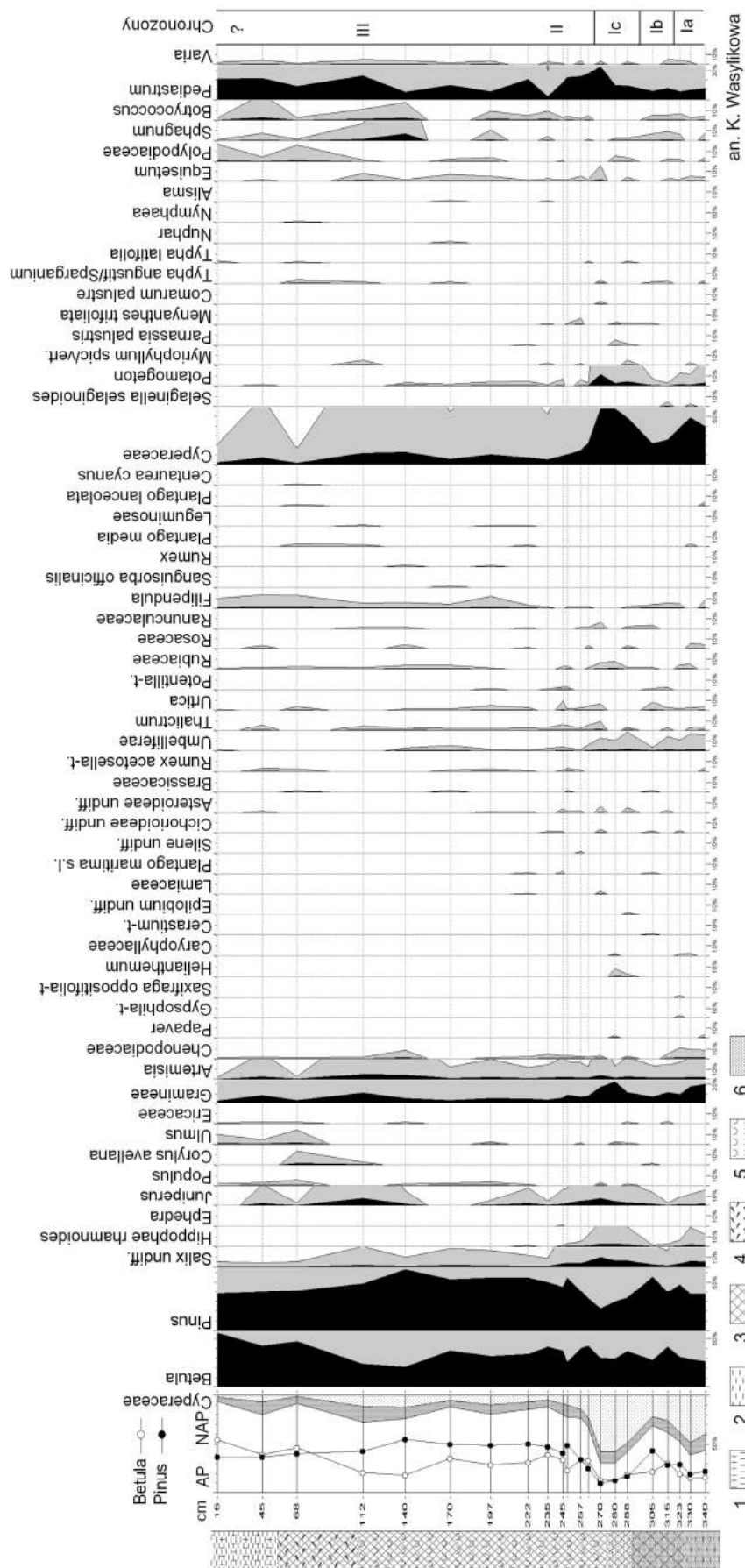
### Warunki geologiczne

Szczegółową analizę budowy geologicznej przeprowadzono dotychczas tylko w obrębie wydmy, przylegającej do bagna od północy. Pomimo dużego znaczenia stanowiska Witów dla paleogeografii i stratygrafii późnego vistulianu w Polsce, nie wykonano dotąd badań geologicznych na torfowisku. Wynika to z ograniczonej dostępności jego powierzchni. Brak również dokumentacji miąższości złożeń osadów biogenicznych oraz charakterystyki podłoża w obrębie bagna. Budowę geologiczną torfowiska dokumentują jedynie osady pobrane do analizy pyłkowej (z tak zwanej wyspy zachodniej) o miąższości 3,5 m (Wasylikiowa 1999, 2011; rys. 25, 26). Pobrane rdzenie stanowiły głównie osady jeziorne. Na piasku z wkładkami gytii (3,00–0,25 m) stwierdzono gytie szarą i oliwkową (w górnej części z zawartością torfu), a jedynie w stropie profilu wystąpił torf zielny (Wasylikiowa 2011). W trakcie badań archeologicznych i geologicznych wykonano w obrębie wydmy kilka odkrywek. Najważniejsza

z nich (tak zwana odkrywka zachodnia) zlokalizowana była poprzecznie do stoku wydmy (rys. 24). Ukazywała osady biogeniczne – gytie i torfy brzeżnej części zbiornika, które przykryte zostały przez piaski eoliczne. Powstanie warstw piasku eolicznego przypisano dwóm fazom wydmostwórczym (Dylikowa 1958; Chmielewska, Chmielewski 1960). Skorelowano je z młodszym dryasem i ze starszym dryasem. Wykonane obok wiercenie pozwoliło stwierdzić, że serie eoliczne i przedzielające je utwory biogeniczne mają łącznie około 3–4 m miąższości. Poniżej zalegają piaski ze żwirami oraz kilkumetrowa seria mułków. Powstanie mułków można wiązać z vistulianem. Kompleks odkrywek wschodnich ukazał głównie budowę geologiczną wydmy.

### Analizy paleobotaniczne

Stanowisko Witów, opracowane paleobotanicznie przez Wasylikiową (1964, 1999), jest jednym z kluczowych dla stratygrafii późnego vistulianu w Polsce (por. m.in. Ralska-

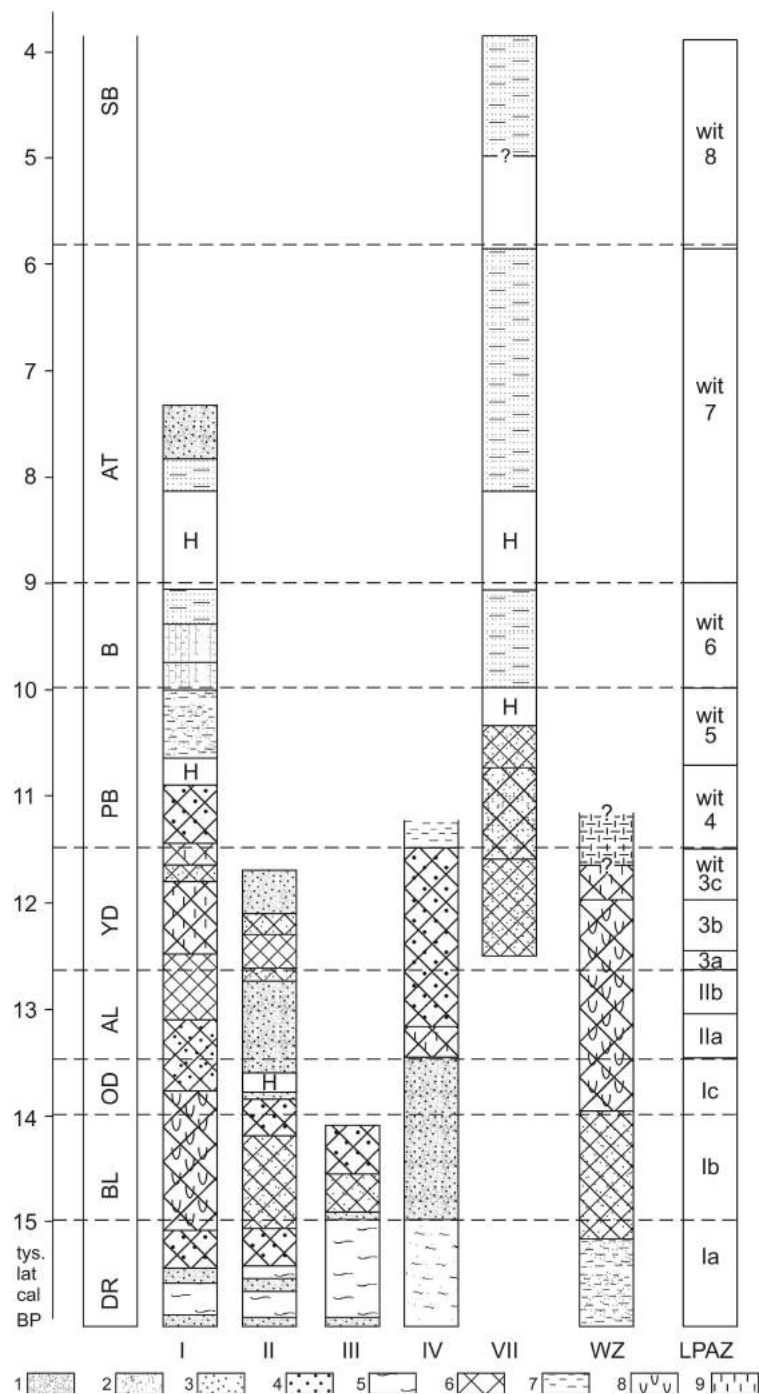


Rys. 25. Torfowisko Witów-Silne Błoto. Diagram pyłkowy z wyspy zachodniej (Wasylkowa 2011)

1 – torf; 2 – silnie rozłożony osad organiczny; 3 – gytia; 4 – detrytus roślinny; 5 – gytia wapienna; 6 – piasek

Witów-Silne Błoto peatland. Pollen diagram from the western island (Wasylkowa 2011)

1 – peat; 2 – highly decomposed organic deposit; 3 – gyttja; 4 – plant detritus; 5 – calcareous gyttja; 6 – sand



Rys. 26. Torfowisko Witów-Silne Błoto. Zestawienie badanych profili palinologicznych

profile I-IV wg Wasylikowej (1964), profil VII wg Wasylikowej (1999), profil WZ z wyspy zachodniej wg Wasylikowej (2011); lokalne poziomy pyłkowe, wiek oraz chronozony wg Wasylikowej (1964, 1999)  
 litologia: 1 – piasek, 2 – żwir; 3 – szczątki roślin zielnych, 4 – węgle drzewne, 5 – torf mszysty, 6 – gytia, 7 – silnie rozłożony osad organiczny, 8 – gytia wapienna, 9 – torf trzcinowy

#### Witów-Silne Błoto peatland. Pollen profiles

profiles I-IV after Wasylikowa (1964), profile VII after Wasylikowa (1999), profile WZ from western island after Wasylikowa (2011); local pollen assemblage zones, age and chronozone after Wasylikowa (1964, 1999)  
 lithology: 1 – sand, 2 – gravel, 3 – remains of herbaceous plants, 4 – charcoal, 5 – brown moss peat, 6 – gyttja, 7 – highly decomposed organic deposit, 8 – calcareous gyttja, 9 – reed peat

-Jasiewiczowa i in. 1998a; Tobolski 2000; Mojski 2005; Turkowska 2006; Dziedu-szyńska 2011). Opublikowane wyniki analizy makroszczątków roślinnych oraz analizy pyłkowe objęły osady biogeniczne i mineralne udokumentowane w wykopach. Badane były również osady profilu pochodzącego z torfowiska, tak zwanej wyspy zachodniej, ale profil palinologiczny opracowano jedynie ekspertyzowo (rys. 25). W strefie wydmy przeanalizowano sześć profili (rys. 26), o różnej miąższości i stratygrafii (Wasylikowa 1964, 1999). Ukazały one ciągły zapis zmian zachodzących od początku najstarszego dryasu. W okresie tym złożone zostały torfy niskie z turzycami i mchami (poziom I a). W okresie böllingu odkładały się gytie, zapisując w obrazie pyłkowym ekspansję lasu z dominacją brzozy (poziom I b). Osady jeziorne z okresu starszego dryasu stwierdzono jedynie w profilu Witów I. W pozostałych akumulację biogeniczną prze-rwała działalność eoliczna. W spektrum pyłkowym, odniesionym do okresu allerödu (rys. 26, poziom II), przy znacznym spadku sumy roślin zielnych, zapisała się najpierw dominacja brzozy (faza brzozowa), później zaś sosny, która osiąga w diagramach pyłkowych ponad 60 % (faza sosnowa). Okresowi młodszego dryasu odpowiadał poziom III. Jego zapis znajdował się we wkładkach gytii w obrębie piasków stoku wydmy, wysypujących się częściowo na brzeg jeziora. Mimo, iż w spektrum pyłkowym niemal przez cały odcinek suma drzew przekracza 60 %, to roślinność miała charakter tundry parkowej, z dominacją roślin zielnych, co potwierdziły analizy makroszczątków roślinnych. Początkowo dla młodszego dryasu wyróżniano w Witowie dwie fazy, później jednak zinterpretowany został trójfazowy rozwój siedliska (Wasylikowa 1999). Zapis zdarzeń holocenijskich w spektrach pyłkowych nie był kompletny. Najlepiej odnotowano okres preborealny, z szybkim wzrostem sumy pyłków drzew i przewagą sosny, stanowiącej główny składnik lasu otaczającego bagno. Poziomy VI–VIII reprezentowały niekompletny obraz okresu borealnego, atlantyckiego i części sub-borealnego. Wówczas brzeg wydmy był okresowo zalewany przez wody jeziora (Wasylikowa 1999). Dlatego akumulację gytii w obrębie bagna przypisano do starszej części holocenu. Trudno jednoznacznie stwierdzić, kiedy na obszar zbiornika całkowicie wkroczyło tor-

fowisko, którego efektem było odłożenie serii torfów zielnych na wyspie zachodniej (Wasylikowa 2011).

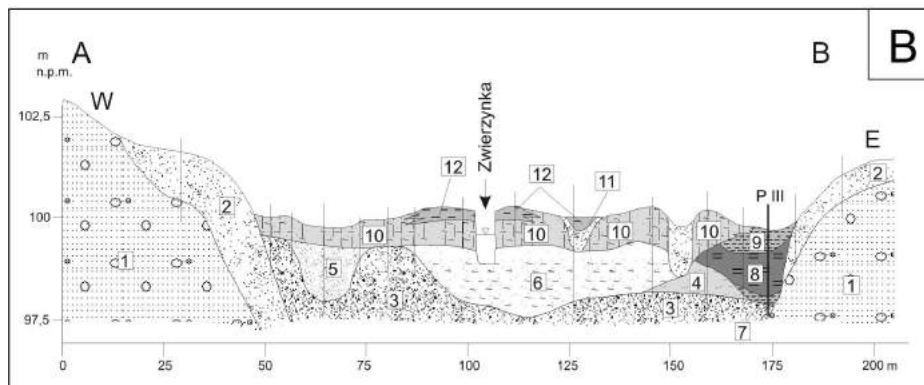
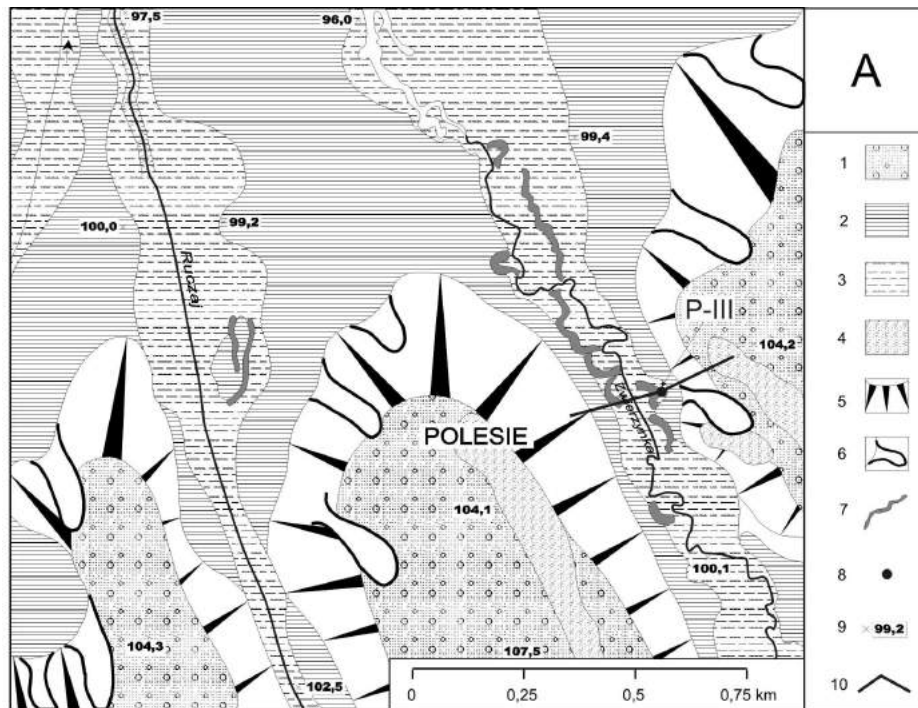
## Torfowisko Polesie

### Położenie

Torfowisko **Polesie** znajduje się w środkowym odcinku doliny Zwierzynki (rys. 27A). W badanym odcinku dna dolinnego występują liczne fragmenty koryt, ze zróżnicowanymi wypełnieniami organiczno-mineralnymi. Tylko w jednym z nich znajduje się torfowisko ( $\varphi$  52°01'43,0" N;  $\lambda$  20°00'49,2" E). Jego misa wypełniona jest niemal wyłącznie utworami biogenicznymi. Starorzecze jest sporadycznie podtapiane przy wysokich stanach wód w dolinie. To niewielkie obniżenie położone jest przy wschodnim skraju dna doliny (rys. 27A), ma długość około stu i szerokość kilkunastu metrów. Położone jest w odległości około 50 m od współczesnego koryta Zwierzynki.

### Warunki geomorfologiczne

Dolina Zwierzynki przebiega w kierunku SSE–NNW. Podobny układ ma kilka innych dolin rzecznych w tej części Równiny Łowicko-Błońskiej. Ich dna zostały silnie zmienione przez prace hydrotechniczne (Kobołek 2009). Analizowany odcinek doliny nie został w większym stopniu przekształcony, dzięki czemu zachował dobry stan mikroform dna dolinnego. Obecne koryto rzeki jest wąskie (ok. 3–4 m) i dość silnie wcięte. Powierzchnia zatorfionego starorzecza znajduje się na wysokości około 100,5 m n.p.m. i jest położona nieznacznie poniżej średniej wysokości dna doliny Zwierzynki (rys. 27B). Jest ono w Polesiu stosunkowo wąskie (ok. 200 m). Po obu stronach doliny towarzyszy mu terasa wysoka, położona około 2,0–2,5 m powyżej średniego poziomu wody w korycie rzeki. Dalsze otoczenie stanowią płaty równiny wodnolodowcowej. Powierzchnie tych równin są niemal płaskie, położone niewiele wyżej ponad terasą nadzalewową – na wysokości 104,5–105,0 m. Także stok oddzielający równiny wodnolodowcowe od doliny jest bardzo słabo nachylony (poniżej 0,5°). Na powierzchni terasy oraz równiny występują pola piasków eolicznych, tworzące niewielkie (1–2 m wysokości) wyniesienia w monotonnej rzeźbie terenu (Twardy, Forysiak 2011b).



Rys. 27. Torfowisko Polesie

A. Szkic geomorfologiczny fragmentu doliny Zwierzynki (wg Balwierz i in. 2009a, zmieniony): 1 – równina wodnolodowcowa; 2 – terasa wysoka; 3 – poziom dna doliny; 4 – pola piasków eolicznych; 5 – stoki; 6 – dolinki denudacyjne; 7 – starorzecza; 8 – położenie rdzenia P-III; 9 – punkty wysokościowe; 10 – linia przekroju

B. Przekrój geologiczny AB (wg Balwierz i in. 2009a, zmieniony): zlodowacenie warty: 1 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; górny pleniwistulian: 2 – piaski drobno- i średnioziarniste; późny vistulian: 3 – piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami mułkowe, rzeczne, 4 – utwory organiczno-mineralne, 5 – piaski średnioziarniste, korytowe; holocen: 6 – piaski różnoziarniste z przewarstwieniami organicznymi, 7 – gytja silnie piaszczysta, 8 – torf niski, 9 – torf niski, zagytjony, 10 – piaski drobnoziarniste i mułki z rozproszoną substancją organiczną (mady), 11 – piaski korytowe drobno- i średnioziarniste z detrytusem roślinnym, 12 – namuły z piaskami

#### Polesie peatland

A. Geomorphological sketch of the part of the Zwierzynka valley (after Balwierz *et al.* 2009a, changed): 1 – fluvio-glacial plain; 2 – high terrace; 3 – valley bottom level; 4 – aeolian sand sheets; 5 – slopes; 6 – denudational valleys; 7 – oxbow lakes; 8 – location of the P-III core; 9 – height spots; 10 – line of geological cross-section AB

B. Geological cross-section AB (after Balwierz *et al.* 2009a, changed): Wartian Glaciation: 1 – fluvio-glacial sands and gravels; Upper Plenivistulian: 2 – fine- and medium-grained sands; Late Weichselian: 3 – fluvial fine- and medium-grained sands, with silt in places; 4 – organic-mineral deposits; 5 – medium-grained channel sands; Holocene: 6 – vari-grained sands with an organic admixture, 7 – gyttja with large amount of sand, 8 – fen peat, 9 – fen peat with gyttja, 10 – fine-grained sands and silts with organic matter, 11 – fine- and medium-grained channel sands with plant detritus, 12 – mud with sands



### Warunki geologiczne

Wypełnienie doliny Zwierzynki w okolicach Polesia stanowią osady rzeczne vistulianu i holocenu. Dolina przebiega między płatami opadającej ku północy równiny, tak zwanego pasa stożków napływowych. Zbudowana jest z piasków, piasków z mułkami i sporadycznie żwirów. Powstanie tych osadów w rejonie Polesia Brzeziński M. wiąże z okresem schyłku zlodowacenia warty (1990, 1991) i ten pogląd przyjął autor, chociaż w odniesieniu do wieku i genezy stożków napływowych toczy się dyskusja (por. Balińska-Wuttke 1965; Krupiński 1996; Klajnert, Kobjek 2002; Turkowska 2006, 2007; Balwierz i in. 2009a; Kalińska, Wyszomierski 2009; Twardy, Forsyś 2011b). Wyróżniona w Polesiu terasa nadzalewowa zbudowana jest z piasków średnio- i drobnoziarnistych (rys. 27A, B), o charakterystycznych dla górnego plenivistulianu cechach litologicznych (Forsyś, Twardy 2006b; Balwierz i in. 2009a; Twardy, Forsyś 2011b). Poziom dna doliny zbudowany jest z późnovistuliankich piasków drobno- i średnioziarnistych z domieszką mułków, które miejscami zawierają rozdrobnioną substancję organiczną (Forsyś, Twardy 2006b; Balwierz i in. 2009a). Porozcinane są kopalnymi korytami o zróżnicowanym, mineralno-organicznym wypełnieniu. Jednym z nich jest badane starorzecze. Podłoże złożonych w nim gytii i torfu stanowią piaski różnoziarniste z detrytusem roślinnym. Powierzchnia dna doliny w znacznym stopniu przykryta jest neoholocenskim osadami powodziowymi (piaszczysto-mułkowymi madami).

### Osady biogeniczne

W opisywanym starorzeczu w Polesiu udokumentowano profil osadów biogenicznych o miąższości 1,95 m. W części spągowej na piaskach rzecznych zalega warstwa spiaszczonej gytii o czarnej barwie. Osad ten zawierał około 20 % materii organicznej (rys. 28). Powyżej (1,80–0,80 m) stwierdzono torf niski, o znacznym stopniu rozkładu, ze słabo widocznymi makroszczątkami roślin i brunatnej barwie (H-6–H-7). Zawartość substancji organicznej zwiększała się, osiągając około 90 %. Od głębokości 0,80 m do powierzchni leży utwór złożony z torfu niskiego (o wysokim stopniu rozkładu: H-7–H-8), z udziałem gytii detrytusowej oraz domieszkami piasku. Zawartość substancji organicznej stopniowo malała, a na głębokości 0,65 m, w silnie

piaszczystej warstwie, wyniosła zaledwie kilka procent. Spadła także wartość odczynu osadu. Znaczny udział piasku odnotowano na głębokości około 0,40 m i 0,15 m. Stropowa warstwa (od 0,15 m do powierzchni) miała postać niemal całkowicie rozłożonego utworu organiczno-mineralnego.

Utwory biogeniczne poddano analizie palinologicznej (Balwierz i in. 2009a). W uzyskanym obrazie wydzielono osiem lokalnych poziomów pyłkowych (rys. 28):

– PIII-1 *Salix-Cyperaceae* (1,90–1,85 m), skorelowano z późnym vistulianem

– PIII-2 *Pinus-Cyperaceae* (1,85–1,45 m), suma pyłku drzew przekracza 80 %, w jego górnej części większy jest udział turzyc, pojawił się pyłek *Sphagnum* oraz olszy. Próbką materiału z głębokości 1,80 m wydatowana została na  $9330 \pm 90$  lat BP (LOD 1349). Poziom ten przypisano okresowi preborealnemu

– PIII-3 *Alnus-Cyperaceae-Corylus* (1,45–1,25 m) wyróżnia się kulminacją olszy

– PIII-4 *Cyperaceae-Pinus-Alnus* (1,25–1,05 m), spada suma pyłku drzew, przy znacznym wzroście pyłku turzyc. Poziomy pyłkowe PIII-3 i PIII-4 skorelowano z okresem borealnym

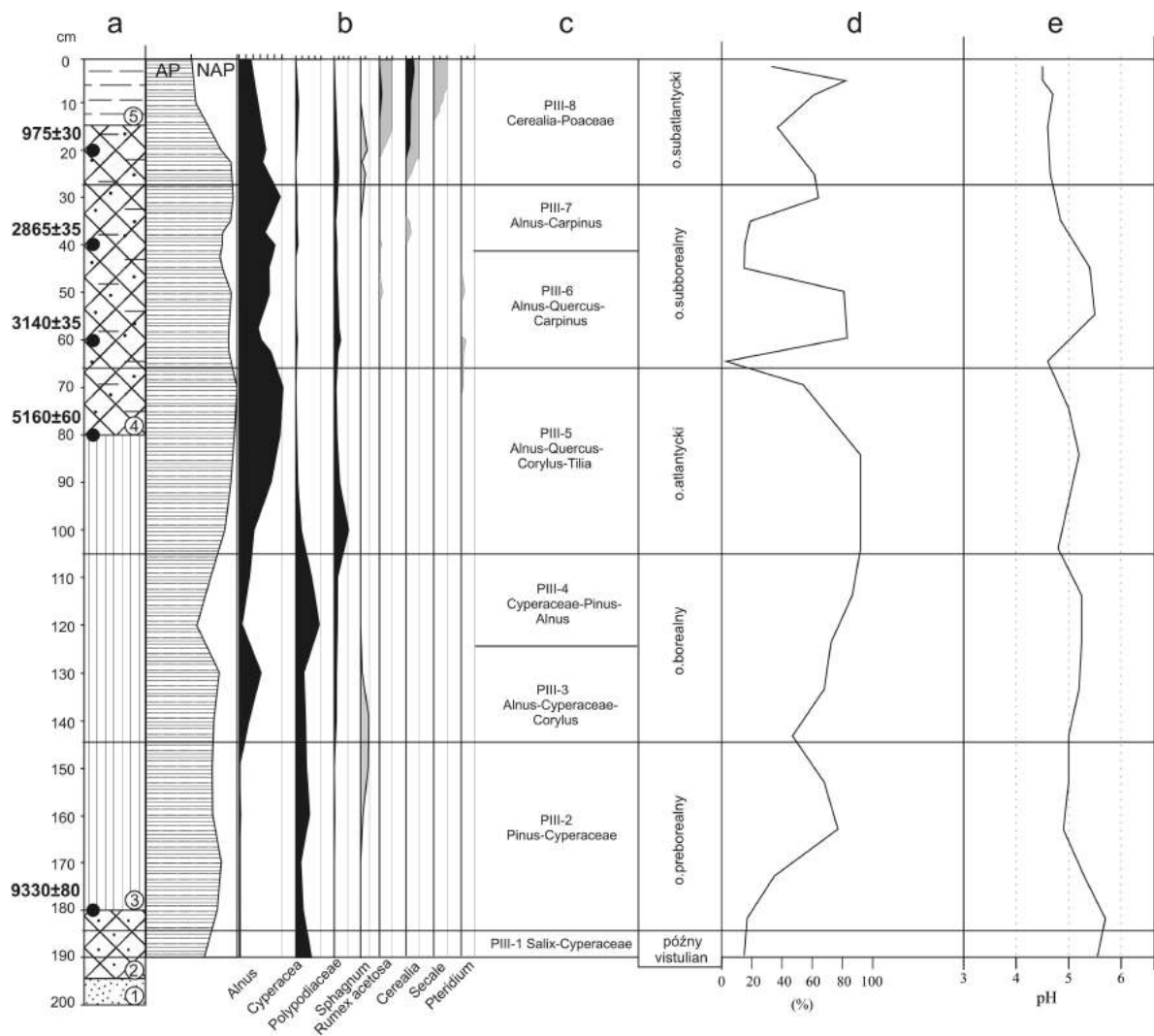
– PIII-5 *Alnus-Quercus-Corylus-Tilia* (1,05–0,66) zaliczono do okresu atlantyckiego (datowanie próbki z głębokości 0,80 m –  $5160 \pm 60$  lat BP – LOD 1348)

– PIII-6 *Alnus-Quercus-Carpinus* (0,66–0,41 m), zaznaczył się niewielki spadek sumy drzew, wśród roślin zielnych odnotowano udział gatunków związanych z gospodarką ludzką (Balwierz i in. 2009a), próbka osadu z głębokości 0,40 m wydatowana została na  $3140 \pm 35$

– PIII-7 *Alnus-Carpinus* (0,41–0,27 m), w jego końcu ponownie wzrosła suma pyłku drzew, zwiększył się udział olszy i pojawił się pyłek *Sphagnum*. PIII-6 i PIII-7 zaliczono do okresu subborealnego

– PIII-8 *Cerealia-Poaceae* (0,27–0,00 m) ukazuje szybki spadek udziału drzew i przewagę roślin związanych z gospodarką rolną; próbka osadu z głębokości 0,20 m wykazała wiek  $975 \pm 30$  lat BP (LOD 1318).

Stanowisko w Polesiu jest jednym z przykładów niewielkich, zatorfionych starorzeczy w obrębie den dolin rzecznych regionu łódzkiego. W starorzeczu funkcjonowało torfowisko niskie, zasilane głównie wodami fluwiogenicznymi, z mniejszym udziałem soligenicznych. Obiekt



Rys. 28. Torfowisko Polesie. Zestawienie wyników analiz rdzenia P-III

a – litologia: 1 – piaski różnoziarniste z przewarstwieniami organicznymi, 2 – gytja silnie piaszczysta, 3 – torf niski, 4 – torf niski, zagytiony, 5 – utwór organiczno-mineralny; b – wybrane wyniki analizy pyłkowej (Balwierz i in. 2009a); c – lokalne poziomy pyłkowe oraz wyróżnione chronozony (Balwierz i in. 2009a); d – zawartość materii organicznej; e – odczyn

#### Polesie peatland. Results of analyses of the P-III core

a – lithology: 1 – coarse-grained sands with organic interlayers, 2 – gytja with large amount of sand, 3 – fen peat, 4 – fen peat with gytja, 5 – organic-mineral deposit; b – selected results of pollen analysis (Balwierz *et al.* 2009a); c – local pollen assemblage zones and distinguished chronozones (Balwierz *et al.* 2009a); d – content of organic matter; e – pH

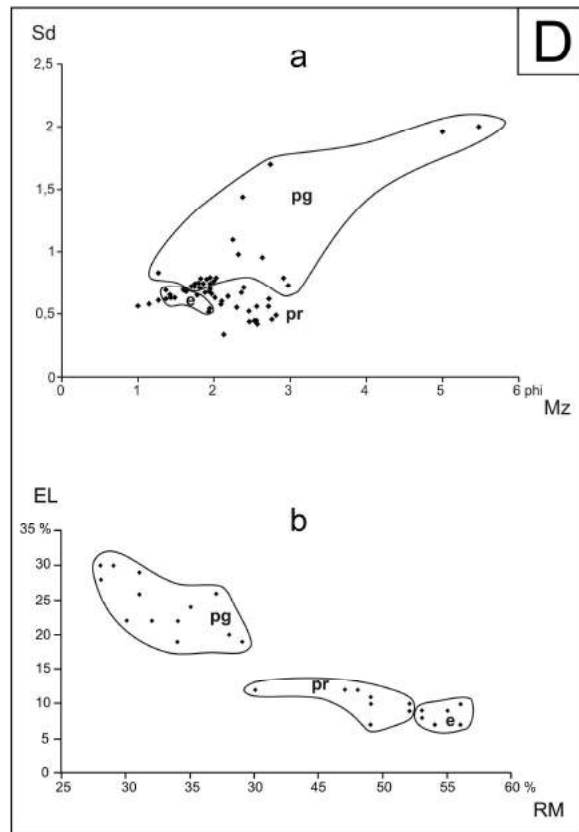
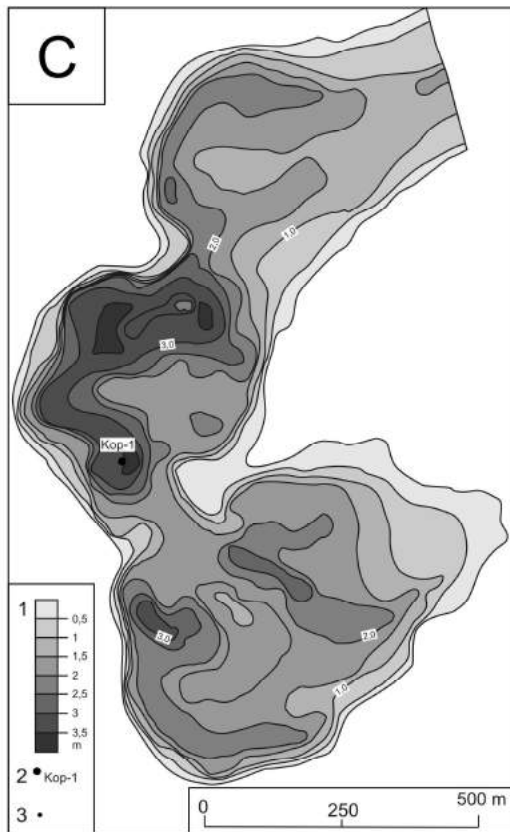
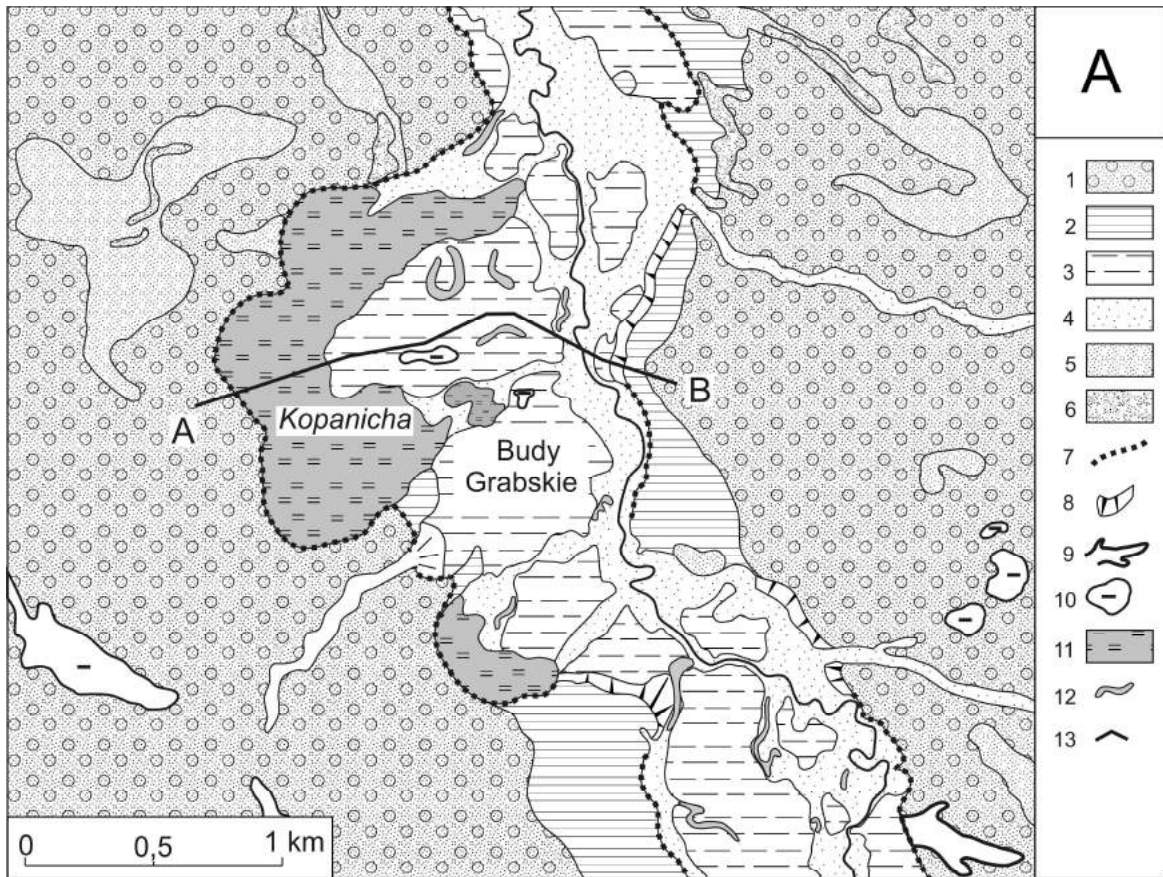
ten można uznać za jeden z nielicznych w regionie przykładów torfowisk w starorzeczu, które mają w osadach niemal ciągły zapis zmian środowiska od początku holocenu do współczesności.

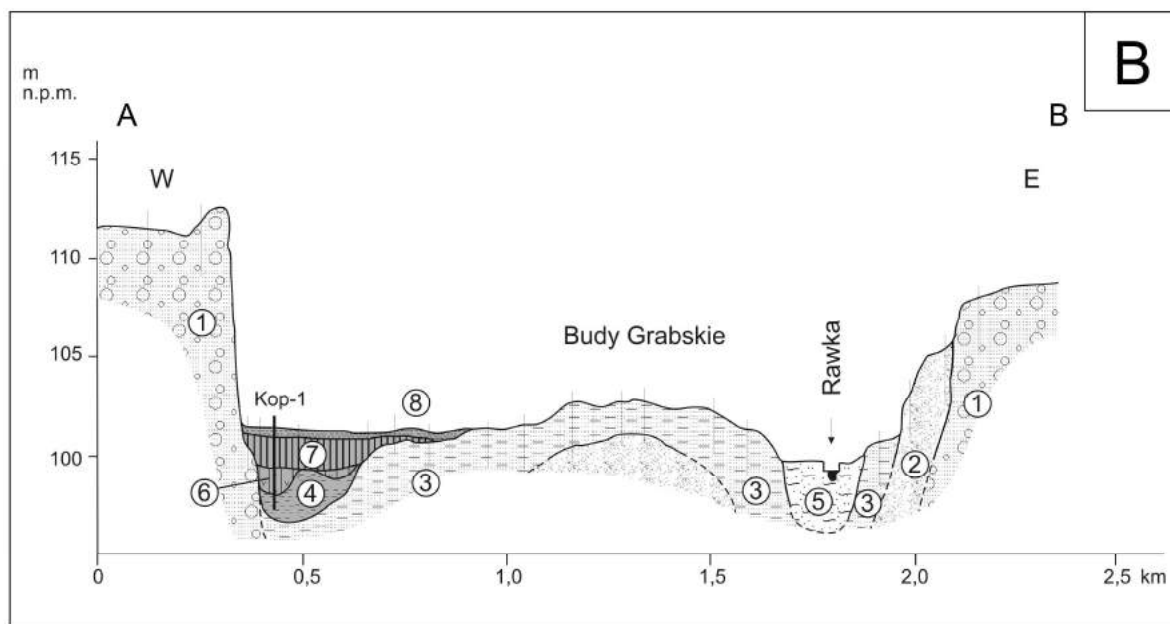
#### Torfowisko Kopanicha

##### Położenie

Torfowisko **Kopanicha** położone jest w strefie pradoliny warszawsko-berlińskiej, w dolinie rzeki Rawki (rys. 15, 29A). Dolina

Rawki ma zbliżony przebieg do doliny Zwierzynki, ale jest formą większą, z wyraźnie zaznaczonymi odcinkami: górnym, środkowym i dolnym (Kobojek 2000). Torfowisko położone jest około 4 km na północny wschód od Skierniewic ( $\varphi$  52°00'19" – 52°01'05" N;  $\lambda$  20°11'05" – 20°11'46" E). Jest obiektem o znacznej powierzchni – zajmuje około 72 ha. Torfowisko położone jest w peryferyjnej części niskiej terasy nadzalewowej, rozciąga się na długości około 2 km. Jest największym spośród kilkunastu mokradeł położonych





Rys. 29. Torfowisko Kopanicha

A. Szkic geomorfologiczny

1 – równina wodnolodowcowa; 2 – terasa wysoka; 3 – terasa niska; 4 – dno doliny; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wydmy; 7 – krawędzie erozyjne; 8 – stoki; 9 – dolinki denudacyjne; 10 – zagłębienia bezodpływowe; 11 – torfowisko; 12 – starorzecza; 13 – linia przekroju geologicznego AB

B. Przekrój geologiczny AB

złodowacenie warty: 1 – piaski wodnolodowcowe; górny plenivistulian, 2 – piaski różnoziarniste, rzeczne; późny vistulian: 3 – piaski drobnoziarniste z wkładkami materii organicznej; późny vistulian/holocen: 4 – piaski z wkładkami torfów; holocen: 5 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne, z wkładkami utworów biogenicznych, 6 – torf olesowy, 7 – torf turzycowiskowy i mechowiskowy, 8 – torf silnie rozłożony z murszem

C. Szkic miąższości osadów biogenicznych

1 – izolinie miąższości utworów biogenicznych; 2 – lokalizacja rdzenia Kop-1; 3 – sondy

D. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych

a – wskaźniki granulometryczne (wg Folka i Warda): Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe

pg – utwory glacialne; pr – piaski rzeczne; e – piaski eoliczne

b – obróbka ziaren kwarcu: RM – ziarna okrągłe, matowe, EL – ziarna błyszczące

pg – utwory glacialne; pr – piaski rzeczne; e – piaski eoliczne

Kopanicha peatland

A. Geomorphological sketch

1 – fluvio-glacial plain; 2 – high terrace; 3 – low terrace; 4 – valley bottom; 5 – aeolian sand sheets; 6 – dunes; 7 – erosional edges; 8 – slopes; 9 – denudational valleys; 10 – closed depressions; 11 – peatland; 12 – oxbow lakes; 13 – line of geological cross-section AB

B. Geological cross-section AB

Wartian Glaciation: 1 – fluvio-glacial sands; Upper Pleniglacial: 2 – vari-grained fluvial sands; Late Weichselian: 3 – fine-grained sands with inserts of organic matter; Late Weichselian/Holocene: 4 – sands with inserts of peat; Holocene: 5 – medium- and fine-grained fluvial sands with inserts of biogenic deposits, 6 – alder swamp peat, 7 – tall-sedge and sedge-moss fen peat, 8 – highly decomposed peat with muck

C. Sketch of the thickness of biogenic deposits

1 – thickness of biogenic deposits; 2 – location of the Kop-1 core; 3 – boreholes

D. Results of analyses of mineral deposits

a – grain-size coefficients (after Folk and Ward): Mz – mean diameter, Sd – standard deviation

pg – glacial deposits; pr – fluvial sands; e – aeolian sands

a – quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, EL – shiny, glossy grains

pg – glacial deposits; pr – fluvial sands; e – aeolian sands

w środkowym odcinku doliny Rawki (Żurek 1990a; Kobołek 2000; Kobołek, Forysiak 2011). Obiekt objęty jest ochroną prawną jako rezerwat leśny (Żurek 2006).

#### Warunki geomorfologiczne

Współczesna powierzchnia torfowiska Kopanicha nosi ślady eksploatacji torfu, zwłaszcza w części północno-wschodniej i wschodniej. Opada w kierunku północnym, ale widoczny jest też spadek ku osi doliny. W południowo-zachodnim skraju torfowiska rzędne jego powierzchni to 101,7–101,8 m n.p.m. Południowo-wschodni skraj leży na wysokości około 101,0 m n.p.m., a część północna – około 99,6–100,0 m n.p.m. Podobnymi rzędnymi cechuje się powierzchnia niskiej terasy nadzalewowej Rawki (w sąsiedztwie torfowiska położona jest na wysokości 101,8–102,4 m n.p.m.) i obniża się również ku północy (do ok. 100,0–100,6 m n.p.m.). Terasa urozmaicona jest dobrze czytelnymi śladami starorzeczy późnovistuliańskich. Jej wyżej położone fragmenty nadbudowane są miejscami cienkimi płatami piasków eolicznych (rys. 29A). Współczesne dno doliny Rawki, na odcinku równoległym do torfowiska Kopanicha, opada od około 100,0 m n.p.m. do 98,8 m n.p.m., a lustro wody w korycie położone jest przeciętnie 2 m poniżej. Rawka jest tu rzeką meandrującą, o dużym wskaźniku krętości (1,7–2,0). Parametry hydrauliczne meandrów współczesnego koryta Rawki są cztero-, pięciokrotnie mniejsze od parametrów kopalnych paleomeandrów, zrekonstruowanych w podłożu torfowiska (rys. 29C). Charakterystycznym elementem doliny są strome krawędzie podcięć paleomeandrów, sięgające 8–10 m. Oddzielają one strefę doliny Rawki od równiny wodnolodowcowej (rys. 29A, B). Te kontrasty wysokościowe łagodzi obecność fragmentów terasy wysokiej. Na opisywanym odcinku doliny Rawki jej powierzchnia położona jest 5–7 m powyżej dna doliny. Równina piaszczysta (wodnolodowcowa), która występuje po obu stronach doliny, wykazuje nieznaczny spadek w kierunku północnym i północno-zachodnim. W sąsiedztwie torfowiska leży na wysokości 108,1–111,4 m n.p.m. W jej obrębie widoczne są liczne niewielkie obniżenia bezodpływowe (o głębokości 1,5–2,0 m). Największe z tych obniżen są uważane za niecki wytopiskowe (Brzeziński M. 1995, 1998), część z nich jest współcześnie zabagniona.

#### Warunki geologiczne

W powierzchniowej budowie geologicznej opisywanej części Równiny Łowicko-Błońskiej

przeważają utwory piaszczyste. Dzieje się tak dlatego, że dolina Rawki, na północ od Skierzniewic, przecina rozległy obszar równiny wodnolodowcowej i zazębiającą się z nią strefą stożków napływowych. Równina wodnolodowcowa zbudowana jest z piasków ze żwirami i mułkami, akumulowanymi w trakcie recesji lądolodu warciańskiego (Brzeziński M. 1995; Kobołek 2000). Ich miąższość sięga kilkunastu metrów. Miejscami przykryte są one cienkimi płatami piasków eolicznych. Piaski schyłku zlodowacenia warty, udokumentowane w bezpośrednim sąsiedztwie torfowiska Kopanicha, charakteryzują się przewagą frakcji drobnopiaszczystej i są stosunkowo dobrze wysortowane (rys. 29D). Osady wodnolodowcowe złożone są na glinach zwałowych oraz mułkach glacygenicznych zlodowacenia warty (Brzeziński M. 1995; Kobołek 2000).

W dolinie Rawki występują dwie terasy nadzalewowe i dno doliny. Terasa wysoka zbudowana jest z piasków średnio- i drobnoziarnistych (rys. 29D), złożonych w warunkach plejwistuliańskiej rzeki roztokowej. Utwory piaszczyste i mułkowe niskiej terasy nadzalewowej powstały w późnym vistulianie, kiedy przez dolinę przepływała rzeka meandrująca. Efektem jej działalności są odsypy oraz wyspy meandrowe. Dno doliny Rawki zbudowane jest z drobnych piasków z mułkami i wkładkami organicznymi (rys. 29B, D). Bezpośrednie podłoże torfowiska, w strefach przegłębień, stanowią piaski drobnoziarniste z wkładkami torfów (rys. 29B), sporadycznie z warstewkami gytii, powstałych we wczesnym holocenie, w wyniku epizodycznych zalewów wodami fluwialnymi oraz gruntowymi. Drobnoziarniste piaski mogły być nanoszone z obszaru dna doliny, ale uziarnienie, jak też obróbka ziaren kwarcu w części próbek pobranych z podłoża torfowiska, zbliżone są do parametrów uzyskanych dla drobno- i średnioziarnistych piasków budujących podcinane w krawędzi erozyjnej osady wodnolodowcowe (rys. 29D). Świadczyć to może o mieszanym pochodzeniu tego materiału.

#### Osady biogeniczne

Miąższość osadów biogenicznych w obrębie torfowiska sięga 3,8 m. Jest ona silnie zróżnicowana, co przy stosunkowo wyrównanej powierzchni wskazuje na znaczne deniwelacje podłoża torfowiska (rys. 29C). Przegłębienia, w których miąższość torfu przekracza trzy metry, mają postać wydłużonych obniżen o szerokości około

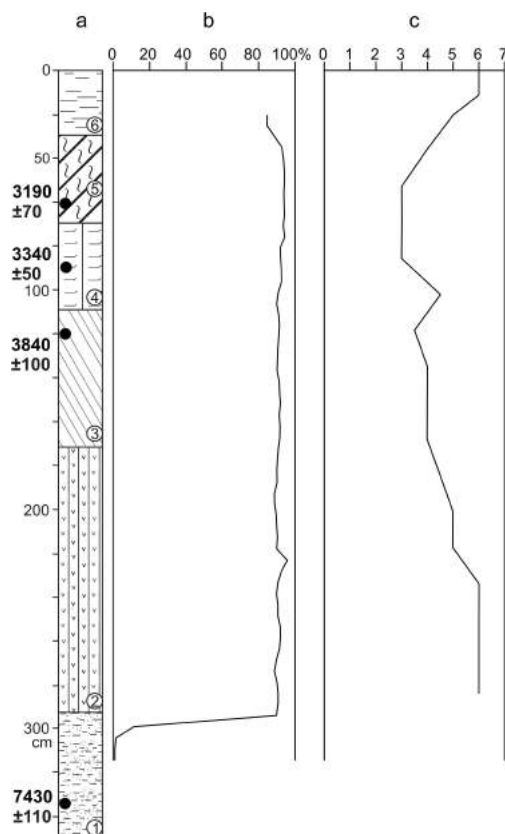
25–30 m. Ułożone są głównie w pobliżu zachodniego skraju torfowiska. Poza przegłębieniami miąższość serii biogenicznych wynosi około 1,5 m. Torf zalega bezpośrednio na piaszczystym podłożu, a jedynie w największych przegłębieniach występują cienkie (kilkucentymetrowe) wkładki gytii. Podstawowe właściwości fizykochemiczne złoża torfów oznaczone zostały przez Domińczak i Okupnego (2010) dla pięciu rdzeni, zlokalizowanych w różnych częściach torfowiska. Z badań tych wynika, iż torf cechuje się wysokim udziałem materii organicznej (85–95 %). Mniejszą zawartością charakteryzują się jedynie spągowe i stropowe partie złoża, gdzie widoczna jest domieszka materiału drobnopiaszczystego i mułkowego. Odczyn zbadanych utworów wykazuje zmienność – w dolnej części wynosi około 5,5–6 i powoli maleje ku górze (do około 4 w części stropowej). Wskazywać to może na naturalną tendencję zmian torfowiska w kierunku ograniczania przepływu wód soligenicznych i relatywnego zwiększania zasilania ombrogenicznego (Okruszek 1983; Tobolski 2000).

Szczegółowej analizie poddano rdzeń Kop-1 (rys. 30). Podłoże zwartej serii biogenicznej stanowiły piaski drobno- i średnioziarniste, z wkładkami torfów i spiaszczonej gytii. Zawartość substancji mineralnej osiąga w nim 11 %. Materiał z jednego z przewarstwień wydатовany został na  $7430 \pm 110$  lat BP (MKL-556). Na profil złożonych powyżej torfów składają się:

- torf olesowy (2,94–1,72 m), z wysokim udziałem substancji organicznej (88–95,5 %) oraz stosunkowo wysokim stopniem rozkładu w dolnej części, malejącym ku górze profilu
- torf turzycowiskowy (turzycowo-trzcinowy na głębokości 1,72–1,10 m), z niewielkim udziałem szczątków drewna i równie wysokim odsetkiem substancji organicznej
- torf mechowiskowy (1,10–0,70 m), o wysokiej zawartości materii organicznej – około 92–94 %
- torf mszarno-turzycowy (0,30–0,70 m), do głębokości 0,55 m charakteryzował się niskim stopniem rozkładu, zaś w górnej części stopień znacznie wzrósł, przy spadku zawartości materii mineralnej
- mursz (0,00–0,30 m).

#### Wyniki analiz paleoekologicznych

Analizą pyłkową, wykonaną przez M. Obremką (Forysiak i in. 2011a; Pawłowski



Rys. 30. Torfowisko Kopanicha. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu Kop-1

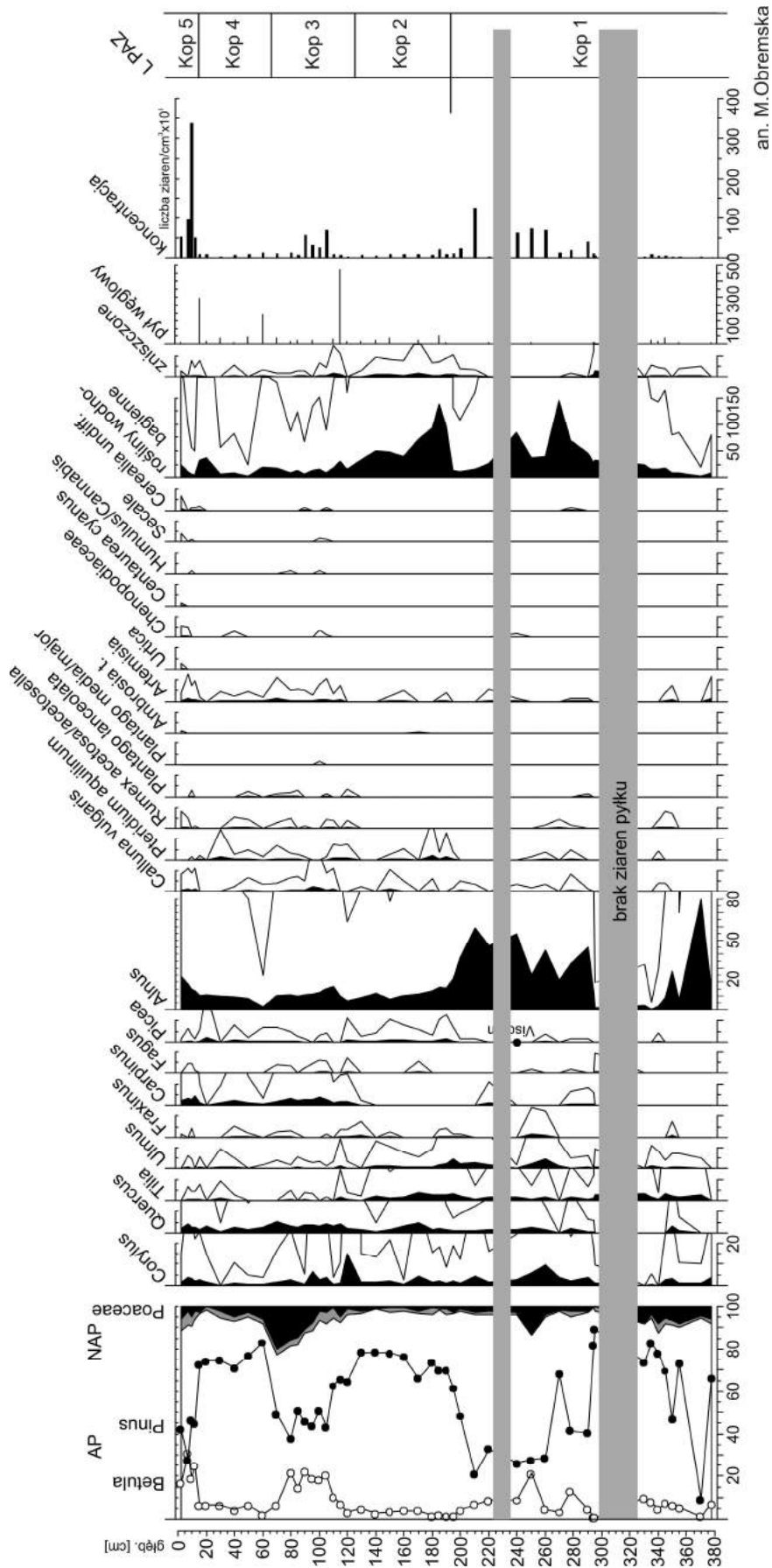
a – litologia: 1 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne, z wkładkami utworów biogenicznych, 2 – torf olesowy, 3 – torf turzycowiskowy, 4 – torf mechowiskowy, 5 – torf mszarno-turzycowy, 6 – mursz; b – zawartość materii organicznej; c – stopień rozkładu

#### Kopanicha peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile Kop-1

a – lithology: 1 – medium and fine-grained fluvial sands with inserts of biogenic deposits, 2 – alder swamp peat, 3 – tall-sedge peat, 4 – sedge-moss peat; 5 – moss-sedge peat; 6 – muck; b – content of organic matter; c – decay degree

i in. 2012) objęto rdzeń Kop-1 o miąższości 3,80 m, a więc torfy wraz zalegającymi poniżej piaskami. W dolnej części diagramu (rys. 31), prezentującej próbki z piaszczystych osadów mineralno-organicznych, stwierdzono bardzo niską frekwencję pyłku, zaś w warstwach między 3,30–3,00 m oraz 2,40–2,20 m nie odnotowano jego obecności. Wydzielono pięć lokalnych poziomów pyłkowych:

- Kop-1 (3,80–1,90 m) – korelowany jest z okresem atlantyckim); zaznaczyły się w nim dwa okresy spadku sumy pyłku drzew, ze stosunkowo wysokim udziałem roślin siedlisk wilgotnych



Rys. 31. Torfowisko Kopanicha. Profil palinologiczny Kop-1  
Kopanicha peatland. Pollen profile Kop-1

– Kop-2 (1,90–1,25 m) – ukazuje stabilny i bardzo wysoki udział sumy pyłku drzew i sukcesywny spadek udziału pyłku roślin siedlisk wilgotnych, ze sporadycznie pojawiającymi się wskaźnikami obecności człowieka; poziom ten skorelowano ze starszą częścią okresu subborealnego

– Kop-3 (1,25–0,65 m) – charakteryzował się stopniowym spadkiem sumy pyłku drzew (ponad 70 %) i wyraźnym udziałem roślin związanych z gospodarką człowieka, także zbóż; w tym przedziale odnotowano niską frekwencję pyłku roślin siedlisk wilgotnych (poza *Sphagnum*, które jest składnikiem formowanego w tym etapie torfu mechowiskowego (Pawłowski i in. 2012))

– Kop-4 (0,65–0,15 m) – ponownie wzrósł udział sumy pyłku drzew, przy spadku wskaźników gospodarczej działalności człowieka i nieznacznym wzroście udziału pyłku roślin siedlisk wilgotnych; poziom Kop-4 zaliczono także do okresu subborealnego

– Kop-5 (0,15–0,00 m) – skorelowano z okresem nowożytnym; cechował się znacznym udziałem pyłku zbóż i innych roślin, świadczących o gospodarce ludzkiej, pojawił się też pyłek roślin wodnych, wynikający prawdopodobnie z powstania zbiorników poksplatacyjnych.

Analiza kopalnych wioślarek (wykonana przez D. Pawłowskiego) nie dała ciągłego obrazu sukcesji zbiornika. Wydzielono cztery lokalne poziomy, przedzielane warstwami pozbawionymi wioślarek (Pawłowski i in. 2012):

– KI (3,50–2,95 m) – cechował się znacznym zróżnicowaniem gatunkowym wioślarek, przy udziale gatunków związanych z roślinnością, ale też niewielkim udziałem form planktonowych; w górnej części poziomu fauna Cladocera zanikła

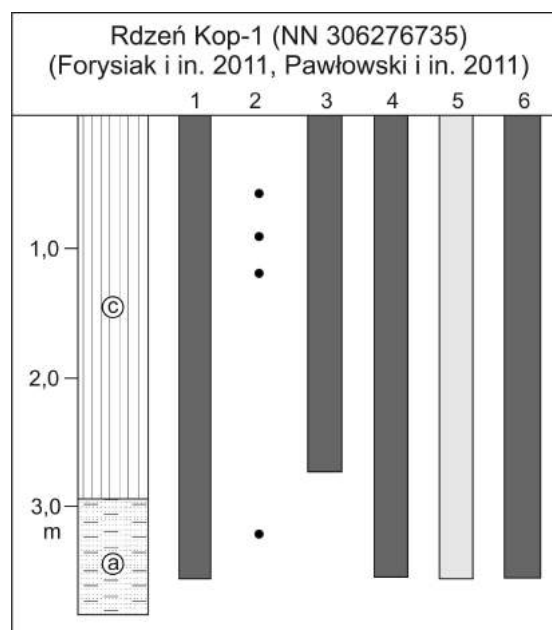
– KII (2,95–1,95 m) – ukazuje podobną sukcesję jak KI, ale w jego górnej części (powyżej przerwy w obecności szczątków wioślarek, na głębokości 2,85–2,65 m) nie stwierdzono form planktonowych

– KIII (1,95–0,12 m) – zlokalizowano tylko kilka gatunków litoralnych, typowych dla siedlisk o dużym pokryciu roślinnością i niskim pH

– KIV (subpowierzchniowy) – odnotowano tylko 3 gatunki wioślarek.

Torfowisko Kopanicha uznać można za bardzo dobrze rozpoznane. Poza pracami geologicznymi, geomorfologicznymi, hydrologicznymi i botanicznymi wykonano dla jego osadów analizy paleobotaniczne i paleozoologiczne (rys. 32), określono cechy geochemiczne i fizykochemiczne

oraz ich wiek. Badania wykonano w latach 2008–2011. Obiekt można zaliczyć do torfowisk niskich, o położeniu dolinnym. Zasilany był wodami soligenicznymi. Zatorfienie zespołu starorzeczy nastąpiło na początku okresu atlantyckiego i narastanie torfu trwało do współczesności, ale z wyraźnymi przerwami w okresie atlantyckim i subatlantyckim.



Rys. 32. Torfowisko Kopanicha. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych

litologia: a – piaski z materiałem organicznym, c – torf  
 wykonane badania: 1 – analiza palinologiczna, 2 – datowania radiowęglowe, 3 – analiza makroszczątków roślinnych, 4 – oznaczenia podstawowych parametrów fizykochemicznych (zawartość materii organicznej, zawartość węglanów, odczyn, konduktywność, stopień rozkładu), 5 – analiza kopalnych okrzemek, 6 – analiza kopalnych wioślarek  
 kolorem ciemnoszarym oznaczono publikowane wyniki analiz, kolorem jasnoszarym niepublikowane

#### Kopanicha peatland. Results of analyses of biogenic deposits

lithology: a – sand with organic material, c – peat  
 analyses: 1 – pollen analysis, 2 – radiocarbon datings, 3 – macrofossils, 4 – basic physical and chemical parameters (content of organic matter, CaCO<sub>3</sub> content, pH, conductivity, decay degree), 5 – fossil Diatom, 6 – fossil Cladocera  
 dark grey colour indicates the published results of analyses, light grey colour indicates unpublished results of analyses

#### Inne torfowiska Równiny Łowicko-Błońskiej

**Opalanki-Boczki** to zespół złóż torfu położony na północ od Ozorkowa, w nieczynnej, wschodniej strefie doliny Bzury, przecinającej



wyższy z poziomów erozyjnych pradoliny warszawsko-berlińskiej ( $\varphi$  51°59'40" N;  $\lambda$  19°18'48" E; rys. 15). Torfy pokrywają kilkadziesiąt hektarów powierzchni terasy. W przegłębieniach miąższość pokrywy utworów biogenicznych dochodzi do 2,3 m. Wypełniają one kopalne koryta Bzury oraz fragmenty vistuliańskiego dna doliny (Forysiak 1996). W jednym z przegłębień pobrano próbkę ze spągu serii torfowej z głębokości 1,8 m, wydatowaną na 8780 ± 110 lat BP (Lod-534). Współcześnie stropowa warstwa, o miąższości ponad 80 cm, jest silnie przesuszona i ulega mineralizacji.

Torfowisko **Rogoźno** obejmuje trzy płaty torfów, położonych w dolnym odcinku doliny

Bobrówki ( $\varphi$  52°03'10" N;  $\lambda$  19°49'54" E; rys. 15), które rozdzielone są sztucznymi zbiornikami wodnymi – jeziorami Okręt i Rydwan. W podłożu znajdują się udokumentowane osady biogeniczne eemu i wczesnego vistulianu, wypełniające rozległy, kopalny zbiornik jeziorny (Klajnert, Piechocki 1972). Współczesne torfowisko jest silnie przekształcone przez eksploatację torfu, jak też zabudowę hydrotechniczną oraz melioracje. Pokład torfów niskich, osiągający w kilku profilach miąższość 2,50 m, jest zapiaszczony, a jego właściwości fizykochemiczne wskazują na zasilanie torfowiska zarówno przez wody Bobrówki, jak i wody gruntowe (Domińczak 2009).

## TORFOWISKA NA WYSOCZYŹNIE ŁASKIEJ I WYSOCZYŹNIE ŁÓDZKIEJ

### Torfowisko Mianów

#### Położenie

Torfowisko **Mianów** położone jest w obrębie Wysoczyzny Łaskiej, w środkowym odcinku doliny Neru (rys. 2), pomiędzy Lutomierniem i Poddębicami ( $\varphi$  51°49'00" – 51°49'16" N;  $\lambda$  18°59'55" – 19°00'33" E). Leży

ono we wschodniej części doliny, przy krawędzi wysokiej terasy nadzalewowej (rys. 33A). Współczesne koryto Neru przebiega w zachodniej części doliny, około 800 m na zachód od torfowiska i jest obustronnie obwałowane. Mianów jest niewielkim obiektem o powierzchni około 13 ha, którego znaczna część została

Rys. 33. Torfowisko Mianów

#### A. Szkic geomorfologiczny

1 – terasa wysoka; 2 – terasa niska; 3 – dno doliny; 4 – dolina denudacyjna; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wydmy; 7 – torfowisko; 8 – cieki; 9 – linie przekrojów geologicznych

#### B. Przekroje geologiczne AB i CD

plenivistulian: 1 – mułki, 2 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne; późny vistulian: 3 – piaski drobnoziarniste z wkładkami materii organicznej, 4 – piaski z mułkami, rzeczne; holocen: 5 – piaski z namułami, 6 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne, 7 – mułek mineralno-organiczny, 8 – piaski eoliczne, 9 – piaski z przewarstwieniami mułków i namułów, 10 – piaski różnoziarniste rzeczne, 11 – utwory torfiaste, 12 – torf turzycowiskowy na olesowym

#### C. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych

a – wskaźniki granulometryczne (wg Folka i Warda): Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe

r – piaski rzeczne; mt – mułki terasy wysokiej; e – piaski eoliczne

b – obróbka ziaren kwarcu: RM – ziarna okrągłe, matowe, EL – ziarna błyszczące

r – piaski rzeczne; e – piaski eoliczne

### Mianów peatland

#### A. Geomorphological sketch

1 – high terrace; 2 – low terrace; 3 – valley bottom; 4 – denudational valley; 5 – aeolian sand sheets; 6 – dunes; 7 – peatland; 8 – streams; 9 – lines of geological cross-sections

#### B. Geological cross-sections AB and CD

Pleniweichselian: 1 – silts, 2 – medium- and fine-grained fluvial sands; Late Weichselian: 3 – fine-grained sands with inserts of organic matter, 4 – fluvial sands with silts; Holocene: 5 – sands with mud, 6 – medium- and fine-grained fluvial sands, 7 – mineral-organic silt, 8 – aeolian sands, 9 – sands interlayered with silts and mud, 10 – vari-grained fluvial sands, 11 – peaty deposits, 12 – tall-sedge peat overlying alder swamp peat

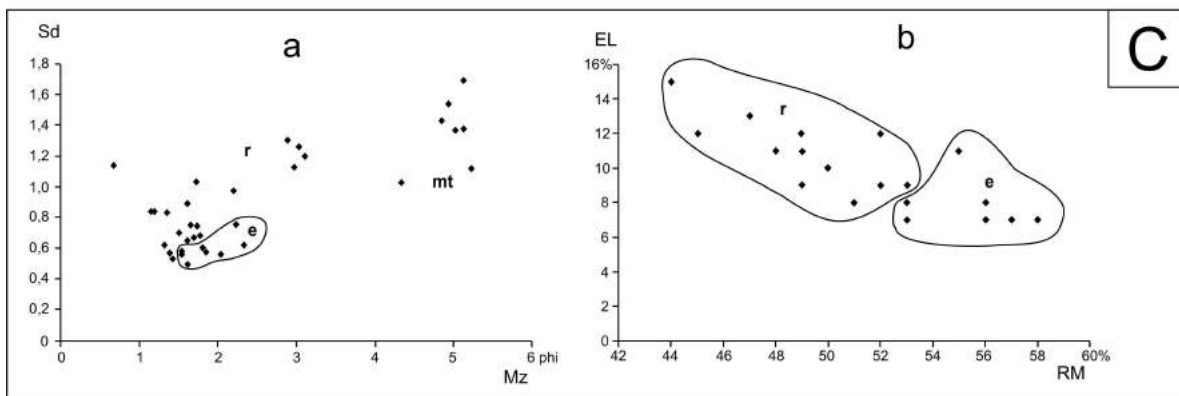
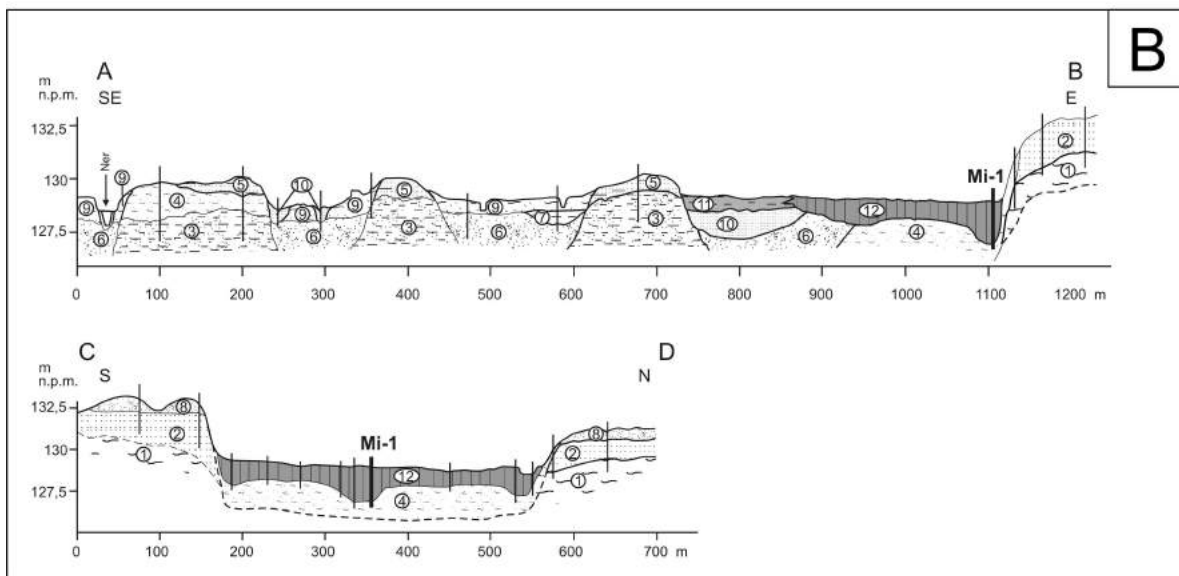
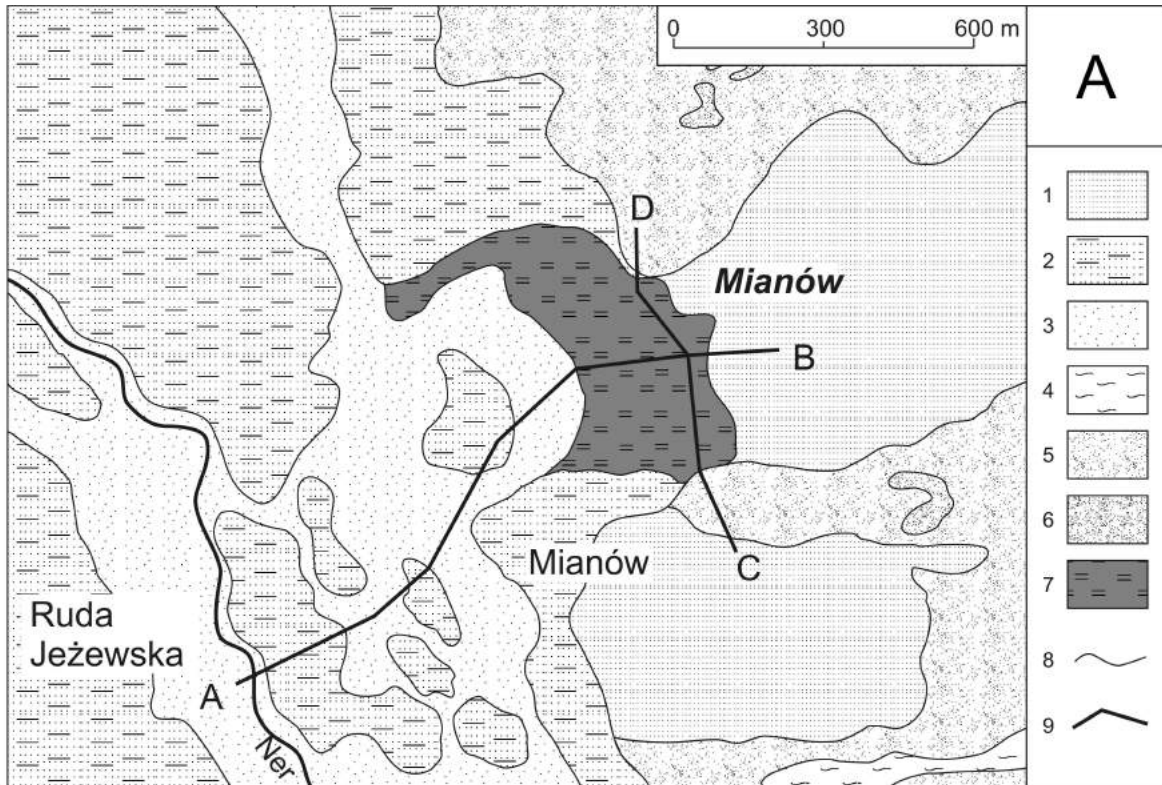
#### C. Results of analyses of mineral deposits

a – grain-size coefficients (after Folk and Ward): Mz – mean diameter, Sd – standard deviation

r – fluvial sands; mt – silts of high terrace; e – aeolian sands

b – quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, EL – shiny, glossy grains

r – fluvial sands; e – aeolian sands



przekształcona w wyniku eksploatacji torfu<sup>5</sup>. Współczesne zasilanie torfowiska zaburzają sztuczne ciekły. Obszar torfowiska objęty jest ochroną prawną jako rezerwat torfowiskowy (Żurek 2006).

#### Warunki geomorfologiczne

Torfowisko Mianów położone jest w obrębie zespołu paleomeandrów, które podcinają poziom wysokiej terasy nadzalewowej (rys. 33A). Porównując położenie powierzchni nieeksploatowanych fragmentów torfowiska, można przyjąć, że jego naturalna powierzchnia była niemal płaska (128,6–129,0 m n.p.m.); zaznacza się jej niewielki spadek w kierunku zachodnim, ku strefie mineralnego dna dolinnego. Powierzchnia dna doliny jest rozdzielona na trzy części. Jej wysokość zmienia się od 128,5 do 130 m n.p.m. Terasa niska, w okolicach Mianowa i Rudy Jeżewskiej, położona jest nieznacznie powyżej dna doliny (1,0–1,5 m). Na jej powierzchni wyraźne są ślady kopalnych koryt rzecznych. Mają one postać obniżen z podmokłościami lub jasnych smug (widocznych dobrze na zdjęciach lotniczych). Zarówno litologia osadów, jak i cechy tonalne, są analogiczne do zarejestrowanych na terasie niskiej Warty (Forysiak 2005). Terasa wysoka, do której przylega misa torfowiska (rys. 33A), leży na wysokości 131,0–135,0 m n.p.m. Jej poziom występuje też po zachodniej stronie doliny. Na terasie wysokiej powstały pola piasków eolicznych z zespołami wydm o wysokości 3,0–10,0 m.

#### Warunki geologiczne

Po zachodniej stronie do badanego odcinka doliny Neru przylega ciąg pagórków kemo-wych, z otaczającymi je osadami wodnolodowcowymi wieku warciańskiego (Klatkova i in. 2007a). Wschodnie zaplecze zbudowane jest z glin zwałowych zlodowacenia warty (Dutkiewicz 1989). Dolina Neru, na odcinku torfowiska Mianów, zbudowana jest z trzech serii utworów fluwialnych. Terasę wysoką tworzą piaski różnoziarniste górnego plenivistulianu (rys. 33B). Cechują się one niewielką zmiennością uziarnienia oraz charakterystyczną obróbką ziaren kwarcu – dominacja ziaren eolizowanych (RM – rys. 33C). Na wschód i południe od torfowiska, pod piaskami, na głębokości około 1,5–2

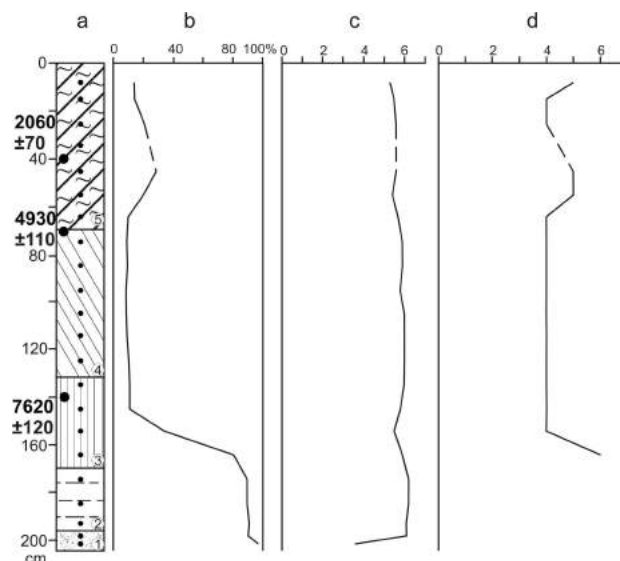
m występuje seria mułków (rys. 33B). Seria zapada nieznacznie w kierunku torfowiska, stanowiąc ciągłą, słaboprzepuszczalną warstwę. Takie ułożenie ma zapewne istotne znaczenie dla zasilania torfowiska wodami topogenicznymi. Na powierzchni terasy wysokiej występują pokrywy piasków eolicznych, miejscami budujące także wydmy (rys. 33A, B). Terasa niska zbudowana jest z serii powodziowych. Tworzą ją piaski drobnoziarniste z wkładkami mułków oraz średnio- i gruboziarniste piaski z rozproszoną substancją organiczną, wypełniającą dna kopalnych koryt. Czas akumulacji osadów budujących terasę niską wiązać można z późnym vistulianem. Dno doliny Neru tworzą głównie różnoziarniste piaski, z seriami osadów mułkowych i mad organiczno-mineralnych.

#### Osady biogeniczne

Wypełnienie misy torfowiska tworzą wyłącznie torfy. Największa ich miąższość (1,9–2,0 m) występuje w obrębie przegłębienia – paleomeandra, przebiegającego bezpośrednio wzdłuż wschodniego i północno-wschodniego skraju torfowiska, przy krawędzi terasy wysokiej. Ku zachodowi, jak i ku południowej części torfowiska, grubość pokrywy torfowej maleje do około 1,0 m. Miejscami, w obniżeniach powierzchni podtorfowej, które można wiązać z kopalnymi korytami, wzrasta do 1,3–1,5 m. W zachodniej części obiektu pokład torfów jest jeszcze cieńszy (0,3–0,6 m) i wykazuje wysoki stopień rozkładu, a jego stropowa warstwa jest silnie przesuszona i zmurszała. Do szczegółowych badań uzyskano rdzeń Mi-1, z wiercenia położonego w miejscu maksymalnej miąższości osadów biogenicznych, we wschodniej części torfowiska. Jego profil zawiera:

- utwór torfiasty (1,98–1–70 m), silnie piaszczysty, ze szczątkami turzyc; zawiera tylko około 10 % materii organicznej (rys. 34) i cechuje się odczynem obojętnym
- torf olesowy (1,70–1,00 m), w spągowej części jest silnie zamulony i wykazuje znaczny stopień rozkładu (H-6); ku stropowi zawartość substancji organicznej wzrastała (91,5 %); próbka materiału z głębokości 1,41 m została wydatowana, jego wynik –  $7620 \pm 120$  lat (MKL-558) – wskazuje atlantycki wiek utworu
- torf trzciniowo-turzycowy (1,00–0,70 m), charakteryzuje się parametrami fizykochemicznymi zbliżonymi do zalegającego poniżej (rys. 34). Próbką materiału pobrana z jego stropu (z głębokości 0,71 m) wydatowana została na  $4930 \pm 110$  lat BP (MKL-557)

<sup>5</sup> Wysoki poziom wody w potorfach oraz zwarte zarośla łożowe uniemożliwiają właściwą dokumentację geologiczną złoża.



Rys. 34. Torfowisko Mianów. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu Mi-1

a – litologia: 1 – piaski drobnoziarniste z wkładkami materii organicznej, 2 – utwór torfiasty, spiaszczony, 3 – torf olesowy, 4 – torf turzycowiskowy, 5 – torf turzycowy; b – zawartość materii organicznej; c – odczyn; d – stopień rozkładu

Mianów peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile Mi-1

a – lithology: 1 – fine-grained sands with inserts of organic matter, 2 – peaty deposits with sand, 3 – alder swamp peat, 4 – tall-sedge peat, 5 – sedge peat; b – content of organic matter; c – pH; d – decay degree

– torf turzycowy z udziałem szczątków trzciny (0,70–0,00 m), zawartość materii organicznej nieco spada (do 73–86 %), podobnie jak wartość odczynu; w górnej części wyższy jest też stopień rozkładu (rys. 34).

Wstępne wyniki analizy pyłkowej osadów rdzenia Mi-1 wskazały, iż dolną część piaszczystego utworu torfowego można wiązać z okresem chłodnym i przejściem do ciepłego, zapewne holocenu (Obremska 2011). Wyniki nie są więc zgodne z wynikami datowania. Osadom złożonym powyżej (do 0,75 m) można przypisać wiek preborealny (Obremska 2011). Następnie zidentyfikowany jest hiatus, obejmujący okresy borealny i atlantycki, co jednak jest niezgodne z cytowanym powyżej wynikiem datowania. Stropowy odcinek można skorelować z okresami subborealnym i subatlantyckim.

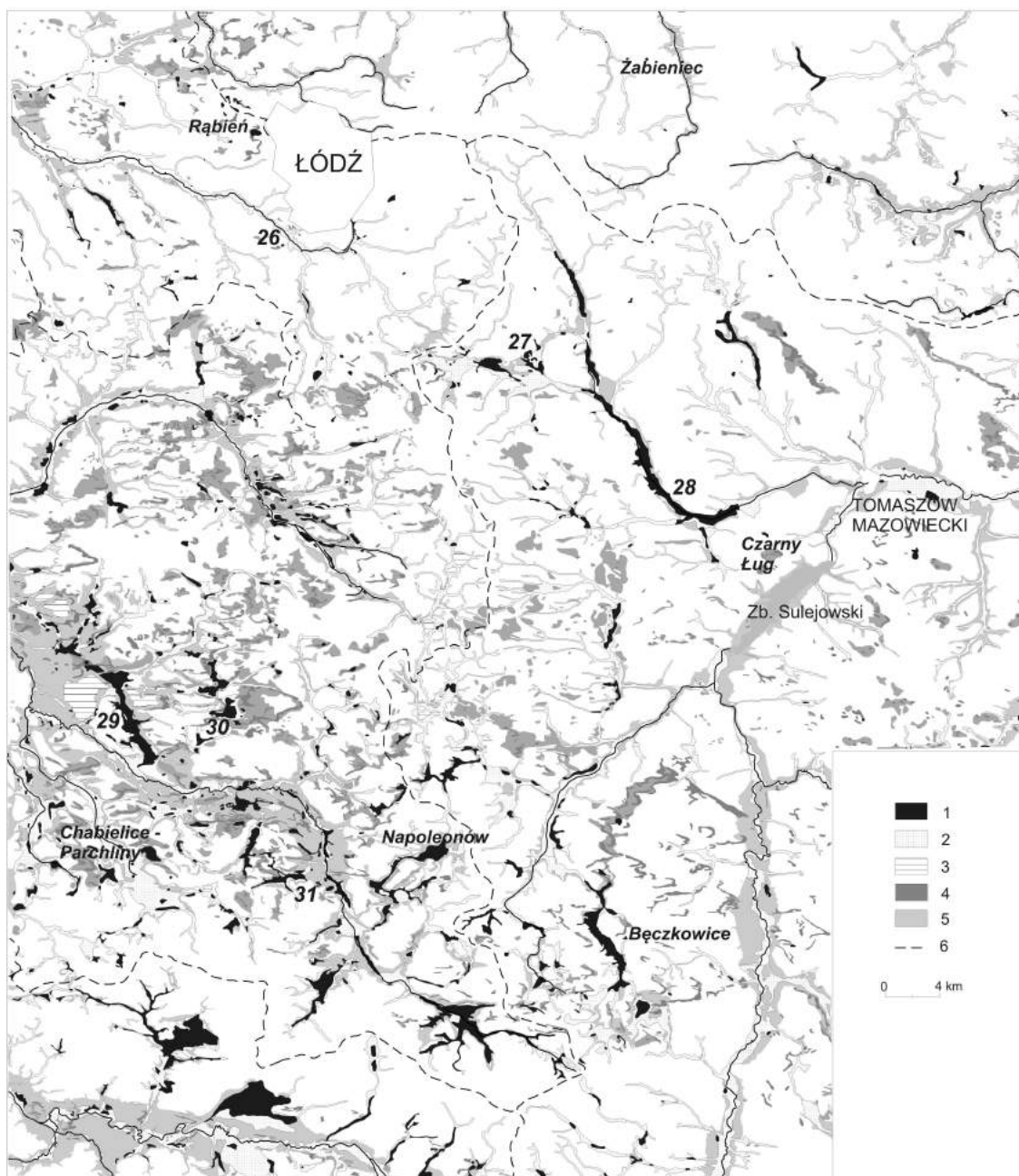
Badania geomorfologiczne i paleoekologiczne torfowiska Mianów, wykonane w latach 2008–2011, pozwalają zaliczyć je do torfowisk niskich, o położeniu dolinnym. Obiekt zasilany był wodami soligenicznymi i częściowo fluwiogenicznymi. Zatorfienie zespołu starorzeczy nastąpiło w końcu późnego vistulianu i torfowisko niskie funkcjonowało w okresie

preborealnym. Po stosunkowo długiej przerwie ponownie przyrost masy torfowej nastąpił w okresie subborealnym i subatlantyckim.

Torfowisko Rąbień

Położenie

Torfowisko **Rąbień** położone jest w obrębie Wysoczyzny Łaskiej, około 11 km na zachód od centrum Łodzi (rys. 35), na terenie miejscowości Rąbień oraz Aleksandrów Łódzki ( $\varphi$  51°48'03" – 51°48'21" N;  $\lambda$  19°17'33" – 19°18'31" E). Jego powierzchnia wynosi około 42,5 ha. Południowa część została całkowicie przekształcona antropogenicznie (głębokie torfianki zasypane zostały m.in. odpadami budowlanymi) i nie nadaje się do prowadzenia badań geologicznych i botanicznych (Kucharski, Kloss 2005). Ponadto, w obrębie torfowiska znajduje się kilkanaście mniejszych poeksploatacyjnych zbiorników wodnych o powierzchniach dochodzących do 0,4 ha. Współcześnie, z południowo-wschodniej części torfowiska, wyprowadzony jest rów odwadniający, który odprowadza głównie wody powierzchniowe, dopływające do misy torfowiska z północnego wschodu. Obiekt podlega ochronie prawnej jako rezerwat torfowiskowy (Żurek 2006).



Rys. 35. Torfowiska środkowej i wschodniej części regionu łódzkiego na tle wybranych elementów rzeźby terenu (wg SMGP 1:50 000)

1 – torfowiska; 2 – dna dolin i terasy niskie; 3 – terasy wysokie; 4 – wydmy; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wybrane działy wodne

podano nazwy torfowisk szczegółowo opisanych w tekście; liczbami oznaczono inne torfowiska: 26 – Kolonia Bechcice, 27 – Wardzyń, 28 – Świątniki, 29 – Święte Łąki-Lubiec-Przerębiec, 30 – Podwódka

Peatlands of the middle and eastern part of the Łódź Region against the selected landforms (after Detailed Geological Map of Poland 1:50 000)

1 – peatlands; 2 – valley bottoms and low terraces; 3 – high terraces; 4 – dunes; 5 – aeolian sand sheets; 6 – watersheds  
peatlands' designations presented in the text are given; numbers indicate the other peatlands

#### Warunki geomorfologiczne

Torfowisko zajmuje owalne zagłębienie bezodpływowe. Jego współczesna powierzch-

nia, położona na wysokości około 190 m n.p.m., jest niemal płaska, z nieznacznym spadkiem ku zachodowi. Trudno jednak stwierdzić o ile na

obraz ten wpływa silne antropogeniczne przekształcenie znacznej części torfowiska. Od północy i wschodu zagłębienie otaczają długie stoki wzgórz polodowcowych (rys. 36A), których wierzchołki leżą na wysokości 203,5 oraz 205,6 m n.p.m. Przebiega tamtędy dział wodny pierwszego rzędu – między dorzeczami Wisły (Bzury) i Odry (Neru). Z północnego wschodu do misy torfowiska dochodzi dolina denudacyjna, rozdzielająca wspomniane wzgórze. Powierzchnia terenu otaczającego torfowisko opada ku zachodowi. Od zachodu i południa porządek ten zaburza strefa form eolicznych (rys. 36A). Po zachodniej stronie misę torfowiska zamyka stok kompleksu eolicznego z wydumą o południkowym przebiegu i z kilkoma kulminacjami (194–196 m n.p.m.). Podobne rzędne osiągają wydmy położone w obrębie północnego stoku obniżenia. Południowe sąsiedztwo torfowiska stanowi słabo zaznaczone, spłaszczone wzniesienie wodnolodowcowej genezy. Jego południową część przykrywa kolejny zespół form eolicznych. Znaczną część obszaru w sąsiedztwie torfowiska zajmują spłaszczone i pochylone ku zachodowi powierzchnie, określone jako równiny rzeczno-peryglacjalne (Różycki 1966). Na południowy zachód od torfowiska Rąbień i kompleksu wydym zaznacza się obniżenie dolinne, będące źródłowym obszarem Bełdówki (dopływ Neru). W południowo-zachodnim obrzeżeniu torfowiska widoczne jest obniżenie, którego dno opada na południe, do doliny Lubczyny (dopływ Neru). Przebiega tędy rów, wyprowadzony z torfowiska. Wcina się on na głębokość ponad 2 m w strefie najniższej położonego działu wodnego, zamykającego misę torfowiska. W obecnym kształcie misa torfowiska uformowała się w wyniku przegrodzenia formy denudacyjnej przez wydumą, ale istniejące przegłębienia w podłożu osadów biogenicznych mają prawdopodobnie pochodzenie termokrasowe.

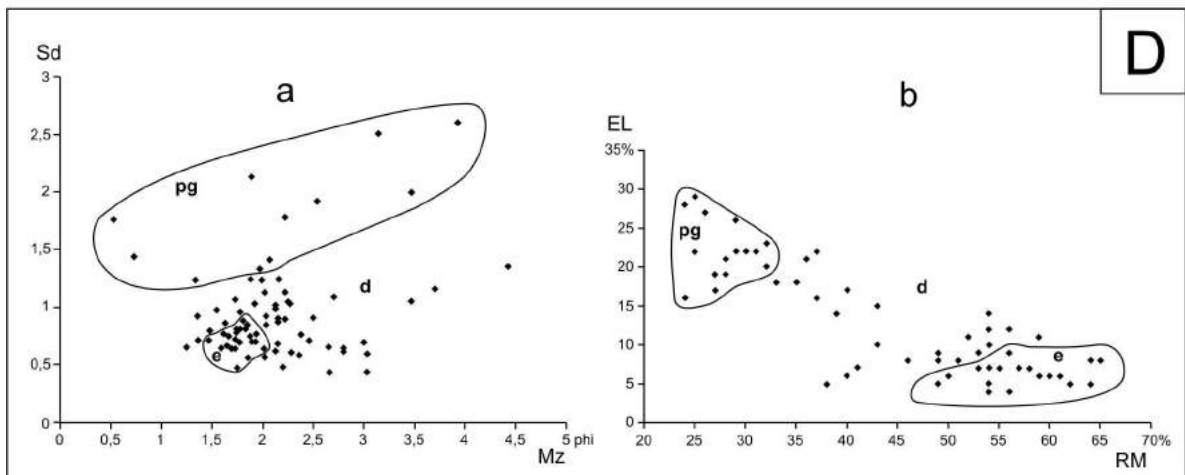
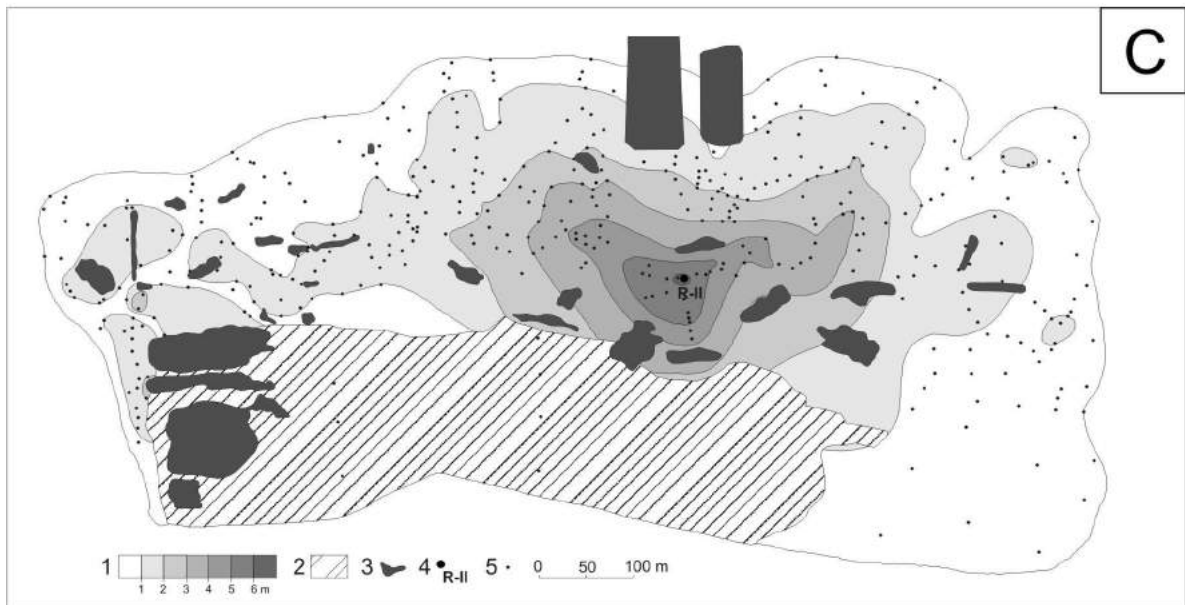
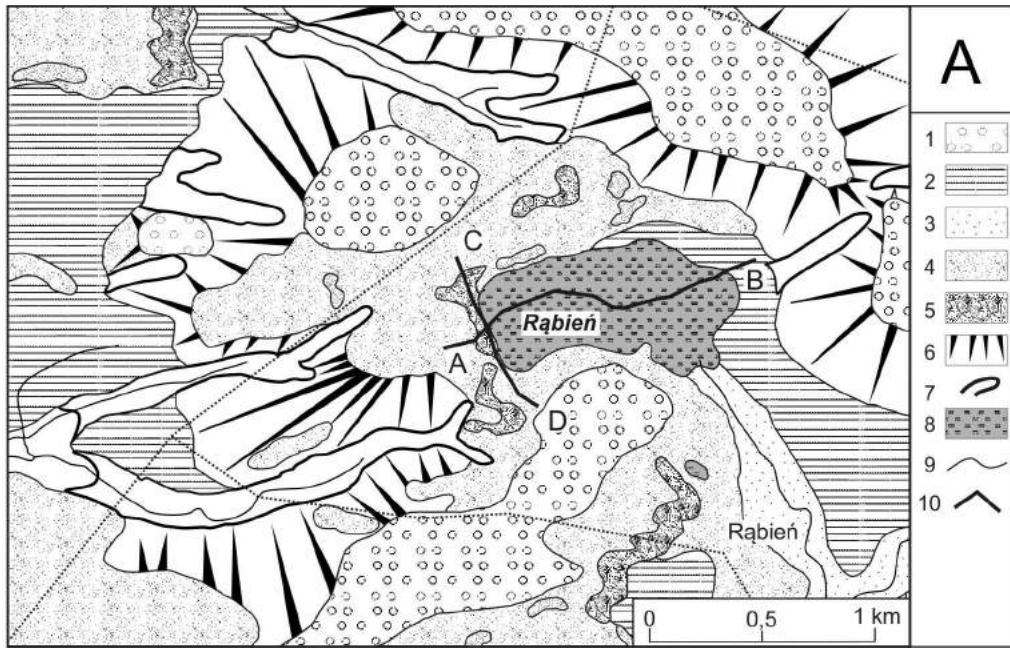
#### Warunki geologiczne

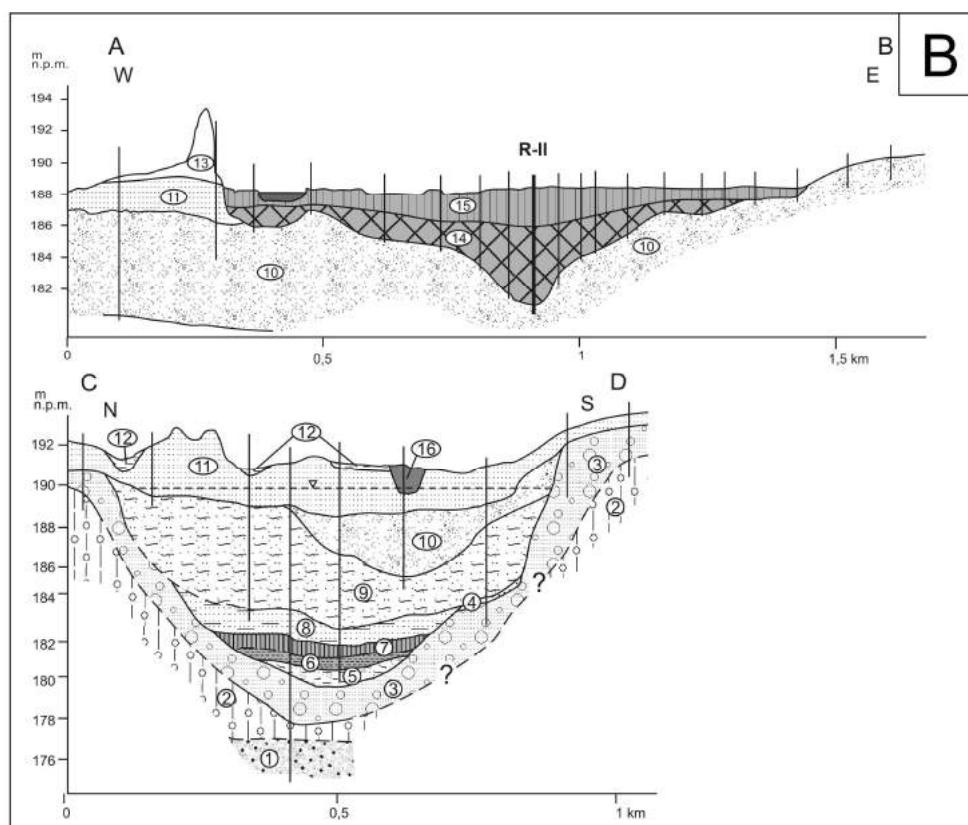
Obniżenie zajmowane przez torfowisko Rąbień jest zróżnicowane pod względem budowy geologicznej. Przeważają piaski i żwiry wodnolodowcowe, podścielone gliną zwałową ze zlodowacenia warty. Dolne partie wschodnich stoków tworzą mułki i piaski deluwialne. Są one efektem przekształcania utworów glacialnych w warunkach peryglacjalnych vistulianu. Południowe, północne i zachodnie otoczenie misy torfowiska tworzą osady eoliczne, złożone na osadach deluwialnych (rys. 36A, B). Na możli-

wość peryglacjalnego pochodzenia podłoża wydym aleksandrowskich, a więc między innymi otaczających torfowisko Rąbień, wskazuje Dylikowa (1958). Seria piasków, tworzących wydmy przylegające do torfowiska od zachodu, zamykające jego misę, charakteryzowała się typowymi cechami teksturalnymi: dominacją piasków średnio- i drobnoziarnistych, dobrze wysortowanych oraz ziaren eolizowanych (rys. 36D). Ich spąg zalega na rzędnej około 188 m n.p.m. Badania Marosika (2011) bardzo dobrze dokumentują kontakt budujących wydmy piasków i biogenicznych osadów torfowiska. Uzyskane wyniki datowań wskazały, że procesy przewiewania na stoku wydmy i brzeżnej części bagna były stymulowane działalnością człowieka. Wydmy te spoczywają na około dwumetrowej miąższości serii piasków średnio- i drobnoziarnistych, o dobrym wysortowaniu i dużym udziale ziaren eolizowanych (rys. 36D), które korelowane są z pokrywami eolicznymi z najstarszego dryasu (Marosik 2011).

Sondy mechaniczne, wykonane u podnóża wydmy zamykającej torfowisko od zachodu, pozwoliły stwierdzić miąższą warstwę różnoziarnistych piasków z mułkami (rys. 36B), które uznać można za plenivistuliańskie osady deluwialne. Głębiej nawiercone zostały mułki organiczne i torf, zalegający na mułkach wapnistych (gytii węglanowej?); ogólna miąższość tych osadów biogenicznych wynosi około 3 metry. Brak podstaw do dokładnego określenia ich wieku. Poniżej występują lekko gliniaste piaski, żwiry glacialne oraz szara glina zwałowa, których wiek można wiązać ze zlodowaceniem warty.

Bezpośrednie podłoże osadów biogenicznych torfowiska stanowią piaski zawierające materiał organiczny i piaski różnoziarniste z domieszką żwirów (rys. 36B, D). Analiza obróbki ziaren kwarcu (m.in. w rdzeniu R II –  $\phi$  51°48'03" – 51°48'12,7" N;  $\lambda$  19°18'07,2" E), zlokalizowanym w przegłębieniu misy torfowiska (rys. 36C), wykazała dominację ziaren eolizowanych (RM do 56 %), przy kilku lub kilkunastoprocentowej zawartości ziaren błyszczących. Zmienne było uziarnienie owych osadów, dlatego można wiązać ich powstanie z zimnymi warunkami plenivistulianu. Brak możliwości technicznych dokonania wierceń geologicznych utrudnia wnioskowanie na temat genezy misy torfowiska Rąbień. Jej glacialne pochodzenie sugerują Żurek (2005, 2009) oraz Marosik (2011).





Rys. 36. Torfowisko Rąbień

A. Szkic geomorfologiczny

1 – pagórki wodnolodowcowe; 2 – równiny rzeczno-peryglacjalne; 3 – dna dolin; 4 – pola piasków eolicznych; 5 – wydmy; 6 – stoki; 7 – doliny denudacyjne; 8 – torfowisko; 9 – cieki; 10 – linie przekrojów geologicznych AB i CD

B. Przekroje geologiczne AB i CD

Zlodowacenie warty: 1 – piaski średnio- i gruboziarniste, wodnolodowcowe, 2 – glina zwałowa, 3 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 4 – żwiry i piaski gliniaste, 5 – mułki silnie wapniste; eem/vistulian: 6 – mułek organiczny, 7 – torf, 8 – piaski z mułkami i rozproszoną substancją organiczną; plenivisustalian: 9 – piaski i mułki deluwialne, 10 – piaski różnoziarniste z domieszką mułków i miejscami żwirów; późny vistulian/holocen: 11 – piaski eoliczne, pokrywa, 12 – piaski z rozdrobnioną substancją organiczną, 13 – piaski eoliczne w wydmach, 14 – gytia, 15 – torfy; 16 – hałda

C. Szkic miąższości osadów biogenicznych

1 – miąższość utworów biogenicznych; 2 – hałda; 3 – zbiorniki poeksploatacyjne; 4 – lokalizacja rdzenia R-II; 5 – sondy

D. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych

a – wskaźniki granulometryczne (wg Folka i Warda): Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe

pg – utwory glacialne; d – osady deluwialne; e – piaski eoliczne

b – obróbka ziaren kwarcu: RM – ziarna okrągłe, matowe, EL – ziarna błyszczące

pg – utwory glacialne; d – osady deluwialne; e – piaski eoliczne

Rąbień peatland

A. Geomorphological sketch

1 – fluvioglacial hillocks; 2 – fluvial-periglacial plains; 3 – valley bottoms; 4 – aeolian sand sheets; 5 – dunes; 6 – slopes; 7 – denudational valleys; 8 – peatland; 9 – streams; 10 – lines of geological cross-sections AB and CD

B. Geological cross-sections AB and CD

Wartian Glaciation: 1 – medium- and coarse-grained fluvioglacial sands, 2 – till, 3 – fluvioglacial sands and gravels, 4 – till gravels and sands, 5 – highly calcareous silts; Eemian/Weichselian: 6 – organic silt, 7 – peat, 8 – sands with silts and organic matter in places; Plenivisustalian: 9 – deluvial sands and silts, 10 – vari-grained sands with an admixture of silts and gravels; Late Weichselian/Holocene: 11 – aeolian sands, 12 – sands with organic matter, 13 – aeolian sands, 14 – gytja, 15 – peat; 16 – dump

C. Sketch of the thickness of biogenic deposits

1 – thickness of biogenic deposits; 2 – dump; 3 – post-exploitation basins; 4 – location of the R-II core; 5 – boreholes

D. Results of analyses of mineral deposits

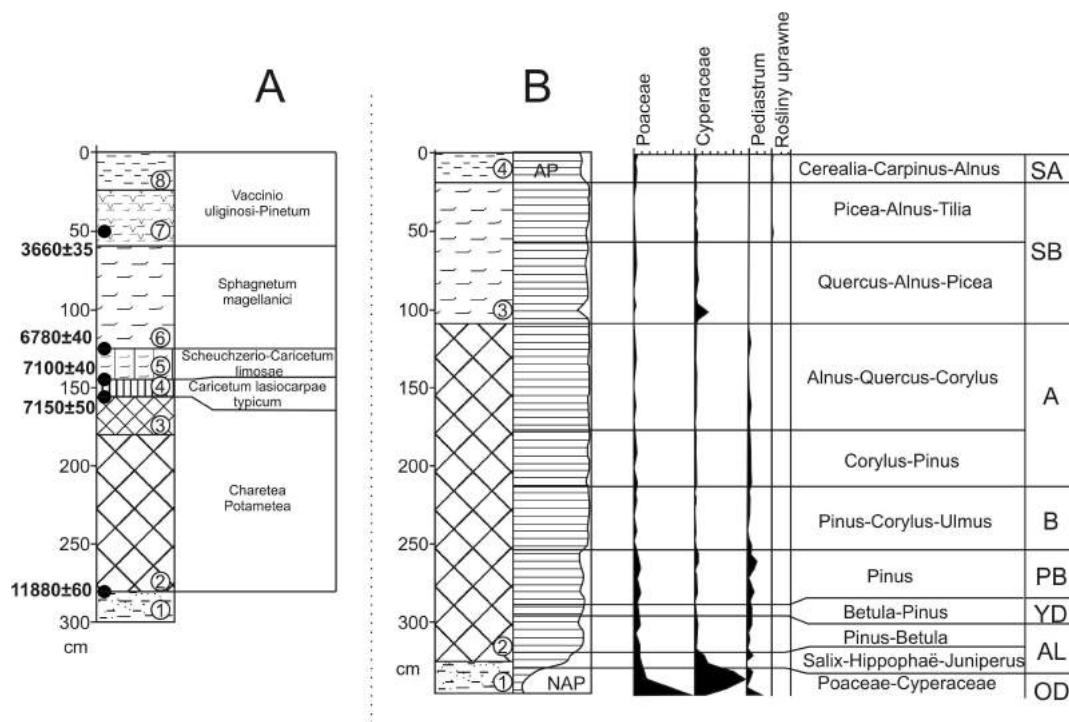
a – grain-size coefficients (after Folk and Ward): Mz – mean diameter, Sd – standard deviation

pg – glacial deposits; d – deluvial deposits; e – aeolian sands

b – quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, EL – shiny, glossy grains

pg – glacial deposits; d – deluvial deposits; e – aeolian sands





Rys. 37. Torfowisko Rąbień. Uproszczone wyniki analiz paleobotanicznych

A. Subfossilne zbiorowiska roślinne na podstawie analizy makroszczątków roślinnych z wiercenia 1 wg Klossa (2007)  
litologia: 1 – piasek średnioziarnisty z humusem, 2 – gytia drobnodetrytusowa, 3 – gytia grubodetrytusowa, 4 – torf turzycowo-mszysty, 5 – torf torfowcowo-bagnicowy, 6 – torf torfowcowy, 7 – torf mszarny wysoki z drewnem, 8 – mursz

B. Wybrane wyniki analizy pyłkowej osadów wiercenia 1/3 wg Balwierz (2005)

litologia: 1 – piasek z substancją organiczną, 2 – gytia, 3 – torf wysoki, 4 – mursz

#### Rąbień peatland. Simplified results of palaeobotanical analyses

A. Subfossil plant communities on the basis of the macrofossil plant analysis of the boring 1 after Kloss (2007)

lithology: 1 – medium-grained sand with humus, 2 – fine detrital gyttja, 3 – coarse detrital gyttja, 4 – sedge-moss peat, 5 – bog moss peat, 6 – *Sphagnum* peat, 7 – bog moss peat, 8 – muck.

B. Some results of pollen analysis of the boring 1/3 after Balwierz (2005)

lithology: 1 – sand with organic matter, 2 – gyttja, 3 – bog peat, 4 – muck

#### Osady biogeniczne

Prace geologiczne bezpośrednio na torfowisku wykonano w ciągu ostatnich kilkunastu lat, w trzech cyklach badawczych. W latach 90. XX w., w związku z pracami archeologicznymi prowadzonymi na obszarze wydym przylegających do torfowiska od zachodu, wykonano kilkanaście sond. Stwierdzono średnio około 2 m miąższość osadów biogenicznych, a maksymalnie 3,25 m w środkowej części torfowiska (Marosik 2011)<sup>6</sup>. W rdzeniu 1/3 piaszczyste podłoże zlokalizowano na głębokości 3,25 m. Powyżej udokumentowano gytie (do 1,10 m), na której spoczywał torf turzycowo-mszysty (0,90–1,10 m)

<sup>6</sup> Badano rdzenie trzech osadów (1/3, 2/3 i 3/3). Pierwszy poddano analizie palinologicznej (Balwierz 2005). Dwa kolejne, pobrane w odległości kilkudziesięciu centymetrów, posłużyły do radiowęglowych oznaczeń wieku (Marosik 2011).

oraz torf wysoki, silnie rozłożony (rys. 37; Balwierz 2005). Wiek spągu osadów jeziornych wydatowano na 11 810 ± 110 lat BP (LOD 789). Następnie, w ramach programu badania torfowisk wysokich w Polsce, wykonano wiercenia potwierdzające uzyskane wcześniej wyniki (Kloss 2005, 2007; Kloss, Żurek 2005, Kucharski, Kloss 2005). Pobrano nowy rdzeń, który objął osady biogeniczne o miąższości około trzech metrów. Ukazał on nieco inną sekwencję osadów: na piasku średnioziarnistym z domieszką humusu zalegały osady jeziorne (rys. 37; 2,84–1,56 m). Spągową próbkę gytii wydatowano na 11 880 ± 60 lat BP (Poz-9730), zaś datowanie stropu serii jeziornej dało wynik 7150 ± 50 lat BP (Poz-9729) (Kloss, Żurek 2005). Na głębokości 1,56–1,44 m oznaczono torf turzycowo-mszysty, będący efektem wkroczenia niskotorfowisko-

wego pła (Kloss 2005, 2007). Akumulacja torfu niskiego trwała bardzo krótko (7100 ± 40 lat BP – Poz-9728; rys. 37). Kolejną warstwą, o około 20 cm miąższości, był torf turzycowo-bagnicowy, akumulowany w warunkach rozwoju mszaru dolinkowego (Kloss 2005, 2007). Od głębokości 1,25 m (wiek radiowęglowy 6780 ± 40 lat BP – Poz-9727) do powierzchni stwierdzono torfy pochodzące z rozwoju torfowiska ombrogenicznego – wysokiego (Kloss 2005). Kolejne warstwy torfu to: torf torfowcowy (mszar kępkowy), wełniankowo-torfowcowy (mszar wełniankowy) i mszarny. Na głębokości około 0,50 m stwierdzono warstwę o większym stopniu rozkładu, z fragmentami drewna sosny (Kloss 2005). Wykonane w tym poziomie datowanie dało wynik 3660 ± 35 lat BP (Poz-9726).

Podjęte w 2010 r. szczegółowe kartowanie geologiczne torfowiska pozwoliło na rozpoznanie przegłębienia misy torfowiska o niewielkich rozmiarach w planie (rys. 36C). Miąższość torfu i podścielających go osadów jeziornych przekracza 5 m, a skrajnie sięga aż 6,2 m. Za pomocą sondy Więckowskiego pobrano rdzeń R-II, przeznaczony do analiz paleoekologicznych<sup>7</sup>. Na piaskach ze szczątkami organicznymi zalegają:

- gytia detrytusowo-ilasta (6,21–4,00 m)
- próbkę osadu z głębokości 5,85 m poddano analizie radiowęglowej, wynik – 12 050 ± 60 lat (Poz-39372) – potwierdził późnovistuliański wiek spągu
- gytia drobnodetrytusowa (4,00–3,00 m)
- gytia grubodetrytusowa (3,00–2,20 m)
- torf turzycowo-mszysty – niski (2,20–1,50 m)
- torf mszarno-turzycowy – przejściowy (1,50–0,80 m)
- torf torfowcowo-wełniankowy i torfowcowy – wysoki (0,80–0,00 m).

#### Wyniki analiz paleobotanicznych

Osady biogeniczne torfowiska Rąbień poddano analizie składu botanicznego (Kloss 2005, 2007) oraz analizie palinologicznej (Balwierz 2005, 2011). Wykonano je na in-

nych rdzeniach, zlokalizowanych stosunkowo blisko siebie, uzyskane przez autorów wnioski stratygraficzne nieco się różnią (rys. 37).

Analiza palinologiczna wykonana została w oparciu o materiał uzyskany z rdzenia 1/3 (Balwierz 2005; Marosik 2011). Wyznaczono jedenaście lokalnych poziomów pyłkowych. Dla materiału pobranego z serii piaszczystej, zawierającej substancje organiczne, uzyskano zapis chłodnego okresu (Poaceae-Cyperaceae). Na podstawie datowań spągu gytii zalegającej powyżej, skorelowano go na środkowy dryas (Balwierz 2005). Dwa kolejne poziomy pyłkowe, ze znaczną dominacją drzew, powiązane z allerödem (rys. 37). Z młodszym dryasem skorelowano LPAZ *Betula-Pinus* – bardzo krótki i słabo zaznaczony. Powyżej wystąpił poziom z przewagą sosny, przy kilkuprocentowym udziale roślin zielnych. Wydatowano go na okres preborealny. Kolejny lokalny poziom pyłkowy – *Pinus-Corylus-Ulmus* – charakteryzował się redukcją roślin zielnych, zaliczono go do okresu borealnego. Kolejne dwa poziomy pyłkowe, skorelowane zostały z okresem atlantyckim (rys. 37), następne, zapisane już w torfach, powiązane z okresem subborealnym. Najwyższy z wyróżnionych poziomów pyłkowych – *Cerealia-Carpinus-Alnus* – zrekonstruowano w subpowierzchniowej warstwie rozłożonych torfów mszystych (0,0–0,20 m), powiązany on został z okresem subatlantyckim. Cytowane przez Balwierz (2005) wyniki oznaczeń wieku pochodzą z sąsiedniego rdzenia (2/3), dlatego ich ścisła korelacja z wynikami analizy palinologicznej może być obarczona błędem.

**Analizę makroszczątków roślinnych** wykonano na rdzeniu Z-2 (Kloss, Żurek 2005). Na podłożu zbudowanym z piasku średnioziarnistego z zawartością humusu, zalega gytia detrytusowa ze szczątkami roślinności z klas *Charetaea* i *Potametea* (Kloss 2005, 2007). Powyżej (1,56–1,44 m) położony jest torf turzycowo-mszysty ze szczątkami roślin zespołu *Caricetum lasiocarpae typicum* (rys. 37). Stwierdzona na głębokości 1,44–1,25 m warstwa torfu torfowcowo-bagnicowego utworzona została w stadium mszaru dolinkowego *Scheuchzerio-Caricetum limosae*. Wyżej zalegała warstwa torfu mszarnego, w spągu zbudowana ze szczątków zbiorowisk: *Sphagnetum magellanici* (1,25–0,55 m), *Sphagnetum magellanici eriophoretosum* (0,55–0,50 m) oraz *Vaccinio uliginosi-Pinetum* (przypowierzchniowa

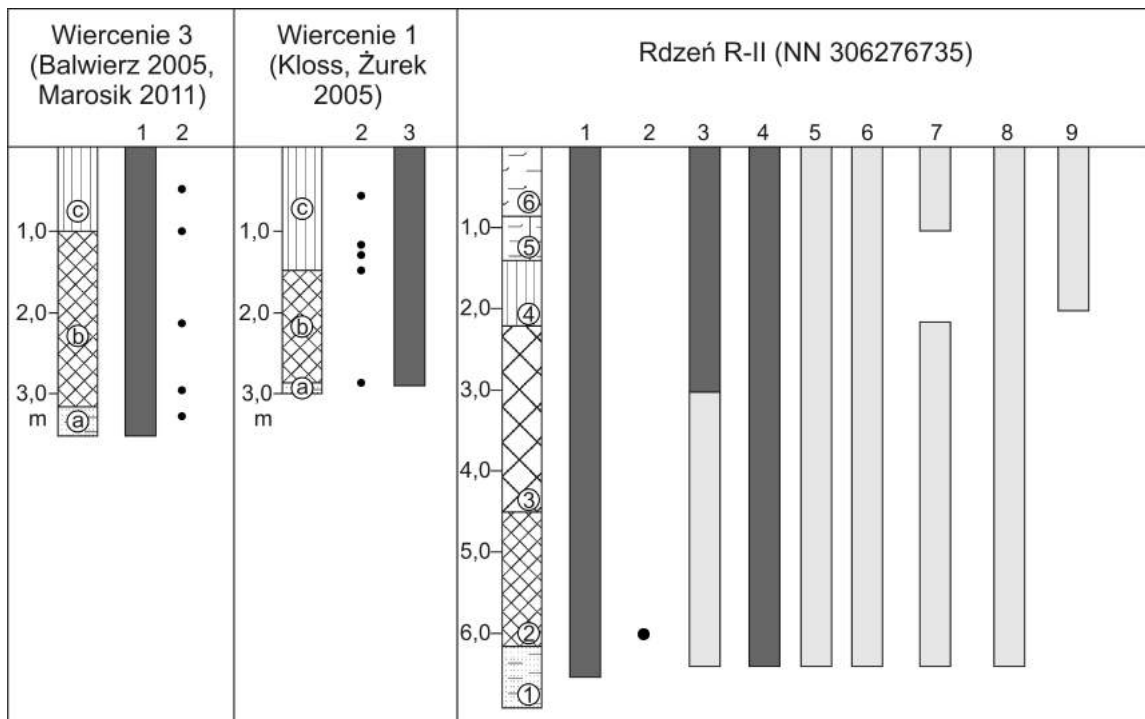
<sup>7</sup> W 2011 r. podjęto badania paleoekologiczne materiału z rdzenia R II. Wstępne wyniki wskazały na możliwość rozpoczęcia akumulacji utworów jeziornych już w okresie najstarszego dryasu i ciągłego funkcjonowania jeziora i torfowiska do neoholocenu. Stwarza nadzieje na uzyskanie drugiego – obok Żabiańca – profilu z tak długim zapisem zmian środowiska w regionie łódzkim.

warstwa, powstała w fazie leśnej) (Kloss 2005, 2007).

Wykonana w ostatnim czasie analiza palinologiczna osadów rdzenia R-II wykazała istnienie ciągłego zapisu zmian środowiska od najstarszego dryasu do współczesności (Obremaska 2011).

Torfowisko Rąbień uznać można za bardzo dobrze rozpoznane. Poza pracami geologicznymi, geomorfologicznymi, hydrologicznymi i botanicznymi wykonano dla jego osadów analizy paleobotaniczne, określono cechy geochemiczne i fizykochemiczne oraz ich wiek (rys. 38). Współcześnie Rąbień jest torfowiskiem przej-

ściowym, z płatami zbiorowisk wysokotorfowiskowych. W przeszłości obiekt zasilany był wodami soligenicznymi i częściowo ombrogenicznymi. Spągową część wypełnienia misy zbiornika stanowią osady jeziorne. Wkroczenie wody nastąpiło w najstarszym dryasie i zbiornik jeziorny funkcjonował do końca okresu atlantyckiego, kiedy to uległ zatorfieniu. W okresie subborealnym dokonała się typowa zmiana zbiorowisk od torfowiska niskiego poprzez przejściowe do wysokiego. W osadach istnieje więc ciągły zapis zmian środowiska, od początku późnego vistulianu do współczesności.



Rys. 38. Torfowisko Rąbień. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych

litologia: a – piaski z materiałem organicznym, b – gytia, c – torf, 1 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami utworów biogenicznych, 2 – gytia detrytusowo-ilasta, 3 – gytia detrytusowa, 4 – torf turzycowo-mszysty, 5 – torf mszarno-turzycowy (przejściowy), 6 – torf torfowcowy (wysoki)

wykonane badania: 1 – analiza palinologiczna, 2 – datowania radiowęglowe, 3 – analiza makroszczątków roślinnych, 4 – oznaczenia podstawowych parametrów fizykochemicznych (zawartość materii organicznej, zawartość węglanów, odczyn, konduktywność, stopień rozkładu), 5 – analiza kopalnych okrzemek, 6 – analiza kopalnych wioślarek, 7 – analiza kopalnych muchówek, 8 – analiza geochemiczna, 9 – analiza ameb skorupkowych

kolorem ciemnoszarym oznaczono publikowane wyniki analiz, kolorem jasnoszarym niepublikowane

#### Rąbień peatland. Results of analyses of biogenic deposits

lithology: a – sand with organic material, b – gyttja, c – peat, 1 – medium and finegrained sand with inserts of biogenic matter, 2 – clay detrital gyttja, 3 – detrital gyttja, 4 – sedge-moss peat, 5 – moss-sedge transition peat, 6 – bog moss peat  
analyses: 1 – pollen analysis, 2 – radiocarbon datings, 3 – macrofossils, 4 – basic physical and chemical parameters (content of organic matter, CaCO<sub>3</sub> content, pH, conductivity, decay degree), 5 – fossil Diatom, 6 – fossil Cladocera, 7 – fossil Chironomidae, 8 – geochemical analysis, 9 – Testacea

dark grey colour indicates the published results, light grey colour indicates unpublished results of analyses

## Torfowisko Żabieniec

### Położenie

Torfowisko **Żabieniec** położone jest w obrębie Wysoczyzny Łódzkiej (rys. 35), około 25 km na wschód od centrum Łodzi ( $\varphi$  51°51'01" N;  $\lambda$  19°46'38" E), na terenie przysiółka Żabieniec. Znajduje się w środkowej części obniżenia o genezie wytopiskowej (Nowacki 1990; Twardy 2009), między dolinami Mrogi i Mroźcy. Powierzchnia torfowiska jest niewielka – około 2,4 ha.

Jego południową część zajmują zbiorniki poeksploatacyjne. Misa torfowiska połączona jest współcześnie rowem odwadniającym z górną częścią doliny denudacyjnej (nawiązującej do dna doliny Mroźcy). Rów odprowadza wodę jedynie przy skrajnie wysokich stanach wody (po raz ostatni w 1980 r. – inf. ustna). Współcześnie obiekt zasilany jest wodami opadowymi (Walisch 2010; Walisch, Ziułkiewicz 2010), co potwierdzają cechy hydrochemiczne (Ziułkiewicz 2010). Od 2010 r. torfowisko jest całkowicie zalane wodą, ale w poprzedniej dekadzie utrzymywał się stosunkowo niski poziom wody. Planowane było objęcie torfowiska ochroną rezerwatową (Andrzejewski, Kurowski 2002), jednak do chwili obecnej nie podlega ono żadnej formie ochrony.

### Warunki geomorfologiczne

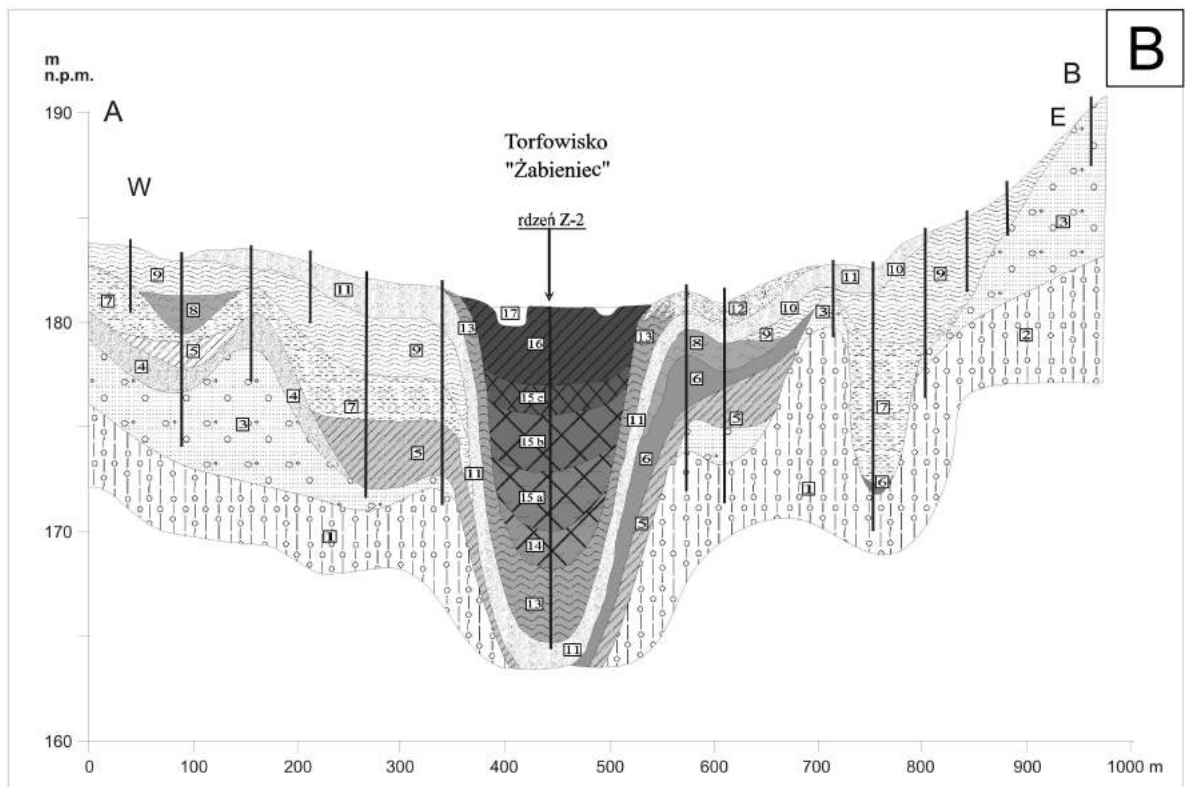
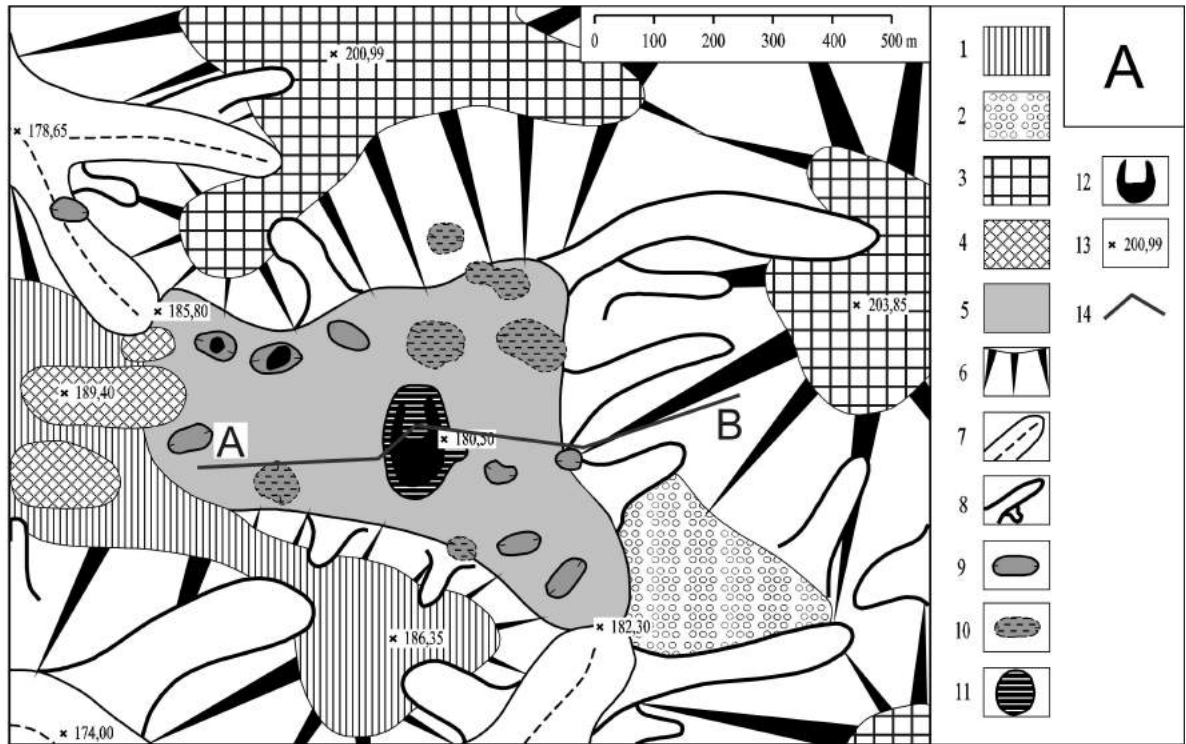
Torfowisko Żabieniec jest wyjątkowym zbiornikiem akumulacji biogenicznej w skali środkowej Polski. Specyfika wynika z położenia obiektu w warciańskiej formie wytopiskowej. W sytuacji, gdy większość podobnych zagłębień została całkowicie wypełniona produktami denudacji do plenivistulianu, misa w Żabieńcu zachowała dobre warunki do istnienia jeziora w późnym vistulianie. Inną rzadką cechą zbiornika są jego rozmiary oraz rozwój, pozwalające zaliczyć je do torfowisk kotłowych, które współcześnie funkcjonują głównie na obszarze młodoglacjalnych pojezierzy. W strefie staroglacjalnej pojedyncze tego rodzaju formy można spotkać jedynie w północno-wschodniej Polsce (Żurek 1990a) lub na terenie Rosji (np. Jezioro Somino – Neustadt, za Starkel 1977).

Torfowisko zajmuje najniżej położoną część obniżenia wytopiskowego (rys. 39A). Dno obniżenia opada łagodnie od około 183 m

n.p.m., miejscami urozmaicają je jedynie niewielkie, słabo zaznaczone zagłębienia bezodpływowe (o głębokości ok. 1,0–1,5 m). Powierzchnia torfowiska leży na wysokości około 180,5 m n.p.m. i nieznacznie (około 0,20 m) obniża się w środkowej części. Dolne załamanie stoków obniżenia położone jest około 300–400 m od torfowiska. Jedynie stok południowo-zachodni położony zlokalizowany bliżej (rys. 39A), lecz w odróżnieniu od północnego i wschodniego jest znacznie krótszy i cechuje się mniejszymi deniwelacjami (4–5 m). W obrębie północnego i wschodniego stoku widoczne są słabo zarysowane dolinki denudacyjne oraz spłaszczenia. Deniwelacje w ich obrębie sięgają kilkunastu metrów. Kulminacje w otoczeniu badanego obiektu stanowi ciąg form szczelinowych, przebiegający na północ i na wschód od torfowiska (ich wysokości osiągają 200–204 m n.p.m.). Najniżej leżącym elementem otoczenia torfowiska (ok. 182,0 m n.p.m.) jest południowo-wschodnia część wytopiska. Sięga tutaj górna część doliny denudacyjnej (rys. 39A), przebiegającej przez miejscowość Syberia i uchodzącej do doliny Mroźcy (Niedzielski 2011). Szczegółowa analiza sytuacji morfologicznej oraz warunków rozwoju rzeźby otoczenia torfowiska Żabieniec zawarta jest w opublikowanych pracach (m.in. Forysiak, Twardy 2006, 2010; Balwierz i in. 2009b).

### Warunki geologiczne

Formy polodowcowe otaczające torfowisko Żabieniec zbudowane są z warciańskich żwirów i piasków lodowcowych i wodnolodowcowych oraz gliny zwałowej (Forysiak, Twardy 2006 a, 2010; Jaksza 2006). Obszar ten został silnie przekształcony przez procesy denudacyjne w okresie schyłku zlodowacenia warty i w vistulianie (Turkowska 2007). Pierwotne dno wytopiska było silnie zróżnicowane wysokościowo dzięki licznym zagłębieniom bezodpływowym (m.in. Forysiak, Twardy 2010; Majecka 2012). Zagłębienia wypełniane były osadami mineralnymi już w schyłku zlodowacenia warty (rys. 39B). Na tych osadach spoczywają utwory organiczne (interglacjał eemski) i organiczno-mineralne (wczesny vistulian). Stwierdzono je w kilku kopalnych zagłębieniach otaczających misę torfowiska, jak też na kopalnym stoku misy. W bezpośrednim sąsiedztwie torfowiska występują piaski i mułki plenivistulianu i późnego vistulianu, będące efektami denudacji w warun-



## Rys. 39. Torfowisko Żabieniec

A. Szkic geomorfologiczny (wg Forysiak, Twardy 2010, zmieniony)

1 – wysoczyzna morenowa płaska; 2 – równina wodnolodowcowa; 3 – pagórki wodnolodowcowe; 4 – pagórki morenowe; 5 – wytopisko; 6 – stoki; 7 – ważniejsze doliny denudacyjne; 8 – niecki i małe doliny denudacyjne; 9 – zagłębienia bezodpływowe; 10 – kopalne zagłębienia bezodpływowe; 11 – torfowisko; 12 – wody; 13 – punkty wysokościowe (w m n.p.m.); 14 – przebieg przekroju geologicznego AB

B. Przekrój geologiczny AB (wg Forysiak, Twardy 2010)

zlodowacenie warty: 1 – glina zwałowa, 2 – glina piaszczysta, 3 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 4 – piaski wodnolodowcowe, 5 – mułki mineralne; eem/wczesny vistulian: 6 – mułki organiczne i torfy, 7 – mułki i piaski drobnoziarniste deluwialne; plenivistulian: 8 – mułki organiczno-mineralne, 9 – mułki mineralne, miejscami warstwowane, 10 – poziom kamienisty, 11 – piaski różnoziarniste; późny vistulian: 12 – piaski drobnoziarniste, 13 – mułki mineralno-organiczne, zapiaszczone, 14 – mułki szare z domieszką organicznych; późny vistulian/holocen: 15a – gytia detrytusowo-ilasta; holocen: 15b – gytia drobnotetrytusowa, 15c – gytia grubodetrytusowa z wkładkami torfu, 16 – torfy; 17 – woda

### Żabieniec peatland

A. Geomorphological sketch (after Forysiak, Twardy 2010, changed)

1 – flat morainic plain; 2 – fluvioglacial plain; 3 – fluvioglacial hillocks; 4 – morainic hillocks; 5 – kettle hole; 6 – slopes; 7 – major denudational valleys; 8 – dells and small denudational valleys; 9 – closed depressions; 10 – fossil closed depressions; 11 – peatland; 12 – waters; 13 – height spots (in m a.s.l.); 14 – line of the geological cross-section AB

B. Geological cross-section AB (after Forysiak, Twardy 2010)

Wartian Glaciation: 1 – till, 2 – sand till, 3 – fluvioglacial sands and gravels, 4 – fluvioglacial sands, 5 – mineral silts; Eemian/Early Weichselian: 6 – organic silts and peat, 7 – silts and fine-grained deluvial sands; Pleniweichselian: 8 – organic-mineral silts, 9 – mineral silts with stratification in places, 10 – stony horizon, 11 – vari-grained sands; Late Weichselian: 12 – fine-grained sands, 13 – mineral-organic silts with sand, 14 – grey silts with an admixture of organic ones; Late Weichselian/Holocene: 15a – detrital-clay gyttja; Holocene: 15b – detrital gyttja, 15c – coarse detrital gyttja, 15d – coarse detrital gyttja with inserts of peat, 16 – peats; 17 – water

kach zimnego klimatu. Miąższość ich pokrywy jest zmienna. Serie te wypełniają kopalne zagłębienia w otoczeniu torfowiska, a także jego misy, gdzie stanowią podłoże osadów biogenicznych.

### Osady biogeniczne

Wypełnienie misy torfowiska Żabieniec stanowi jedyny udokumentowany w środkowej Polsce przykład kompleksu utworów biogenicznych torfowiska kotłowego (z późnego vistulianu i holocenu, o miąższości przekraczającej 10 m; rys. 39B). Osady wypełniają owalną, stosunkowo stromościenną misę (m.in. Forysiak, Twardy 2006a, 2010). Spągową część rdzenia stanowi seria piaszczysta (16,4–14,65 m), zawiera jedynie domieszki rozproszonej substancji organicznej. Wypełnienie tworzą dwie główne serie: jeziorna oraz torfowiskowa:

- mułki jeziorne (14,65–12,90 m), miejscami piaszczyste, zawierające kilka procent materiału organicznego
- gytia detrytusowo-ilasta (12,90–8,30 m), o znacznym odsetku substancji organicznej
- gytia detrytusowa (8,30–3,80 m), o zmiennej zawartości szczątków roślinnych i cienkimi wkładkami torfów mszystych (Kloss 2010)
- torf niski – mszysty i turzycowo-mszysty (3,80–3,20 m)

- torf przejściowy – torfowcowo-bagnicowy oraz mszarno-turzycowy (3,20–1,20 m)
- torf wysoki (1,20–0,65 m)
- torf przejściowy (0,65–0,00 m).

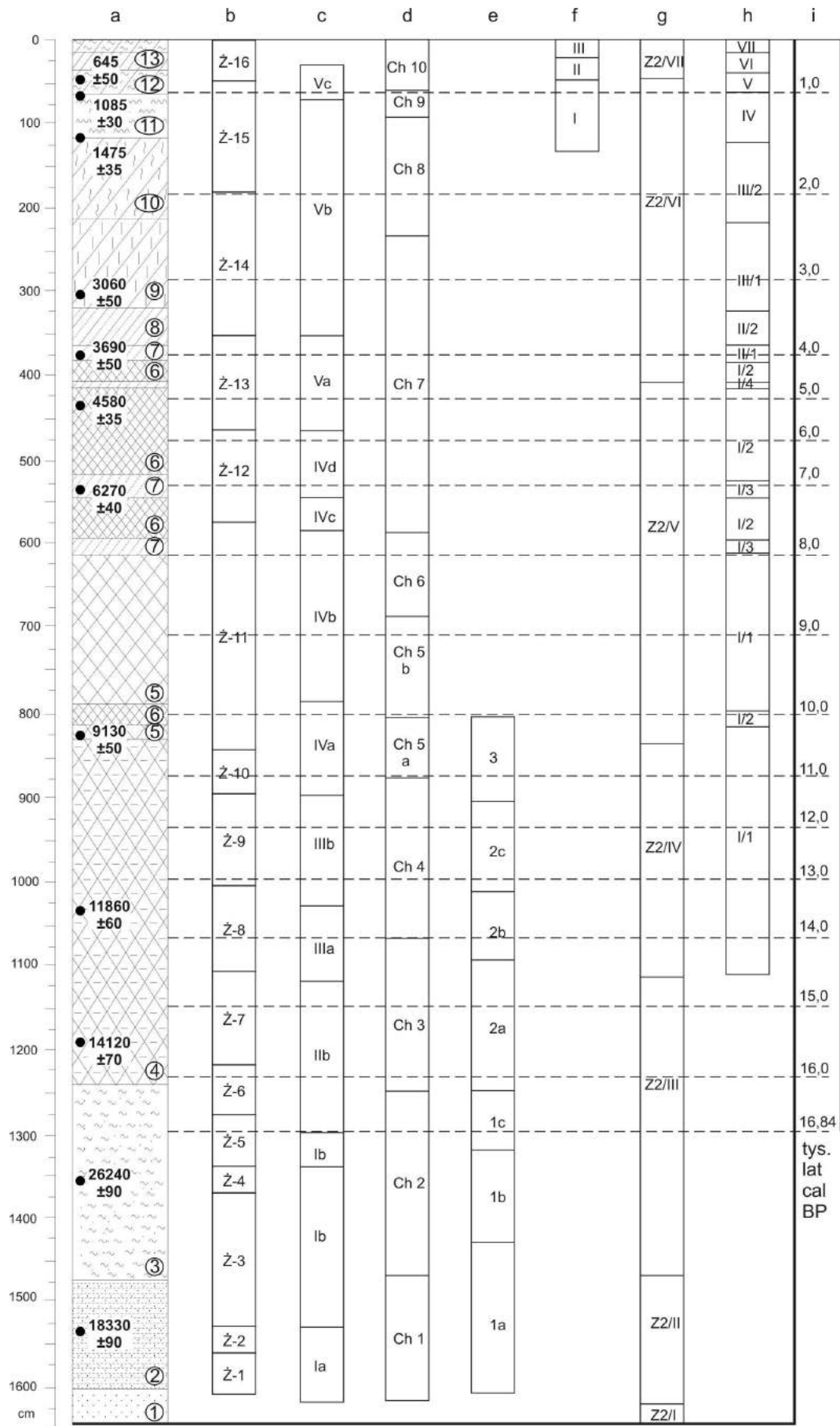
### Analizy paleoekologiczne

Większość prac skupiła się na utworach rdzenia Z-2, z centralnej części torfowiska. Ekspertyzowymi badaniami pyłkowymi objęto także rdzeń Z-1 (Balwierz i in. 2002), zlokalizowany około 30 m dalej na północ. Poniżej podano zarys wyników analiz wykonanych dla rdzenia Z-2: makroszczątków roślinnych, pyłkowej, kopalnych wioślarek, muchówek, okrzemek i ameb skorupkowych oraz geochemii osadów<sup>8</sup>.

**Analiza makroszczątków roślinnych.** Na podstawie analizy szczątków roślin wyróżniono siedem etapów rozwoju zbiornika (rys. 40), wynikających ze zmian roślinności (Kloss, Żurek 2010):

- etap I (jeziorny) – objął większą część rdzenia (16,10–3,80 m). Początkowo w jeziorze gromadziły się piaski i mułki zapiaszczone (do 12,90 m), następnie, do głębokości 8,30 m – gytia detrytusowo-ilasta, zawierająca fragmenty

<sup>8</sup> Szczegółowy opis badań opublikowano w artykułach zawartych w tomie: „Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach” (Twardy i in. 2010).



Rys. 40. Torfowisko Żabieniec. Zestawienie analiz paleoekologicznych osadów biogenicznych profilu Z-2

a – litologia (wg Kloss, Żurek 2010, nieco zmieniona): 1 – piasek z rozproszonym materiałem organicznym, 2 – piasek drobnoziarnisty z mulkiem, jeziorny, 3 – mułek jeziorny, zapiaszczony, 4 – gytia detrytusowo-ilasta, 5 – gytia drobnodetrytusowa, 6 – gytia grubodetrytusowa, 7 – torf mszysty, 8 – torf turzycowo-mszysty, 9 – torf mszarno-bagnicowy, 10 – torf mszarno-turzycowy, 11 – torf torfowcowy, 12 – torf turzycowy, 13 – torf mszarno-turzycowy; b – lokalne poziomy pyłkowe (Balwierz 2010); c – fazy rozwoju Cladocera (Pawłowski 2010); d – strefy zgrupowań ochotkowatych Chironomidae (Pióciennik 2010); e – poziomy okrzemkowe (Żelazna-Wieczorek 2010); f – poziomy ameb skorupkowych (Lamentowicz 2006); g – poziomy geochemiczne (Borówka, Tomkowiak 2010); h – etapy rozwoju zbiornika na podstawie analizy szczątków roślin (Kloss, Żurek 2010); i – wiek wg krzywej wiek/głębokość (Lamentowicz i in. 2009)

#### Żabieniec peatland. Results of palaeological analyses of biogenic deposits of the Z-2 profile

a – lithology (after Kloss, Żurek 2010, changed): 1 – sand with scattered organic material, 2 – fine-grained lacustrine sand with silt, 3 – lacustrine silt with sand, 4 – detrital-clay gyttja, 5 – fine detrital gyttja, 6 – coarse detrital gyttja, 7 – brown moss peat, 8 – sedge-moss peat, 9 – bog moss peat, 10 – moss-sedge peat, 11 – *Sphagnum* peat, 12 – sedge peat, 13 – moss-sedge peat; b – local pollen assemblage zones (Balwierz 2010); c – Cladocera zones (Pawłowski 2010); d – Chironomidae assemblages (Pióciennik 2010); e – Diatominae zones (Żelazna-Wieczorek 2010); f – testate amobebae zones (Lamentowicz 2006); g – geochemical zones (Borówka, Tomkowiak 2010); h – phases of basin development on the basis of plant remains (Kloss, Żurek 2010); i – age according to age/depth model curve (Lamentowicz *et al.* 2009)

torfowców, turzyc, mchów brunatnych, paproci i roślin wodnych, głównie *Potamogeton natans* i *Ceratophyllum demersum*. W jej masie występowały wkładki mchów brunatnych (wyróżna warstwa na głębokości 9,64–9,66 m). Od głębokości 8,30 m zalega gytia detrytusową, która nie zawiera węglanów. W spągu serii (8,30–8,10 m) była to gytia drobnodetrytusowa. W jej składzie znalazły się pozostałości *Potamogeton natans*, *Ceratophyllum demersum* i szczątki mchów, głównie z rodzaju *Drepanocladus*. Powyżej stwierdzono warstwę gytii grubodetrytusowej, z udziałem mchów brunatnych (8,10–7,90 m). Udział szczątków *Drepanocladus aduncus* osiągnął 50 %. Następnie odłożyła się powtórnie warstwa gytii drobnodetrytusowej (7,90–6,05 m). Serię utworów biogenicznych, złożonych na głębokości 6,05–3,80 m tworzyły ułożone naprzemiennie warstwy gytii grubodetrytusowej i torfów mszystych. Warstwy torfów mszystych, z głębokości 6,05–5,90 m oraz 5,40–5,20 m, zbudowane były głównie przez *Drepanocladus sendtneri*, zaś warstwa z głębokości 4,10–4,05 m zawiera dodatkowo *Pseudocalliergon trifarium*. W warstwach gytii grubodetrytusowej stwierdzono szczątki *Drepanocladus sendtneri* i *Potamogeton natans*, ze sporadycznie dokumentowanymi fragmentami torfowców i turzyc (Kloss, Żurek 2010)

– etap II (torfowiska niskiego) – zidentyfikowany na głębokości 3,80–3,20 m. Jego zapis tworzyła warstwa torfów mszystych i turzycowo-mszystych, reprezentujących fitocenozę *Carice-*

*tum lasiocarpae typicum*, w jej składzie dominowały mchy brunatne *Drepanocladus sendtneri* i *Pseudocalliergon trifarium*

– etap III (torfowiska przejściowego) – na głębokości 3,20–1,20 m. Wyróżniono w nim dwie fazy: *Caricetum lasiocarpae sphagnetosum* (3,20–2,15 m), kiedy powstał torf torfowcowo-bagnicowy oraz *Scheuchzerio-Caricetum limosae* (2,15–1,20 m), której efektem był torf mszarno-turzycowy

– etap IV (torfowiska wysokiego) – na głębokości 1,20–0,62 m. Panowała fitocenoza *Sphagnetum magellanici* (z krzewinkami *Oxycoccus palustris*, *Ledum palustre*, *Andromeda polifolia* oraz wełnianką pochwowatą), dając serię torfu mszarno-dolinkowego.

– etap V (torfowiska przejściowego) – na głębokości 0,62–0,38 m. Etap ten, podobnie jak następne, dowiódł zniszczenia przez działalność gospodarczą naturalnych tendencji rozwoju siedliska. W wyniku wzrostu żyzności siedliska pojawił się zespół mszaru *Sphagnum-Carex rostrata*

– etap VI (torfowiska niskiego) – na głębokości 0,38–0,15 m. Nastąpiło dalsze wzbogacenie w materiał mineralny pochodzący z otoczenia. Na torfowisko weszły wówczas fitocenozy turzycowe *Carex nigra-Carex elata*

– etap VII (torfowiska przejściowego) – zapisany w subpowierzchniowej warstwie torfu utworzonego przez fitocenozy *Sphagnum fallax-Carex nigra* (Kloss, Żurek 2010)



Analizę makroszczątków wykonano punktowo także z innych sond (M. Kloss), lokowanych na przekroju przez torfowisko (Balwierz i in. 2009b; Lamentowicz i in. 2009; Forysiak, Twardy 2010).

**Analiza pyłkowa.** Wykonana została dla całego rdzenia Z-2, lecz ze zmienną rozdzielczością (Balwierz 2010)<sup>9</sup>. Wydzielono szesnaście lokalnych poziomów pyłkowych (rys. 40):

– Ż-1 (Poaceae-Cyperaceae-Artemisia-Helianthemum) – 15,55–16,00 m; cechował się przewagą roślin zielnych i znacznym udziałem pyłku redeponowanego

– Ż-2 (*Pinus*) – 15,20–15,50 m; cechował się znacznym wzrostem sumy pyłku drzew (do ok. 89 %) i pyłku redeponowanego. Próbkę poddana oznaczeniu wieku, z głębokości 15,35 m, dała wynik  $18\,330 \pm 90$  lat (Poz-29713), co potwierdziło sugestię, iż materiał powstawał w górnym plenivistulianie

– Ż-3 (Poaceae-Artemisia-Pinus) – 13,60–15,20 m; dominacja pyłku roślin klimatu zimnego

– Ż-4 (*Pinus-Betula*) – 13,30–13,60 m; stwierdzono ponad 90 % pyłku AP, spadł udział pyłku redeponowanego, ale poddana datowaniu próbkę szczątków roślin dała wynik wskazujący na udział materiału na wtórnym złożu

– Ż-5 (Poaceae-Cyperaceae-Artemisia-Juniperus) – 13,30–12,70 m, znaczny udział mają rośliny zielne, charakterystyczne dla klimatu zimnego. Balwierz (2010) skorelowała go z fazą najstarszego dryasu. Wiek osadu z głębokości 12,90 m, oznaczony metodą radiowęglową, wyniósł  $14\,120 \pm 70$  lat (Poz-23659)

– Ż-6 (*Pinus-Cyperaceae-Isoëtes*) – 12,10–12,70 m, przedstawia spektrum ocieplenia; suma AP osiągnęła 75 %, widoczna jest dominacja sosny, zaznaczył się wzrost udziału turzycowatych, a w środkowej części wystąpił duży udział poryblinu. Balwierz (2010) skorelowała ten poziom z okresem ocieplenia bölling

– Ż-7 (Cyperaceae-Poaceae-Juniperus-Potamogeton) – 12,10–11,00 m; cechował się spadkiem krzywej sumy drzew (nawet poniżej 50 %), dużym udziałem pyłku turzycowatych

oraz najwyższym w całym diagramie występowaniem glonów *Pediastrum*. Spadł udział *Sphagnum*. Skorelowano go ze starszym dryasem

– Ż-8 (*Pinus-Betula-Cyperaceae*) – 10,00–11,00 m. W dolnej części zaznaczyła się przewaga pyłku brzozy oraz wzrost udziału sosny. Stosunkowo niski był udział pyłku turzycowatych i roślin wodnych. Charakterystyczny był duży udział pyłku *Isoëtes* w górnej części poziomu, dla którego wydzielono podpoziom *Pinus-Isoëtes*. Skorelowano go z fazą allerödu

– Ż-9 (Cyperaceae-Poaceae-Artemisia-Pinus) – 8,90–10,00 m. Jego górna granica wyrażona jest znacznym wzrostem sumy drzew oraz spadkiem pyłku Cyperaceae i Poaceae. Skorelowano go z fazą młodszego dryasu

– Ż-10 (*Pinus-Betula-Isoëtes*) – 8,40–8,90 m; zaliczono go do holocenu. Autorka analizy pyłkowej skorelowała go łącznie z okresami preborealnym i borealnym. Zauważała też nieobecność w diagramie spektrum okresu borealnego (hiatus sedymentacyjny)

– Ż-11 (*Corylus-Alnus-Ulmus-Quercus*) – 5,70–8,40 m. Krzywa sumy pyłku drzew osiągnęła ponad 98 %. Dominowały gatunki typowe dla optimum klimatycznego holocenu. Skorelowano go z okresem atlantyckim (Balwierz 2010), pomimo datowania próbki osadu z głębokości 8,26 m na  $9130 \pm 50$  lat (Poz-23639)

– Ż-12 (*Quercus-Corylus-Alnus*) – 4,60–5,70 m. Wyraźnie zaznaczył się większy niż wcześniej udział pyłku dębu, pojawiło się też więcej grabu, zauważalny jest znaczny wzrost frekwencji glonów. Skorelowano go z okresem atlantyckim

– Ż-13 (*Quercus-Alnus-Corylus-Carpinus*) – 3,50–4,60 m. Cechował się relatywnie niskim udziałem pyłku sosny i brzozy, przy ciągle wysokiej, ogólnej sumie AP. Bardzo niski był udział turzyc oraz roślin wodnych. Pojawiły się niewielkie ilości pyłku roślin ruderalnych. Skorelowano go ze starszą częścią okresu subborealnego

– Ż-14 (*Carpinus-Quercus-Alnus-Cyperaceae*) – 3,50–1,80 m. Widoczne w nim były trzy epizody ze wzrostem sumy NAP (nawet do ok. 20 %), ale tworzone głównie przez wzrost udziału Cyperaceae i Poaceae. Odnotowano niewielki odsetek traw i roślin uprawnych. Skorelowano go z okresem subborealnego (Balwierz 2010)

<sup>9</sup> Analizę pyłkową wykonano z rozdzielczością dziesięciocentymetrową. W dolnej części niektóre odcinki wykonano co 20, a nawet co 30 cm. W części stropowej opracowano próbki co 5 cm.

– Ż-15 (*Carpinus-Quercus-Fagus-Abies*) – 0,45–1,80 m. Cechował się wysoką sumą AP (spadek do 80 % dopiero przy górnej granicy poziomu) i maksymalnymi wartościami pyłku graba, buka i świerka. Stopniowo wzrastał udział pyłku roślin związanych z gospodarką człowieka. Przy nieznacznym udziale pyłku turzyc widoczny był duży udział pyłku *Sphagnum*. Skorelowano go z okresem subatlantycznym. Górną granicę wydatowano na  $645 \pm 50$  lat (Poz–19019)

– Ż-16 (*Cerealia-Poaceae-Cyperaceae-Alnus*) – najwyższy poziom pyłkowy. Przedstawiał drastyczne zmiany w spektrum gatunkowym wywołane działalnością gospodarczą. Zanotowano tutaj najniższą wartość sumy AP, stałą i wysoką wartość udziału *Cerealia* (do ok. 18 %) oraz dużą reprezentację roślin uprawnych i ruderalnych (Balwierz 2010).

**Analiza wioślarek.** Na podstawie rekonstrukcji rozwoju zbiornika (Pawłowski 2010), wydzielono pięć faz (rys. 40):

– faza I (inicjalna) – 16,10–12,90 m. Wyodrębniono w niej dwie podfazy. Dominowały gatunki litoralne. W części starszej (do 15,20 m) udział form planktonowych był niewielki, zaś w drugiej wzrósł

– faza II – 12,90–11,00 m. Była okresem bujnego rozwoju wioślarek, z dominacją gatunków planktonicznych (zwłaszcza z rodziny *Bosminidae*)

– faza III – 11,00–8,90 m. Wykazała znaczne zmiany w udziale form planktonowych i litoralnych. Wyodrębniono w niej dwie podfazy. Pierwszą, IIIa – do 10,20 m, z silną redukcją udziału gatunków planktonowych i dominacji form litoralnych, na czele z *Chydorus sphaericus*. Drugą, IIIb, z powolnym wzrostem udziału gatunków planktonowych, zwłaszcza z rodziny *Bosminidae*. Pod koniec III fazy zaznaczył się spadek frekwencji oraz różnorodności gatunkowej *Cladocera*

– faza IV – 8,90–4,60 m. Wyodrębniono w niej cztery podfazy. Podfaza IVa charakteryzowała się wzrostem udziału form planktonowych (szczególnie *Bosmina longirostris*) oraz gatunków litoralnych. Pod koniec tej subfazy nastąpił wyraźny zanik części gatunków. Podfaza IVb (7,80–5,80 m) cechowała się dominacją form litoralnych (m.in. *Alona affinis*, *Alona guttata*, *Alona rectangulara*) i brakiem gatunków planktonowych. W podfazie IVc ponownie zaznaczyła się dominacja gatunków plankto-

nicznych (głównie *Bosmina longirostris*), przy dużej frekwencji gatunków litoralnych. Podfaza IVd (5,40–4,60 m) prezentowała całkowitą przewagę gatunków litoralnych.

– faza V – 4,60–0,30 m. Ukazała obraz pogarszających się warunków dla rozwoju wioślarek w zbiorniku Żabieniec. Najniższa część (podfaza V a, do 3,50 m) cechowała się wzrostem ogólnej liczby osobników, głównie form litoralnych. Następnie zaznaczył się spadek liczebności osobników i gatunków (przy dominacji *Alona guttata*). Pod koniec podfazy V b (0,70–0,90 m) wioślarki zniknęły całkowicie. W podfazie Vc (70–30 cm) ponownie pojawiły się *Cladocera*, ale reprezentowane przez nieliczne gatunki m.in.: *Alona guttata*, *Alonella exigua*, *Alonella excisa*, *Chydorus sphaericus* oraz *Bosmina longirostris*.

**Analiza muchówek.** Badania pozwoliły wydzielić dziesięć stref (rys. 40), wskazujących rozwój gatunkowy i ilościowy muchówek (Płóciennik 2010)<sup>10</sup>:

– Ch1 – 16,08–14,61 m. Dominowały gatunki zimnolubne, zwłaszcza *Cladotanytarsus mancus* typ 2. Zrekonstruowaną na ich podstawie średnią temperaturę lata wyszacowano na 9,5–13°C

– Ch2 – 14,60–12,40 m. Skład gatunkowy był słabo zróżnicowany, niewielka była też ilość szczątków. Dominowała *Sergentia* typ *coracina*, a rekonstruowana temperatura była nadal niska (około 10,5–13,5°C)

– Ch3 – 12,40–10,60 m. Gwałtownie wzrosła ilość szczątków oraz gatunków muchówek. Pojawiły się gatunki świadczące o znaczącym ociepleniu, np. *Microtendipes* typ *pedellus*. Zrekonstruowana na ich podstawie temperatura najcieplejszego miesiąca mieści się w przedziale 14,5–16°C

– Ch4 – 10,60–8,70 m. Odnotowano znaczne zmiany składu gatunkowego. Wzrósł udział gatunków związanych z wznoszącą trofią zbiornika (np. *Microtendipes* typ *pedellus*). Okresowo pojawiły się gatunki zimnolubne. Rekonstruowana temperatura lata mieści się w dużym przedziale 12,5–17,0°C. W odcinku korelowanym z młodszym dryasem nie zauwa-

<sup>10</sup> W ramach analizy muchówek opracowano 121 próbek osadu z rdzenia Z-2. W dolnym odcinku (16,10–6,0 m) wykonano oznaczenia w odstępach 20, a w środkowym co 10 cm. Odcinek stropowy (0,0–0,6 m) przeanalizowano co 5 cm.

zono spadku temperatury, a ocieplenie na przejściu do holocenu nie było znaczne

– Ch5 – 8,70–6,80 m. Rejestruje już holocenijskie zmiany muchówek. W wydzielonej podstrefie Ch5a (8,70–8,00 m) wystąpiły zbiorowiska podobne do tych z młodszego dryasu. W Ch5b (8,00–6,80 m) nastąpił wzrost udziału gatunków ciepłolubnych oraz pojawiły się gatunki żyjące w warunkach zarośniętej toni wodnej (*Glyptotendipes* typ *pallens* i *Lauterborniella* typ *agrayloides*). Dla tego okresu rekonstruowano temperaturę lata na poziomie 15–17°C

– Ch6 – 6,80–5,80 m. Nastąpiło silne zużycie zgrupowań, spadek ilości szczątków Chironomidae oraz znaczne zmiany gatunkowe. Rekonstrukcje temperatur zawierają się w przedziale 10,0–16,5°C

– Ch7 – (5,80–2,30 cm) zaznaczył się powrót wysokiej różnorodności i frekwencji szczątków muchówek. Pojawiły się gatunki żyjące w warunkach zarastających zbiorników (np. *Paratendipes* typ *nudisquama*). W rekonstrukcjach temperatur najcieplejszego miesiąca uwidoczniły się duże rozpiętości. W zależności od zbioru porównawczego wynosiły one od 13–18°C

– Ch8 – 2,30–0,90 m. Odnotowano ponowną redukcję liczby gatunków i ilości osobników. Zaznaczyła się silna dominacja *Paratendipes* typ *nudisquama* (do 60 %). Rekonstrukcje temperatur dały jeszcze większe rozpiętości i były mało wiarygodne

– Ch9 – 0,90–0,60 m. Wystąpiło tylko sześć morfogatunków ochotkowatych. Były to formy związane z wilgotną glebą, często żyjące na mchach

– Ch10 – 0,60–0,0 m. Zauważono dużą zmienność, stymulowaną antropogenicznymi przeobrażeniami warunków siedliskowych. W podstrefie Ch10b (0,40–0,20 m) pogłębił się regres ochotkowatych, a wzrosła różnorodność gatunkowa i frekwencja szczątków poprzez antropogenicznie sterowaną eutrofizację siedliska. W końcowym odcinku ponownie zaszła redukcja ilości gatunków. Liczniej wystąpiły tylko *Chironomus* typ *plumosus* i *Polypedilum* typ *nubifer* oraz gatunki żyjące w glebie.

Na podstawie trzech zbiorów testowych, bazujących na danych z obszarów o odmiennych cechach klimatycznych: szwajcarskiego, norweskiego i rosyjskiego (Płóciennik i in. 2011), wykonana została rekonstrukcja średniej

temperatury w najcieplejszym okresie lata, dla każdej analizowanej próbki.

**Analiza okrzemek.** Do analizy okrzemek przygotowano próbki z całego rdzenia Z-2, jednak diagramy i rekonstrukcje ujęły jedynie dolną jego część, do głębokości 8,0 m (Żelazna-Wieczorek 2010). Powyżej okrzemki występowały sporadycznie, co nie dało, w ocenie autorki analizy, możliwości wykonania diagramu statystycznego i wykorzystania go do rekonstrukcji paleoekologicznych. W badanym odcinku profilu wydzielono trzy lokalne poziomy okrzemkowe (DAZ) wraz z podpoziomami (rys. 40):

– DAZ Z2-1 – 16,00–12,40 m. W podpoziom 1a (16,00–14,20 m) wysokim udziałem cechowały się taksony charakterystyczne dla wód zasadowych (mezotroficznych) oraz taksony okrzemek należących do alkalibiontów. W przedziale 14,8–14,4 m próbki zawierały pokruszone okrywy okrzemek. Podpoziom 1b (14,10–13,20 m) ukazał większe nasilenie taksonów typowych dla wód o odczynie zasadowym. Gatunkiem dominującym była *Staurosira pinnata* (około 50 %). Pod względem trofii panowały warunki mezotroficzne. W 1c (13,10 i 12,40 m) odnotowano wysoki udział *Staurosira pinnata*, *Geissleria similis* oraz *Achnanthydium minutissimum*. Na głębokości 13,00 i 12,90 m odnotowano bardzo wysoki udział euplanktonowego gatunku *Pseudostaurosira parasitica* (27,8 % i 26,8 %). Próbki były ubogie pod względem gatunkowym

– DAZ Z2-2 – 12,30–9,00 m. Charakteryzował się wysokim udziałem okrzemek z rodzaju *Staurosira*. Podpoziom 2a (12,30–10,90 m) cechował się wysokim udziałem euplanktonowej okrzemki centrycznej *Cyclotella distinguenda*. W wyższej wzrósł udział *Pseudostaurosira brevistriata* oraz taksonu alkalicznego, wskazującego na warunki mezoeutroficzne zbiornika. W podpoziom 2b zwiększył się udział taksonów, które wskazywały na obniżenie poziomu wody, a także jej odczynu i żyzności warunków. Podpoziom 2c (10,00–9,00 m) cechuje ustąpienie wcześniejszych taksonów, za to zwiększył się udział m.in.: *Planotheridium peragalii*, *Neidium ladogensis*, *Pinnularia perinterrupta* – taksonów typowych dla oligotroficznych wód obszarów alpejskich i północnej Europy (Żelazna-Wieczorek 2010)

– DAZ Z2-3 – 8,90–8,00 m. Zaliczono go do holocenu. Charakteryzował się obecnością taksonów okrzemek acydofilnych oraz typowych dla wód oligotroficznymi – stenotermicznymi i zimnowodnymi. W próbkach liczne skorupki okrzemek były pokruszone.

**Analiza ameb skorupkowych.** Badaniem objęto jedynie stropową część profilu Z-2, co wynikało z egzystowania ameb w mszakach, a więc jedynie w obrębie odcinka rdzenia od głębokości 1,30 m do powierzchni (Lamentowicz 2006; Lamentowicz i in. 2009)<sup>11</sup>. Wydzielono siedem poziomów ameb (Ż1-Ż7). Na ich podstawie wyznaczono trzy etapy rozwoju torfowiska (rys. 40):

- I – Archerella
- II – Centropyxis
- III – Phryganella.

Analiza pozwoliła zrekonstruować zmiany poziomu wody na torfowisku oraz zakwaszenia i trofii siedliska w okresie ostatnich dwóch tysięcy lat. Było to szczególnie ważne dla rekonstrukcji zmian wywołanych wpływem działalności człowieka w sąsiedztwie torfowiska (Balwierz i in. 2009b; Lamentowicz i in. 2009; Forysiak i in. 2010a).

**Analiza geochemiczna.** Badaniem składu chemicznego objęto cały rdzeń Z-2, wraz z mineralnym podłożem (Borówka, Tomkowiak 2010)<sup>12</sup>. Jako uzupełnienie wykonano analizę uziarnienia dolnej, silnie mineralnej części rdzenia (metodą laserową) (Borówka, Brzozowska 2010). Na podstawie diagramu geochemicznego wydzielono siedem poziomów geochemicznych (rys. 40):

– Z2/I – 16,37–16,12 m – zbudowany z różnoziarnistego piasku, w którym zawartość substancji organicznej osiągnęła jedynie 0,8 %, niewielki był również udział ilościowy analizowanych pierwiastków

– Z2/II – 16,1–14,62 m – zbudowany z piasków pylastych, zawierających około 97,5 % substancji mineralnej. Wśród oznaczonych pierwiastków dominował mangan (z najwyższą koncentracją w całym profilu – prze-

ciętnie – 5274 µg/g s.m.). Wysoki był też udział żelaza, potasu i ołowiu, zaś stosunek Fe/Mn był najniższy w całym rdzeniu

– Z2/III – 14,62–11,05 m – zbudowany z osadów mułków piaszczystych, o umiarkowanym wysortowaniu (Borówka, Brzozowska 2010). Zawartość substancji mineralnej była nieco niższa niż w Z2/II – 95 %. W spektrum zawartości pierwiastków uwagę zwrócił drastyczny spadek zawartości manganu, przy skrajnie wysokich zawartościach żelaza (10 746 µg/g s.m.), czego konsekwencją był bardzo wysoki stosunek Fe/Mn (przeciętnie 59,1). Maksymalny w całym rdzeniu był udział magnezu (5 694 µg/g s.m.) i wapnia (około 34 mg/g s.m.)

– Z2/IV – 11,05–8,32 m – wyróżnił się znacznym spadkiem zawartości substancji mineralnej (przeciętnie do 70%, skrajnie – do 36,2 %). Dolną granicę poziomu wyznaczał duży spadek zawartości magnezu. Kilkukrotnie obniżyła się zawartość wapnia. Utrzymała się zaś wysoka koncentracja żelaza, przy jeszcze niższej niż poprzednio zawartości manganu

– Z2/V – 8,32–4,05 m – obejmuje osady silnie organicznych gytii, zaliczane do holocenu. Przeciętna zawartość materii mineralnej spadła do 6,3 %. Ku górze rdzenia obniżała się zawartość żelaza, czemu towarzyszył wzrost zawartości sodu. Wysoki był udział cynku, miedzi i manganu

– Z2/VI – 4,05–0,45 m – cechował się najniższym udziałem materii mineralnej (przeciętnie 4,3 %). Uwidocznił się spadek udziału potasu, wapnia, żelaza, manganu i cynku. Podniosła się koncentracja sodu oraz miedzi, osiągając maksimum

– Z2/VII – 0,45–0,00 m – ukazał zmiany wywołane działalnością człowieka. Zaliczono do nich: wyższą zawartość materii mineralnej oraz podwyższony udział potasu, magnezu oraz żelaza – pierwiastków, które są wskaźnikami denudacji mechanicznej (Borówka, Tomkowiak 2010). Wyraźne zaznaczyły się zmiany koncentracji ołowiu i cynku, wskazujące na niemal stałą tendencję wzrostu obciążenia środowiska przyrodniczego metalami ciężkimi.

Żabieniec jest najlepiej rozpoznany torfowiskiem regionu łódzkiego. Posiada dokumentację geologiczną, hydrologiczną i botaniczną. Dla jego osadów wykonano wielokierunkowe analizy paleoekologiczne oraz oznaczono ich wiek. Żabieniec jest współcześnie torfowiskiem przejściowym z elementami wysokotorfowiskowego

<sup>11</sup> Analizę wykonano z dużą rozdzielczością w odcinku stropowym co 2,5 cm (do głębokości 0,60 m), niżej co 5 cm.

<sup>12</sup> Oznaczono materiał w odcinkach co 5 lub 10 cm (m.in. z powodu małej zawartości substancji mineralnej zachodziła konieczność łączenia próbek). Oznaczenia wykonane zostały za pomocą spektrometru absorpcji atomowej (SAA).

pła. Cechuje się o położeniem wysoczyznowym, powstało w wyniku złądowienia zbiornika jeziornego. Torfowisko przeszło etapy od torfowiska niskiego do wysokiego. Obiekt zasilany był pierwotnie wodami soligenicznymi, a następnie opadowymi. Jako jezioro zbiornik funkcjonował od końca górnego plenivistulianu do okresu subborealnego, kiedy przeszedł w fazę torfowiska.

#### Inne torfowiska Wysoczyzn Łaskiej i Łódzkiej

W miejscowości **Kolonia Bechcice**, położonej w dolinie Neru, na wschód od Lutomerzka, w starorzeczach funkcjonuje kilka niewielkich bagien (rys. 35). Jedno z nich ( $\varphi$  51°45'10" N;  $\lambda$  19°14'28" E), częściowo przekształcone antropogenicznie, zostało objęte kompleksowymi badaniami. Szczegółowe prace geologiczne i geomorfologiczne przeprowadzono w otoczeniu starorzecza. W jego sąsiedztwie wykonano wykopaliskowe badania archeologiczne. Dotychczas opublikowano wstępne wyniki tych interdyscyplinarnych badań (Kittel i in. 2008, 2010). Zatorfione starorzecze leży w obrębie dna doliny Neru, która w opisywanym odcinku ma złożoną i poligeniczną budowę. W obrębie stosunkowo płaskiej współcześnie powierzchni występują fragmenty zbudowane z piasków rzecznych górnego plenivistulianu, piaszczyste serie z udziałem rozproszonej materii biogenicznej, które powiązano z późnym vistulianem oraz holocenijską strefą korytową (wraz z towarzyszącą jej bardzo wąską równiną zalewową).

Starorzecza (także to zajęte przez torfowisko) są fragmentami systemu uformowanego w późnym vistulianie przez rzekę o meandrowym układzie koryta lub przez rzekę wielokorytową. Osady biogeniczne składane były w badanym starorzeczu od okresu preborealnego. W bezpośrednim sąsiedztwie starorzecza występuje dobrze rozpoznany kompleks osadnictwa pradziejowego. Analizy paleoekologiczne, prowadzone na stanowisku Kolonia Bechcice, miały na celu

udokumentowanie zapisu działalności gospodarczej w osadach biogenicznych oraz wpływu człowieka na środowisko przyrodnicze doliny Neru w pradziejach (Kittel i in. 2008, 2010).

We wschodniej części Wysoczyzn Łódzkiej, w miejscowości **Wardzyń** (około 20 km na południowy wschód od Łodzi;  $\varphi$  51°38'19" N;  $\lambda$  19°38'23" E; rys. 35), w obrębie doliny ograniczającej od wschodu kompleks Pagórków Romanowskich (Wieczorkowska 1975), znajdują się cztery niewielkie wzniesienia. Zbudowane są z utworów biogenicznych i mają postać nieregularnych w planie kopułów, wyniesionych nieznacznie ponad dno doliny (1,0–1,5 m). Obiekty te położone są bezpośrednio u stóp długiego stoku zespołu form wodnolodowcowych, w miejscu dość intensywnego wypływu wód gruntowych. Powierzchniowe części kopułów zbudowane są z torfu (częściowo silnie rozłożonego), zaś głębiej występują warstwy martwic wapiennych. Uznano je za torfowiska źródłiskowe; są one jedynymi tego typu obiektami zlokalizowanymi w regionie łódzkim, z zachowanym, choć silnie przekształconym, układem wypływów wód gruntowych (Ziutkiewicz i in. 2011b). Powierzchnię kopułów porasta roślinność zielna i drzewiasta, z dominacją olszy czarnej. Kopuły znajdują się rozległej, basenowatej dolinie o założeniach glacialnych (prawdopodobnie ze schyłku zlodowacenia warty) oraz piaszczysto-mułkowymi utworami (związanymi z denudacyjnym przekształcaniem otaczających ją stoków w vistulianie). Na powierzchni dna doliny występują izolowane płyty torfów. Współcześnie w osi doliny funkcjonuje ciek uchodzący do Wolbórki.

Ogólna miąższość serii biogenicznej w kopułach jest niewielka (ok. 1,0–1,5 m). Jedyne w wydłużonej formie, położonej najbardziej na północ, przekracza 2,0 m. W osi tej formy stwierdzono 2,20 m miąższość utworów torfowych i martwicowych (rdzeń War-2).

## TORFOWISKA W KOTLINIE SZCZERCOWSKIEJ I NA WYSOCZYŹNIE BEŁCHATOWSKIEJ

### Torfowiska Chabielice i Parchliny

#### Położenie

Dwa niewielkie torfowiska **Chabielice** i **Parchliny** położone są w sąsiedztwie wsi

o tych samych nazwach, w Kotlinie Szczercowskiej (rys. 35). Ta część regionu łódzkiego cechuje się największą koncentracją torfowisk oraz najwyższym odsetkiem powierzchni zajętej

przez mokradła (Forysiak i in. 2011a)<sup>13</sup>. Chabielice i Parchliny leżą w obrębie Pola Szczerców, na terenie Kopalni Węgla Brunatnego Bełchatów (odpowiednio  $\varphi$  51°14'48" N;  $\lambda$  19°07'44" E oraz  $\varphi$  51°14'50" N;  $\lambda$  19°08'22" E). Zostały poddane badaniom tuż przed całkowitą eksploatacją (Marosik 2000; Balwierz i in. 2005). Przestały istnieć na początku pierwszej dekady XXI w., w wyniku postępu prac górniczych. Znajdowały się w dolinie Krasówki – niewielkiego, lewostronnego dopływu Widawki, w obrębie jej rozległego (ponad 1,5 km), podmokłego rozszerzenia, położonego w strefie rowu tektonicznego Kleszczowa (Baraniecka 1971a). Torfowiska Chabielice i Parchliny oddalone były od siebie o około 500 m (rys. 41). Badaniami geologicznymi i paleobotanicznymi zostały objęte w ramach programu prac archeologicznych, poprzedzających eksploatację węgla brunatnego (m.in. Marosik 2000; Balwierz i in. 2005). Torfowisko Chabielice, położone w zachodniej części dna doliny Krasówki miało powierzchnię około 4 ha, zaś obszar torfowiska Parchliny był większy – zajmował około 18 ha.

#### Warunki geomorfologiczne

Opisywany obszar leży w południowej części Kotliny Szczercowskiej, w strefie rozległej, nachylonej ku północy powierzchni. Ku środkowi kotliny biegną doliny rzeczne, rozcinające płaty zdenudowanych wysoczyzn polodowcowych (m.in. Gawlik H. 1970; Turkowska 2006). Po zachodniej stronie doliny Krasówki, w okolicach Chabielic i Grabka, znajduje się fragment piaszczysto-żwirowej

<sup>13</sup> Stwierdzenie to jest aktualne dla stanu z połowy XX w., bowiem w późniejszym okresie torfowiska Kotliny Szczercowskiej uległy daleko posuniętej destrukcji. Przed pojawieniem się inwestycji energetycznej był to obszar typowo rolniczy, o niskiej produktywności. Dlatego intensywność eksploatacji torfów do celów opałowych była tu większa niż w innych częściach regionu łódzkiego, bowiem jeszcze w latach 60. XX w. torfem opalano w małych zakładach przemysłowych i budynkach użyteczności publicznej (Krasnodębski 1956; Krajewski T. 1960). Od 1975 r. rozpoczęła się, trwająca do dziś, eksploatacja powierzchniowych złóż torfów z obszaru odkrywek kopalni węgla brunatnego – początkowo Pola Bełchatów, a później Pola Szczerców (Goździk, Skórzak 2011). Torfowiska, położone bezpośrednio poza wspomnianymi odkrywkami, objął swym zasięgiem lej depresji wód gruntowych (Maksymiuk 2011). Doprowadziło to do degradacji ich szaty roślinnej (Kucharski 2011), murszenia oraz mineralizacji torfu (Gawlik J. 1984). Współcześnie znaczna część obiektów z bogatego w torfowiska obszaru nie nadaje się do prowadzenia kompleksowych badań paleoekologicznych.



Rys. 41. Torfowiska Chabielice i Parchliny. Szkic geomorfologiczny (wg Balwierz i in. 2005, nieco zmieniony)

1 – wysoczyzna morenowa, płaska; 2 – terasa wysoka; 3 – terasa niska; 4 – pola piasków eolicznych i wydmy; 5 – dno doliny; 6 – torfowisko; 7 – doliny denudacyjne i stożki napływowe; 8 – lokalizacja rdzeni analizowanych palinologicznie

#### Chabielice and Parchliny peatlands. Geomorphological sketch (after Balwierz *et al.* 2005, changed)

1 – flat morainic plain; 2 – high terrace; 3 – low terrace; 4 – aeolian sand sheets and dunes; 5 – valley bottom; 6 – peatland; 7 – denudational valleys and alluvial fans; 8 – location of palynologically analysed cores

wysoczyzny płaskiej (rys. 41; Marosik 2000), sięgającej 181–184 m n.p.m. Na wschód od Parchlin występuje rozległy płat piasków polodowcowych (złodowacenia warty), przykryty przez piaski eoliczne z niewielkimi wydymami. Ich kulminacje osiągają tutaj około 181 m n.p.m. Dolina Krasówki posiada dwie, zachowane fragmentarycznie, terasy nadzalewowe (rys. 41). Obydwa torfowiska przylegają do terasy niskiej, której powstanie w dolinach regionu związane jest z okresem późnego wistulianu (Turkowska 1988). Obszary te leżą jedynie około 1,00–1,50 m powyżej dna doliny i równin torfowych (Marosik 2000; Balwierz i in. 2005). Dno doliny Krasówki

w omawianym basenowym rozszerzeniu, cechuje się nieznacznym spadkiem podłużnym. Jego powierzchnia leży na wysokości około 175,5– 176 m n.p.m. Podobnymi rzędnymi cechują się powierzchnie obu płątów torfowisk (Chabelice – 175,5 m n.p.m., Parchliny – 175,6– 176 m n.p.m.). Poza rozszerzeniem dno doliny Krasówki ma zaledwie około 150–200 m szerokości.

#### Warunki geologiczne

Torfowiska Chabelice i Parchliny położone są w obrębie rowu tektonicznego Kleszczowa. W podłożu występuje miększa warstwa osadów czwartorzędu, a także utwory neogenu (z węglem brunatnym). Bezpośrednie podłoże stanowią rzeczne piaski drobno- i średnioziarniste, z domieszką żwirów, będące efektem późnowistuliankiej aktywności rzeki meandrującej. Od początku allerödu zaznaczyła się agradacja dna doliny, trwająca także w holocenie (Balwierz i in. 2005). Współczesne dno doliny Krasówki, przylegające do torfowisk Chabelice i Parchliny, zbudowane jest głównie z namulów mineralno-organicznych, zwieńczonych cienką pokrywą mułkowych mad (Marosik 2000).

#### Osady biogeniczne

Torfowisko Chabelice charakteryzuje się niewielką miąższością osadów biogenicznych, sięgającą zaledwie 1,2 m. Na jego złożu składają się dwie warstwy torfu. W spągu zalega torf turzycowo-mszysty, powyżej – olesowy i szuwarowy (Balwierz i in. 2005). W północnym skraju torfowiska są one przedzielone wkładką piasku deluwialnego. Osady biogeniczne torfowiska Parchliny mają większą miąższość, dochodzącą do trzech metrów. Na podłożu piaszczystym zalega warstwa gytii mineralno-organicznej, której spąg wydatowano na 15 440 ± 160 lat BP (LOD 1131), a nad nią – gytia detrytusowa, datowana na 11 840 ± 110 lat BP (LOD 1132). Seria limniczna liczy zaledwie 15 cm, co wyklucza możliwość jej ciągłej akumulacji w ograniczonym czasie. Powyżej zalegają torfy: mszysty, turzycowo-mszysty, przykryte przez olesowy i szuwarowy (strop serii). Łączna miąższość serii torfowej wynosi 2,8 m. Wiek stwierdzonych torfów wskazuje na ich narastanie przez cały holocen (rys. 42). Spągowa próbka z głębokości 2,80 m pozwala łączyć powstanie torfowiska z młodszym dryasem – 10 290 ± 90 lat BP (LOD 1133) (Balwierz i in. 2005).

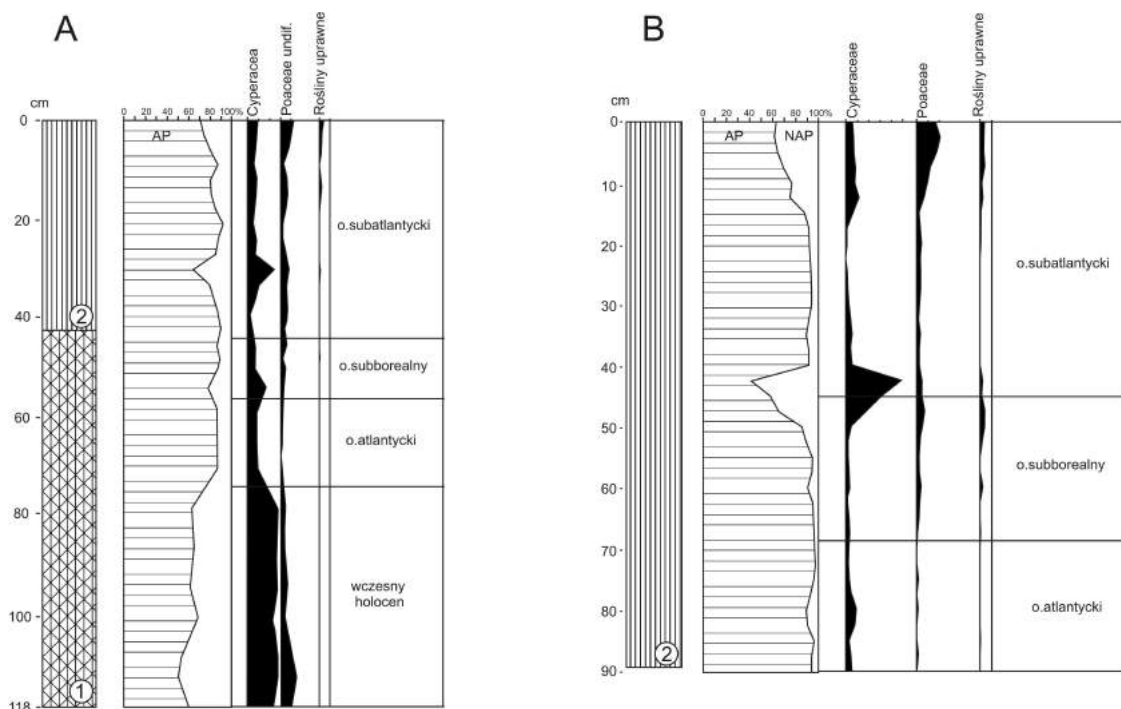
Analizę palinologiczną osadów z torfowiska w Parchlinach wykonano w dwu profilach: z rdzenia (nie zostały opublikowane) i z wykopu (Balwierz i in. 2005). W uzyskanym z wykopu profilu, o miąższości 90 cm, badania wykonano z dużą rozdzielczością. Udokumentowano zapis młodszej części okresu atlantyckiego, okres subborealny i subatlantycki. W pyłkach roślin uprawnych wyraźny był okres subborealny. Zwraca uwagę wysoki udział olszy w całym analizowanym odcinku. Charakterystyczny jest też epizod dużego udziału turzycowatych, zanotowany na przełomie okresów subborealnego i subatlantyckiego, kiedy znacznie spadał udział olchy i sosny. Stratygrafia pyłkowa uzupełniona jest oznaczeniami radiowęglowymi (rys. 42).

Analiza pyłkowa profilu Chabelice objęła rdzeń osadów o miąższości 120 cm. Dotychczas opublikowany został tylko uproszczony diagram, na którym nie zaznaczono lokalnych poziomów pyłkowych (Balwierz i in. 2005). Wyróżniono cztery poziomy chronostratygraficzne – od wczesnego holocenu po okres subatlantycki. W odcinku zaliczonym do wczesnego holocenu stosunkowo wysoka była suma NAP, tworzona głównie przez Cyperaceae. W spągowych próbkach wystąpił pyłek jałowca i rokitnika, a także graba i buka, a nawet roślin uprawnych, co sugerować może kontaminację osadów. Okresy atlantycki i subborealny zapisane zostały w stosunkowo cienkich warstwach osadów, zaś okres subatlantycki objął około 45 cm odcinek stropowej części rdzenia (rys. 42). W diagramach pyłkowych z Parchlin i Chabelic wyróżniono cztery fazy większego udziału pyłku roślin uprawnych, skorelowanych z fazami osadniczymi: kulturą trzciniecką, łuzycą, przeworską oraz z wczesnym średniowieczem (Balwierz i in. 2005).

#### Torfowisko Napoleonów

##### Położenie

Torfowisko **Napoleonów** położone jest w obrębie Wysoczyzny Bełchatowskiej, pomiędzy Bełchatowem a Kamińskiem ( $\varphi$  51°14'47" – 51°15'12" N;  $\lambda$  19°29'47" – 19°30'43" E; rys. 35). Stanowi ono jedną z części kompleksu mokradeł doliny Jeziorki. Współcześnie dolny odcinek doliny zajmuje zwałowisko zewnętrzne kopalni węgla brunatnego Bełchatów (Góra Kamiński), a sztuczne koryto ciek Jeziorka uchodzi do Widawki. Kompleks torfowisk doliny Jeziorki stanowi zespół



Rys. 42. Torfowiska Chabelice i Parchliny. Zestawienie wybranych wyników analizy pyłkowej (Balwierz i in. 2005)

A – rdzeń z torfowiska Chabelice; B – rdzeń z torfowiska Parchliny  
1 – gytia torfiasta; 2 – torf

Chabelice and Parchliny peatlands. Some results of pollen analysis  
(Balwierz *et al.* 2005)

A – core from the Chabelice peatland; B – core from the Parchliny peatland  
1 – mud gyttja; 2 – peat

złóż torfu: Huta Porajska – Napoleonów – Danielów, które podlegają eksploatacji<sup>14</sup>. Powierzchnia całego kompleksu torfowisk wynosi około 320 ha. Obszar torfowiska Napoleonów, w części nie podlegającej wydobyciu, zajmuje około 63 ha (rys. 43), zaś poeksploatacyjne zbiorniki wodne – około 30 ha. Torfowisko ma owalny kształt, jest nieco wydłużone w kierunku wschód–zachód (ok. 1100 m wobec ok. 800 m w kierunku N–S). Współcześnie stosunki wodne na obszarze kompleksu mokradeł są całkowicie przekształcone (odwodnienie związane z eksploatacją torfu oraz istnieniem leja depresyjnego w obrębie czwartorzędowych poziomów wodonośnych w otoczeniu odkrywki Bełchatów).

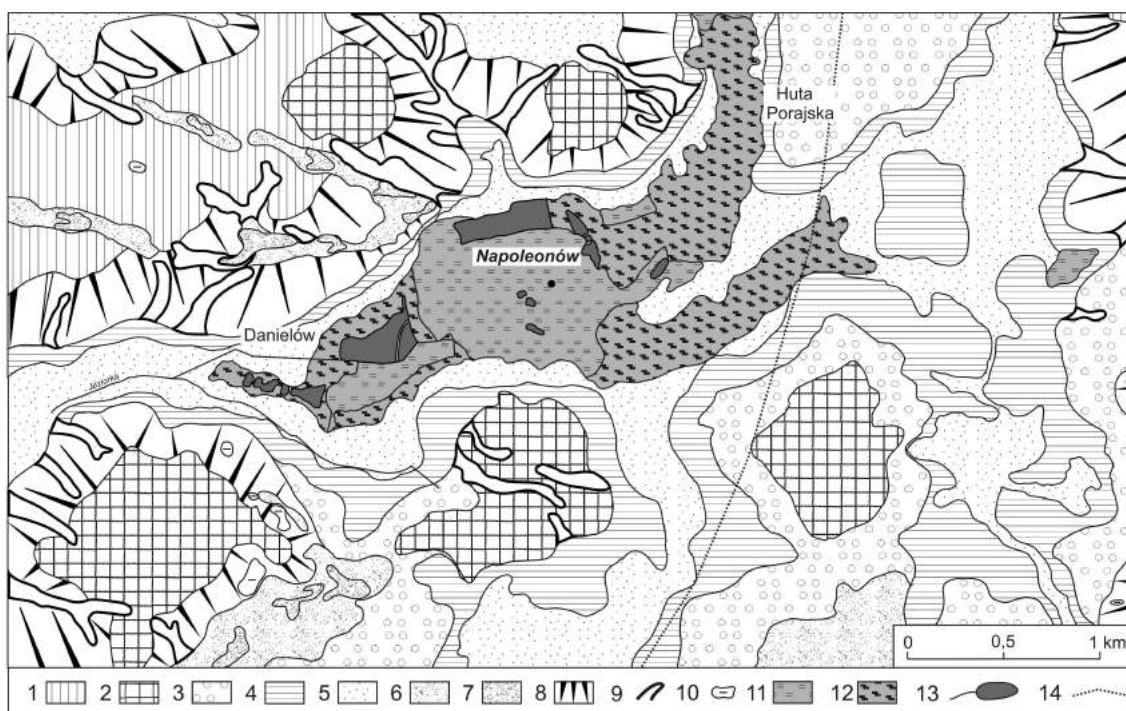
<sup>14</sup> Złóża Napoleonów i Danielów były eksploatowane przemysłowo do 2008 r. Na obszarze złóża Huta Porajska torf jest nadal pozyskiwany w ilości około 15 tys m<sup>3</sup> rocznie (Dyląg 2010). Huta Porajska jest jedynym w regionie łódzkim złożem torfów eksploatowanym przemysłowo.

### Warunki geomorfologiczne

Kompleks mokradeł znajduje się w obniżeniu dolinowym, którego dno jest niemal pozbawione spadku podłużnego. Dolina Jeziorki znajduje się pomiędzy dwoma ciągami moren czołowych zlodowacenia warty (Baraniecka 1971a, b; Kurkowski, Popielski 1991). Ich wysokości przekraczają 230 m n.p.m. Stoki są dość krótkie, ale cechują się znacznymi spadkami i porożcinane są dolinami denudacyjnymi. W obrębie stoków, jak i wysoczyzn, występują ciągi wydm o kilkumetrowych wysokościach względnych. Południowe i wschodnie otoczenie stanowią równiny wodnolodowcowe (rys. 43), których rzędne terenu dochodzą do 220,0 m n.p.m. Przez ciąg wzgórz morenowych, leżących bezpośrednio na wschód od opisywanego terenu, przebiega dział wodny między dorzeczami Wisły i Odry.

Torfowisko Napoleonów, wraz towarzyszącymi mokradłami, zajmuje całą szerokość dna doliny (rys. 43). Pierwotna powierzchnia torfowiska była prawdopodobnie płaska (rzędna około 211,0 m n.p.m.) i lekko pochylona ku zachodowi.





Rys. 43. Torfowisko Napoleonów. Szkic geomorfologiczny

1 – wysoczyzna morenowa, falista; 2 – pagórki morenowe; 3 – równina wodnolodowcowa; 4 – poziom rzeczno-peryglacialny; 5 – dna dolin; 6 – pola piasków eolicznych; 7 – wydmy; 8 – stoki; 9 – doliny denudacyjne; 10 – zagłębienia bezodpływowe; 11 – torfowisko; 12 – części torfowiska silnie przekształcone w wyniku eksploatacji; 13 – zbiorniki poeksploatacyjne i ciekiki; 14 – drogi

#### Napoleonów peatland. Geomorphological sketch

1 – flat morainic plain; 2 – morainic hillocks; 3 – fluvio-glacial plain; 4 – fluvial-periglacial level; 5 – valley bottoms; 6 – aeolian sand sheets; 7 – dunes; 8 – slopes; 9 – denudational valleys; 10 – closed depressions; 11 – peatland; 12 – parts of the peatland highly transformed due to exploitation; 13 – post-exploitation basins and streams; 14 – roads

Złoże torfu Huta Porajska leży na północny wschód od Napoleonowa. Jego pierwotna powierzchnia zalegała nieco wyżej i wykazywała spadek w kierunku południowo-zachodnim (ok. 215,0–212,5 m n.p.m.). Powierzchnia topograficzna złoże Danielów cechowała się rzędnymi zbliżonymi do Napoleonowa. Towarzyszące torfowiskom fragmenty dna doliny są zapewne efektem akumulacji mineralnych osadów stokowych, zazębiających się z organicznymi osadami mokradeł. Dno doliny Jeziorki, dopiero na południowy zachód od Danielowa, wykazuje wyraźny spadek podłużny. Do zabagnionego dna doliny przylega piaszczysty poziom plenivistuliański. Nie ma on typowego układu terasy rzecznej, bowiem powstał w wyniku akumulacji w osadów będących efektem denudacji przyległych stoków i wysoczyzn w warunkach klimatu peryglacialnego.

#### Warunki geologiczne

Torfowisko Napoleonów położone jest w obrębie rowu tektonicznego Kleszczowa

(Bełchatowa). W sąsiedztwie torfowiska strop utworów podczwartorzędowych zalega na głębokości 120–130 m (Kurkowski, Popielski 1991), a nawet 250 m (Baraniecka 1971a). Ruchy tektoniczne w rowie Kleszczowa zaznaczyły się jeszcze w młodszym czwartorzędzie (Baraniecka 1971b). Powierzchniowa budowa geologiczna obszaru została ukształtowana w trakcie zlodowacenia warty. Powstały wówczas ciągi moren czołowych, zbudowane głównie z piasków i żwirów lodowcowych, oraz piaszczyste osady wodnolodowcowe. Dolina Jeziorki stanowiła drogę odpływu wód proglacialnych. W strefie jej dolnego odcinka oraz sąsiedniej dolinie Kamionki udokumentowane zostały osady jeziorne interglacjału eemskiego (Baraniecka 1971b). W podłożu torfowiska Napoleonów występują osady jeziorne i torfowiskowe interglacjału eemskiego i vistulianu (Goździk 1974). Bezpośrednie podłożo osadów biogenicznych torfowiska stanowią piaski eoliczne późnego vistulianu (Goździk 1974; Balwierz 1980). Wykonano badania geolo-

giczne i litologiczne osadów piaszczystych i mułkowych zalegających poniżej, które akumulowane były w warunkach peryglacialnych plenivistulianu (Goździk inf. ustna). W środkowej części formy osady były deponowane w warunkach basenu o słabym przepływie (Goździk 1974), na terenie którego w późnym vistulianie powstało mokradło. Przegłębienia w obrębie dna misy mogą potwierdzać sugestie o termokrasowej genezie obniżenia (Goździk 1974).

#### Osady biogeniczne

W obrębie złoża Napoleonów nie prowadzono ostatnio badań terenowych. Wykonana w 1958 r. dokumentacja złoża torfu informuje o ponad pięciometrowej warstwie utworów biogenicznych w środkowej i zachodniej części torfowiska, głównie torfów i gytii (Kędziorek 1958). Stwierdzona w trakcie prac geologicznych miąższość osadów biogenicznych nieznacznie przekroczyła 3,0 m (Goździk 1974; Balwierz 1980; Kurkowski, Popielski 1991). W profilach osadów opisano jedynie torf (Balwierz 1980).

Na potrzeby badań palinologicznych pobrano dwa rdzenie osadów położone w bliskiej odległości od centralnej części zbiornika. Analizie pyłkowej poddano cały rdzeń Napoleonów I (0,22–3,21 m). Z drugiego rdzenia (Napoleonów 0) przebadano tylko krótki odcinek (2,29–3,31 m) (Balwierz 1980). Spągową część serii (3,21–3,00 m) stanowił zapiaszczony torf (rys. 44). Diagram pyłkowy wskazał znaczny udział roślin zielnych (ponad 20 % turzycowatych), z dominacją sosny wśród drzew, jak i wyraźnym śladem wierzby i jałowca. Odcinek ten może być korelowany z młodszym dryasem. Powyżej, w warstwie rozłożonego torfu, uwidocznili wzrost sumy pyłku drzew (do ok. 85 % na głębokości 2,61 m), przy wzrastającym udziale pyłku drzew liściastych (leszczyny, dębu czy wiązu). Obniżyła się natomiast suma pyłku roślin zielnych, szczególnie turzyc (z ok. 20 % o ok. 10 %). Odcinek (3,0–2,55 m) skorelowany został z wczesnym holocenem. Nie rozdzielono okresów preborealnego i borealnego. Wycinek rdzenia 2,55–0,85 m powiązano z okresem atlantyckim. W jego niższej części suma pyłku drzew wynosiła około 90 %. Zaznaczyły się dwa epizody ze spadkiem sumy AP (do ok. 70 %). Wynikało to ze zwiększenia udziału turzycowatych, nie ze wzrostu udziału pyłku roślin świadczących o gospodarce ludzkiej. Do okresu subborealnego zaliczono dwie próbki (z głęboko-

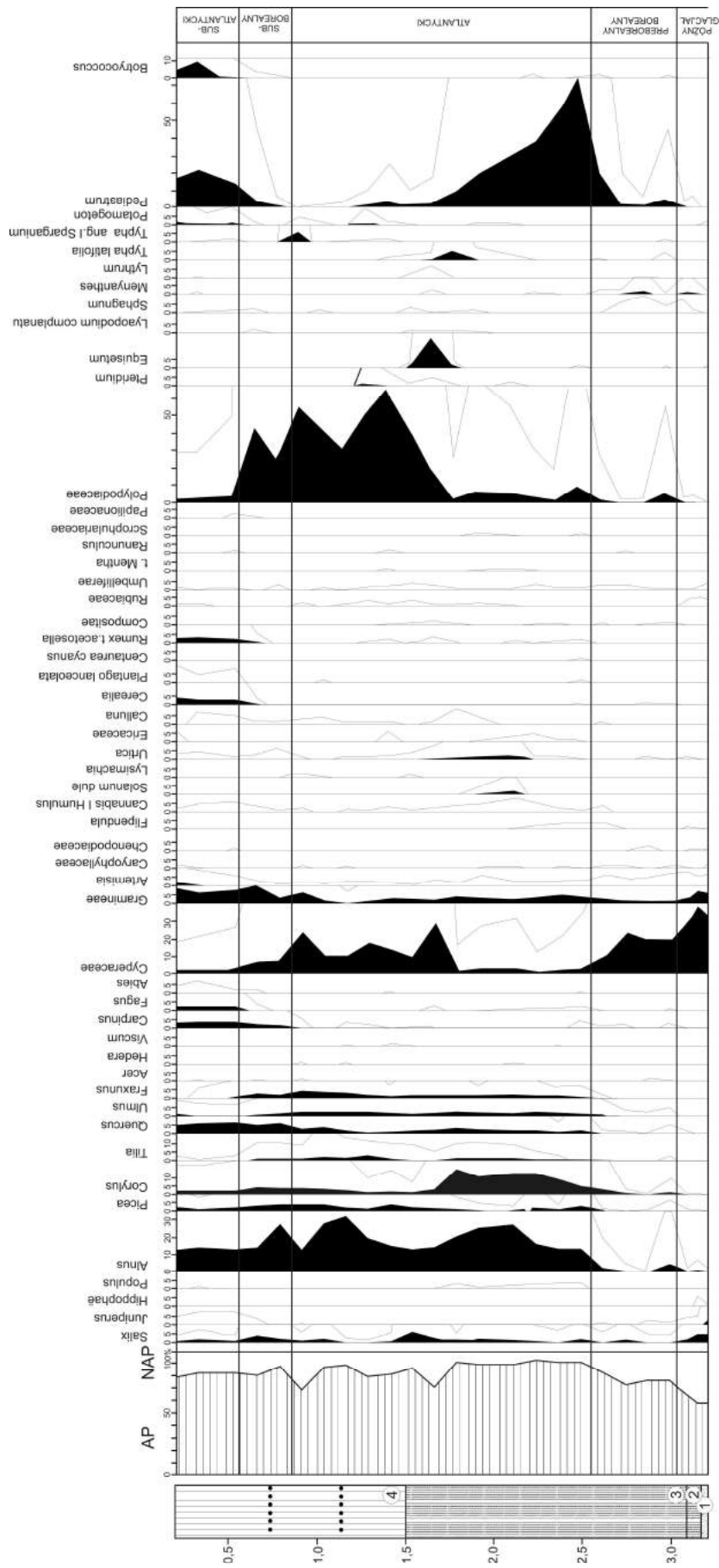
ści 0,79 m i 0,54 m). Przy stosunkowo dużej sumie pyłku drzew (82–87 %), wyraźnie zaznaczył się wzrost udziału pyłku dębu, graba i buka, a także pyłku roślin związanych z gospodarką człowieka. Stropowy odcinek zaliczono do okresu subatlantyckiego. Cechował się wzrostem sumy NAP (do 21 %), związanym głównie ze wzrostem udziału pyłku zbóż, szczawiu i traw. Zaznaczył się też wyraźny wzrost udziału *Pediastrum*, co świadczy o większej wilgotności siedliska.

Torfowisko Napoleonów położone jest w dolinie o glacialnych założeniach, funkcjonującej w vistulianie jako basen denudacyjny o słabym przepływie. Obiekt uznano za torfowisko o położeniu dolinnym, niskie, w centralnej części przejściowe. Misa torfowiska jest prawdopodobnie pochodzenia termokrasowego. Mokradło zasilane było wodami soligenicznymi, w niewielkim stopniu opadowymi. Istniejące w późnym vistulianie jezioro uległo zatorfieniu na przełomie późnego vistulianu i holocenu.

#### Inne torfowiska Kotliny Szczercowskiej i Wysoczyzny Bełchatowskiej

Torfowisko w **Podwódcie** leży na zachód od Bełchatowa ( $\varphi$  51°21'19" N;  $\lambda$  19°14'49" E; rys. 35). Zajmuje rozległe, kotlinowate obniżenie genezy glacialnej, zamknięte wyraźnymi krawędziami, przemodelowanymi w warunkach zimnego klimatu w vistulianie (Forysiak i in. 2011b). W obrębie krawędzi funkcjonują źródła – jedno z najwydajniejszych w regionie łódzkim (Maksymiuk 2011). W środkowej części kotliny znajduje się rozległa wydma, otoczona przez równinę torfową (Gawlik H. 1970; Forysiak i in. 2011b). Geologicznie została rozpoznana jedynie południowa część torfowiska, przylegająca do krawędzi kotliny w Podwódcie. W odległości około 50 m od wspomnianej krawędzi udokumentowano profil osadów biogenicznych (P1) o miąższości 4,70 m. Dominują w nim torfy turzycowe, o zmiennej zawartości materii organicznej (77–92 %), pozbawione węgla wapnia (Forysiak i in. 2011b). Datowanie spągu torfu metodą radiowęglową na  $11\,720 \pm 90$  lat BP (MKL-901) pozwala przyjąć, że zatorfienie tej części kotliny nastąpiło na początku allerödu.

Kompleks torfowisk **Święte Łąki-Lubiec-Przerębiec** zajmuje dno nieczynnej doliny, zlokalizowanej w systemie dolinnym Widawki ( $\varphi$  51°19'04" – 51°23'30" N;  $\lambda$  19°05'13" –



Rys. 44. Torfowisko Napoleonów. Diagram palinologiczny (wg Balwierz 1980)

1 – piasek, 2 – torf zapiaszczony, 3 – torf dobrze rozłożony, 4 – torf słabo rozłożony z wkładkami drewna  
stratygrafia osadów wg Balwierz (1980)

Napoleonów peatland. Pollen diagram (after Balwierz 1980)

1 – sand, 2 – peat with sand, 3 – well decomposed peat, 4 – weakly decomposed peat with inserts of wood  
stratigraphy after Balwierz (1980)

19°10'36" E; rys. 35). Rzeka funkcjonowała w tej formie w plenivistulianie (Gawlik H. 1970). Miąższość osadów biogenicznych, głównie torfów oraz gytii (w postaci nieciągłej warstwy), dochodzi łącznie do 4,0 m (Krasnodębski 1956). Poza wstępną dokumenta-

cją złoża torfów oraz przeglądowym rozpoznaniem miąższości osadów biogenicznych (Malińska 2008), torfowiska tego rozległego kompleksu nie były dotąd szczegółowo badane pod względem geologicznym i paleoekologicznym.

## TORFOWISKA NA RÓWNIPIE PIOTRKOWSKIEJ

### Torfowisko Bęczkowice

#### Położenie

Torfowisko **Bęczkowice** leży w obrębie Równiny Piotrkowskiej ( $\varphi$  51°10'38" – 51°12'11" N;  $\lambda$  19°41'50" – 19°43'41" E), w dolinie Luciąży (rys. 35). Dolina jest lewostronnym dopływem Pilicy. Torfowisko to duży obiekt, zajmujący około 202 ha. Rozdzielone jest przewężeniem i groblą drogową (między Bęczkowicami i Grabowcem) na część południową i północną. Rozciąga się na odcinku około 3,5 km (rys. 45A) i rozszerza nieco ku północy (400–800 m). Współczesna Luciąża przebiega w osiowej części doliny. Poprowadzona jest przez obszar mokradła w sztucznym korycie, ograniczonym wałami. Znaczna część kompleksu to poeksploatacyjne zbiorniki wodne, a część z nich jest na stałe wypełniona wodą. Zbiorniki te są niewielkie (do 0,20 ha), ale na krańcach torfowiska – południowym i północnym – znajdują się duże kompleksy stawów o nieznaczonej głębokości, zajmujące częściowo obniżenia poeksploatacyjne.

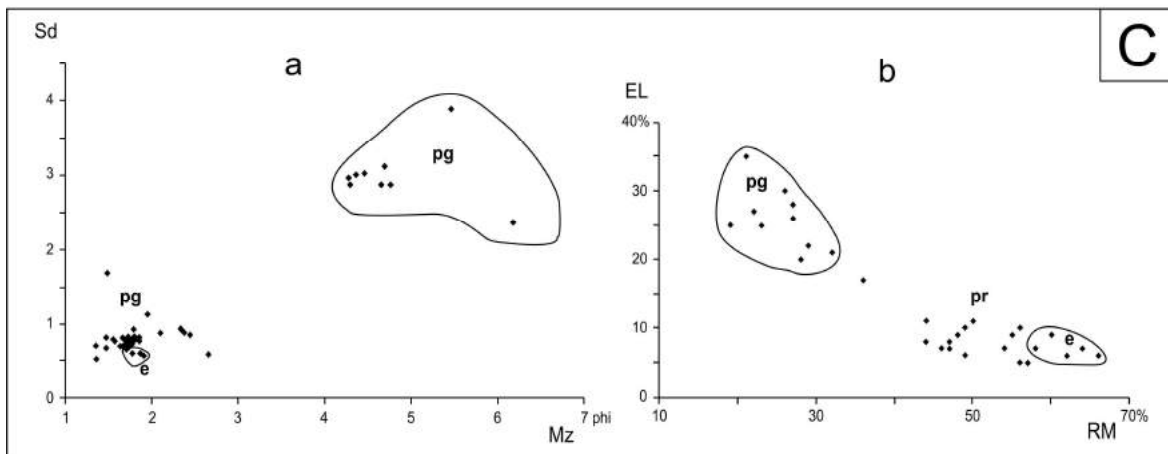
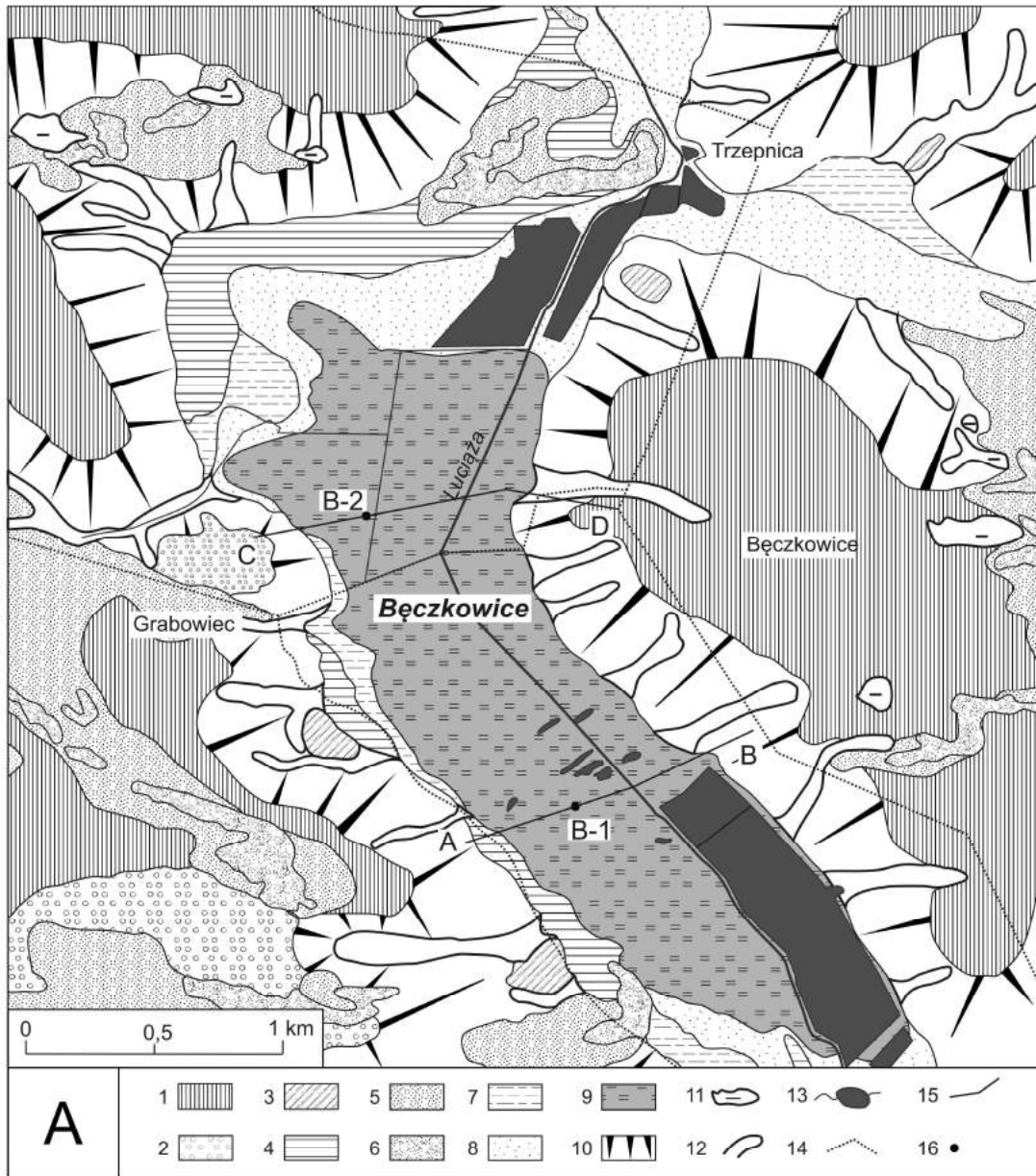
#### Warunki geomorfologiczne

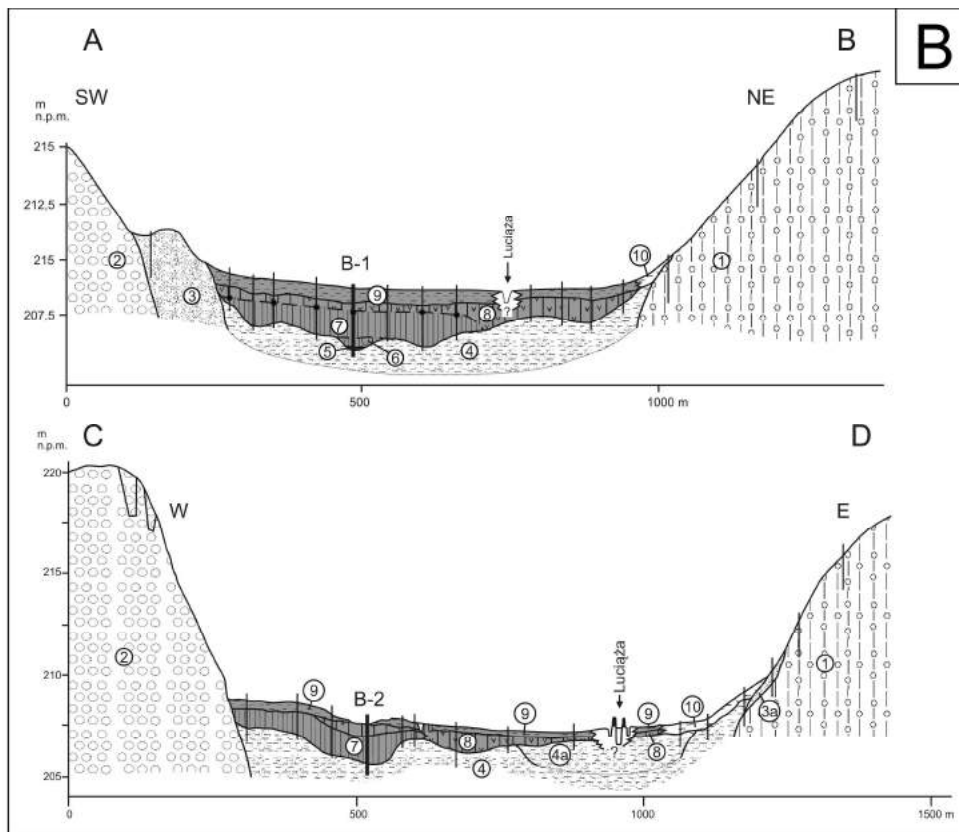
Torfowisko Bęczkowice obejmuje niemal całą szerokość dna doliny. Dolina Luciąży składa się z segmentów włączanych z czasem do systemu rzecznoego. Ma typowy układ rozszerzeń i odcinków przełomowych (Wachecka-Kotkowska 1996, 2004). Torfowisko znajduje się w rozszerzeniu doliny, które kończy się w Trzepnicy, gdzie dno doliny zwęża się do nieco ponad 50 m (rys. 45A). Powierzchnia torfowiska opada ku północy. W południowej części leży ono na wysokości około 210,0 m n.p.m., zaś w północnej – na około 207,6 m n.p.m. W porównaniu z innymi odcinkami doliny Luciąży daje niewielki średni spadek – około 0,007 (Wachecka-Kotkowska 2004). Powyżej dna doliny występują niewielkie fragmenty terasy niskiej, głównie przy zachodnim stoku. Leżą

one około 1,0–1,5 m powyżej zatorfionego dna. Na północ od omawianego torfowiska zlokalizowany jest fragment terasy wysokiej (rys. 45A), położony około 2,5–3 m powyżej poziomu dna doliny. Opisywany odcinek doliny Luciąży ma wyraźnie zaznaczone w morfologii stoki, urozmaicone licznymi dolinami denudacyjnymi. Deniwelacje w obrębie stoków sięgają kilkunastu, a nawet dwudziestu metrów (przy długości do ok. 400 m). Na zachodni stok wkroczyły wydmy i pola piasków eolicznych (m.in. w Grabowcu i Trzepnicy). Wydma w Trzepnicy (o wysokości względnej około 6 m) nadbudowuje terasę nadzalewową, we wspomnianym wcześniej przewężeniu doliny (rys. 45A). Miejscowość Bęczkowice, położona na wschód od doliny Luciąży, zlokalizowana jest w obrębie wysoczyzny morenowej. Po zachodniej stronie doliny występują fragmenty porożcinanej równiny wodnolodowcowej oraz wysoczyzna morenowa (płaska), zbudowana z glin zwałowych i piasków gliniastych (Kurkowski, Popielski 1991; Wachecka-Kotkowska 1996, 2004).

#### Warunki geologiczne

Dolina Luciąży ma charakter poligeniczny (Wachecka-Kotkowska 1996, 2004). Odcinek, w obrębie którego leży torfowisko Bęczkowice, usytuowany jest w strefie rowu tektonicznego Bełchatowa (Kurkowski, Popielski 1991), dlatego czynniki tektoniczne mogły wpływać na jego wykształcenie. Opisywany obszar kształtował się w okresie zlodowaceń środkowopolskich. Wcześniejsze prace sytuowały go poza zasięgiem zlodowacenia warty (m.in. Kurkowski, Popielski 1991; Wachecka-Kotkowska 1996), jednak w ostatnim czasie zasięg ten wyznaczony został na południe od analizowanego obszaru (m.in. Turkowska 2006; Rdzany 2009). Badany odcinek doliny Luciąży funkcjonował jako rynna glacialna w trakcie ostatniego zlodowacenia. Obszary przyległych wysoczyzn zbudowane są z glin zwałowych oraz piasków i żwirów





Rys. 45. Torfowisko Bęczkowice

A. Szkic geomorfologiczny (wg Kurkowski, Popielski 1991, zmienione)

1 – wysoczyzna morenowa, falista; 2 – równina wodnolodowcowa; 3 – pagórki wodnolodowcowe; 4 – terasa wysoka; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wydmy; 7 – terasa niska; 8 – dna dolin; 9 – torfowisko; 10 – stoki; 11 – zagłębienia bezodpływowe; 12 – ważniejsze doliny denudacyjne; 13 – wody; 14 – drogi; 15 – przebieg przekrojów geologicznych AB i CD; 16 – lokalizacja rdzeni B-1 i B-2

B. Przekroje geologiczne AB i CD

złodowacenie warty: 1 – glina zwalowa, 2 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; plenivistulian: 3 – piaski i mułki rzeczne; późny vistulian: 4 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami utworów biogenicznych (4a – bez wkładek biogenicznych), 5 – gytia detrytusowa; późny vistulian/holocen: 6 – torf turzycowy, 7 – torf turzycowo-mszysty, 8 – torf trzcinowy z wkładkami drewna, 9 – torf turzycowiskowy; 10 – mułki deluwialne

C. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych

a – wskaźniki granulometryczne (wg Folka i Warda): Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe

b – obróbka ziaren kwarcu: RM – ziarna okrągłe, matowe, EL – ziarna błyszczące

pg – utwory glaciogeniczne; pr – osady rzeczne; e – piaski eoliczne

#### Bęczkowice peatland

A. Geomorphological sketch (after Kurkowski, Popielski 1991, changed)

1 – undulating morainic plain; 2 – fluvio-glacial plain; 3 – fluvio-glacial hillocks; 4 – high terrace; 5 – aeolian sand sheets; 6 – dunes; 7 – low terrace; 8 – valley bottoms; 9 – peatland; 10 – slopes; 11 – closed depressions; 12 – major denudational valleys; 13 – waters; 14 – roads; 15 – line of geological cross-sections AB and CD; 16 – location of the B-1 and B-2 cores

B. Geological cross-sections AB and CD

Wartian Glaciation: 1 – till, 2 – fluvio-glacial sands and gravels; Pleniweichselian: 3 – fluvial sands and silts; Late Weichselian: 4 – medium- and fine-grained sands with inserts of biogenic deposits (4a – without biogenic inserts), 5 – detrital gyttja; Late Weichselian/Holocene: 6 – sedge peat, 7 – sedge-moss peat, 8 – reed peat with wood inserts, 9 – tall-sedge peat, 10 – deluvial silts

C. Results of analyses of mineral deposits

a – grain-size coefficients (after Folk and Ward): Mz – mean diameter, Sd – standard deviation

b – quartz-grain abrasion: RM – RM – round, mat grains, EL – shiny, glossy grains

pg – glaciogenic deposits; pr – fluvial deposits; e – aeolian sands

lodowcowych, przykrytych częściowo przez piaski wodnolodowcowe. Osady te udokumentowane zostały w dwu odkrywkach, w obrębie zachodniego stoku doliny (rys. 45B, C). Bezpośrednie podłoże utworów biogenicznych stanowią rzeczne piaski drobno- i średnioziarniste, o umiarkowanym wysortowaniu (rys. 45C), zawierające rozdrobniony detrytus roślinny. Ich powstanie związane jest z późnym vistulianem.

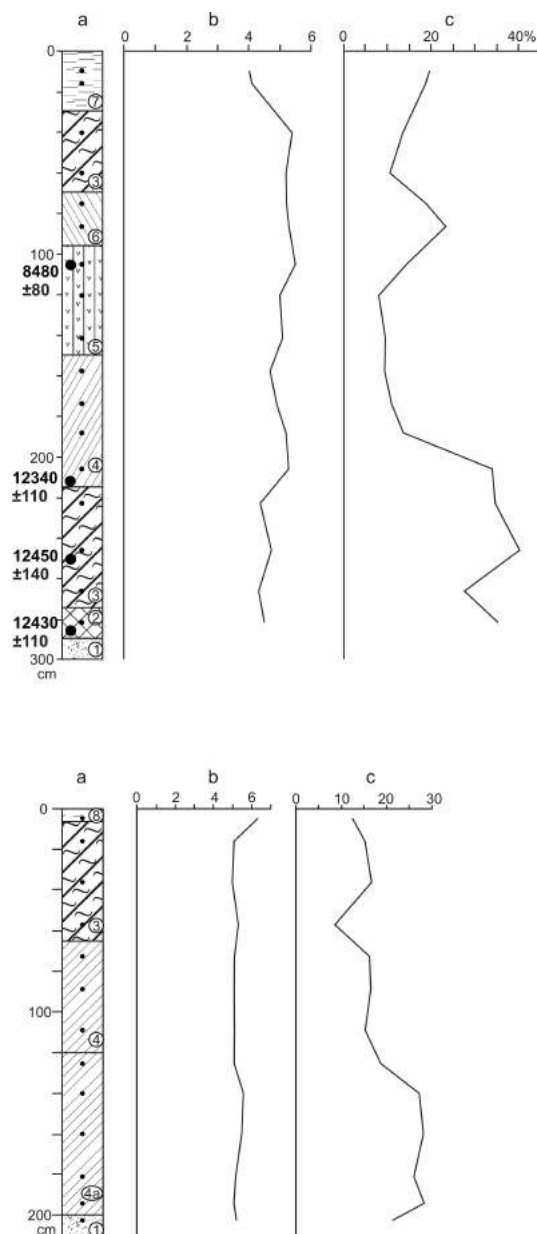
### Osady biogeniczne

Torfowisko Bęczkowice cechuje się niezbyt miąższą serią osadów biogenicznych. Średnio wynosi ona około 1,5 m. Osady te badano pod kątem przydatności do eksploatacji (Łaszek 1960). Określono je jako torf trzcinowy, o niezbyt dużej popielności (średnio 12,2–17,4 %), i zaliczono do złóż o dobrej jakości kopaliny. W południowej części złoża stwierdzono torf trzcinowy, przykryty przez trzcinowo-mszysty, a w części środkowej – przez mszysto-trzcinowy. W części północnej odnotowano ponownie torf trzcinowy (Łaszek 1960). Większą miąższość złoża udokumentowano w osiowej strefie doliny, w południowej części złoża. Osiągnęła ona 2,7–2,9 m (rys. 45B). Ku północy seria osadów biogenicznych stawała się coraz cieńsza (do ok. 1 m). W miejscu tym przebiega droga pomiędzy Bęczkowicami a Grabowcem; rys. 45A). W części północnej osady ponownie wzrosły do 2,0 m.

Na potrzeby analiz pobrano dwa rdzenie: B-1 z części południowej ( $\varphi$  51°11'05,5" N;  $\lambda$  19°42'44,6" E) i B-2 z części północnej ( $\varphi$  51°11'44,3" N;  $\lambda$  19°42'1,8" E). W południowej części, w podłożu osadów biogenicznych, zaznaczyły się dwa niezbyt wyraźne przegłębienia, sięgające poniżej 2,50 m od współczesnej powierzchni. W części wschodniej seria osadów biogenicznych jest cieńsza (do 1,60 m). W profilu rdzenia B-1, pobranego z jednego z przegłębień występują (rys. 46):

– gytia detrytusowa (2,90–2,75 m), w dolnej części silnie piaszczysta; popielność osadu, z głębokości 2,80 m, wynosiła 35,3 %, a wiek radiowęglowy utworu z głębokości 2,82–2,85 m wynosi  $12\,430 \pm 110$  lat BP (MKL-895)

– torf turzycowy (2,75–2,15 m), dość dobrze rozłożony, ze szczątkami trzcin (35–40 %) (Krzętowska 2010); popielność, z powodu licznych wkładek piaszczystych, była znaczna i wyniosła 27,5–40,3 %; wiek próbki torfu, z głębokości 2,50 m, określono na  $12\,450 \pm 140$  lat BP (MKL-617), a więc podobnie jak zalegających wyżej osadów



Rys. 46. Torfowisko Bęczkowice. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profili B-1 i B-2

a – litologia: 1 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami utworów biogenicznych, 2 – gytia detrytusowa, 3 – torf turzycowy, zapiaszczony, 4 – torf turzycowo-mszysty (4a – zapiaszczony), 5 – torf trzcinowy z drewnem, 6 – torf turzycowiskowy, silnie rozłożony, 7 – mursz, 8 – torf torfowcowy; b – stopień rozkładu; c – zawartość materii mineralnej

Bęczkowice peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profiles B-1 and B-2

a – lithology: 1 – medium- and fine-grained sands with inserts of biogenic deposits, 2 – detrital gyttja, 3 – sedge peat with sand, 4 – sedge-moss peat (4a – with sand), 5 – reed peat with wood, 6 – tall-sedge highly decomposed peat, 7 – muck, 8 – *Sphagnum* peat; b – decay degree; c – content of mineral matter

– torf turzycowo-mszysty (2,15–1,50 m; popielność była znacznie niższa (do 9,4 %), obniżył się też stopień rozkładu; datowanie próbki ze spągu (2,12–2,15 m) dało wynik  $12\,340 \pm 110$  lat BP (MKL-894)

– torf trzcinowy (1,50–0,95 m), z udziałem szczątków turzyc i drewna; o znacznym stopniu rozkładu (50–55%) i niskiej popielności

– torf turzycowo-trzcinowy (0,95–0,70 m), silnie rozłożony (65 %), o czarnej barwie i podwyższonej popielności (19–23,4 %) (Krzętowska 2010)

– torf turzycowy (0,70–0,30m), cechujący się niewielkim stopniem rozkładu (30–35 %) i niższą zawartością materii mineralnej (10,7–13,5 %)

– mursz (0,30–0,00 m).

W środkowej części złoża maksymalna miąższość utworów biogenicznych osiągnęła 2,80 m, ale kopalne przegłębienie było wąskie. W zachodniej części złoża położone były wyżej (być może na kopalnej terasie), a w spągu wystąpił duży udział drewna (nawet do 50 % masy). Znaczna była miąższość stropowej warstwy murszu. W kierunku północnym miąższość złoża była mniejsza i w rejonie grobli z drogą spada poniżej jednego metra (jedynie w wąskiej strefie, na zachód od obecnego koryta, rzeki było to 130 cm).

W północnej części złoża miąższość osadów biogenicznych osiąga 2,00 m. Osady pobrane w profilu B-2 wykazały odmienną sekwencję niż w omówionym B-1 (rys. 46). Warstwa torfu turzycowo-mszystego (1,20–2,00 m) zalega bezpośrednio na piaszczystym podłożu i cechuje się znaczną popielnością (do 28,3 %). Torf turzycowo-mszysty stwierdzono do głębokości 0,65 m i wykazuje znaczny stopień rozkładu (do 50 %). Wyżej znajdował się torf turzycowy, o typowej zawartości materii mineralnej (8,8–16,9 %), ale stosunkowo wysokim stopniem rozkładu (40–55 %). Stropową warstwę w profilu B-2 stanowi cienka, pięciocentymetrowa warstwa słabo rozłożonego torfu sfagnowego. Jego występowanie można powiązać z efektem wtórnej sukcesji, spowodowanej zaburzeniem naturalnej gospodarki wodnej torfowiska.

Wstępny, uproszczony diagram pyłkowy osadów rdzenia B-1, wykonany przez M. Obremską, obejmował około 2,0 m profilu osadów (rys. 47). W spągowym odcinku profilu (2,90–2,60 m) znaczny był udział roślin zielnych (do 15 %), pyłku roślin wilgotnych siedlisk oraz roślin wodnych i glonów *Pediastrum*. Najwyższy w całym profilu był udział turzyc. Powyżej uwidocznił się

spadek udziału roślin zielnych (nawet do 5 %), niższy był też odsetek pyłku roślin siedlisk wilgotnych i turzycowatych. Odcinek ten skorelowano z okresem böllingu, co potwierdzają cytowane powyżej wyniki datowania osadów. Odcinek profilu z głębokości 2,40–2,15 m wskazał znaczny spadek sumy pyłku drzew, wahania udziału pyłku turzycowatych i roślin siedlisk wilgotnych (przy braku roślin wodnych i minimalnej frekwencji glonów). Wstępnie skorelowano go z ochłodzeniem starszego dryasu. Kolejna warstwa, z niższym udziałem pyłku roślin zielnych, roślin wodnych i zielenic *Pediastrum*, powstała w okresie ocieplenia alleröd (rys. 47). Na głębokości 2,00–1,80 m ponownie zmniejszył się udział pyłku drzew oraz odsetek roślin siedlisk wilgotnych oraz turzyc. Skorelowano go z ochłodzeniem młodszego dryasu. W wyższej części profilu (1,80–0,90 m) stwierdzono niewielki udział roślin zielnych, przy wysokim udziale pyłku roślin siedlisk wilgotnych i początkowo wysokim, ale spadającym, udziale turzycowatych. Tę część profilu pyłkowego powiązano z wczesnym holocenem (okresem preborealnym). W górnej części profilu zachował się fragmentaryczny zapis mezoholocenu i być może neoholocenu.

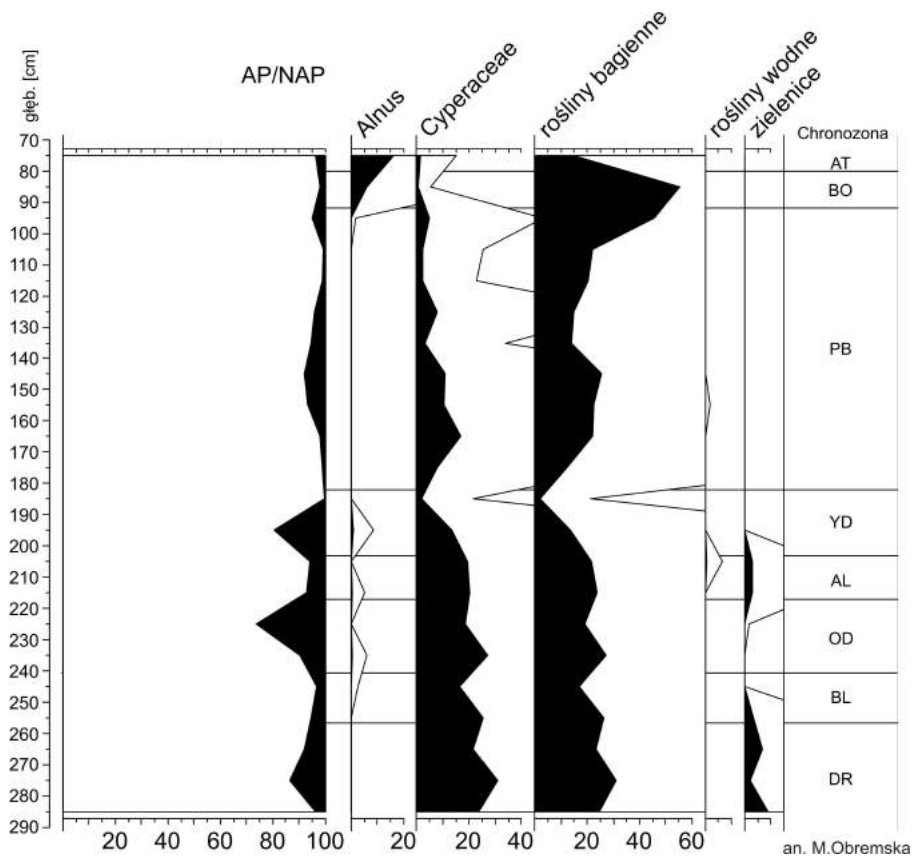
Torfowisko Bęczkowice zostało dobrze rozpoznane. Poza pracami geologicznymi, geomorfologicznymi, hydrologicznymi i botanicznymi wykonano dla jego osadów analizy paleobotaniczne i paleozoologiczne (rys. 48), określono cechy geochemiczne i fizykochemiczne oraz ich wiek. Badania przeprowadzone zostały w latach 2008–2011. Jest torfowiskiem niskim, z płatami przejściowego, o położeniu dolinnym. Obiekt zasilany był wodami soligenicznymi, częściowo fluwioogenicznymi i opadowymi. Przegłębienia w obrębie dna doliny stały się zbiornikami akumulacji jeziornej już na początku późnego vistulianu, a następnie uległy zatorfieniu wraz z całą powierzchnią dna doliny. Sedentacja torfu została przerwana na początku okresu atlantyckiego, zaś ponowne wkroczenie torfowiska nastąpiło w okresie subatlantyckim.

## Torfowisko Czarny Ług

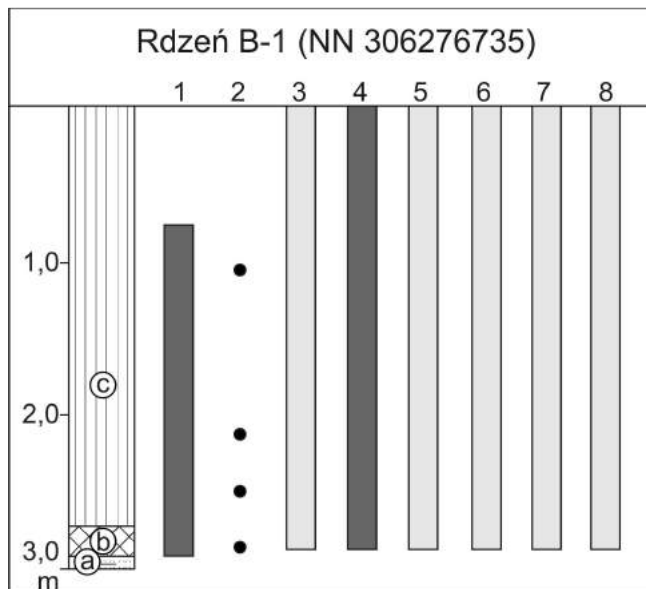
### Położenie

Torfowisko **Czarny Ług** położone jest około 8 km na południowy zachód od centrum Tomaszowa Mazowieckiego ( $\varphi$  51°28'28" N;  $\lambda$  19°55'54" E), na zachód od doliny Pilicy (rys.





Rys. 47. Torfowisko Bęczkowice. Uproszczony diagram pyłkowy  
Bęczkowice peatland. Simplified pollen diagram



Rys. 48. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych

litologia: a – piaski z materiałem organicznym, b – gytja, c – torf  
wykonane badania: 1 – analiza palinologiczna, 2 – datowania radiowęglowe, 3 – analiza makroszczątków roślinnych, 4 – oznaczenia podstawowych parametrów fizykochemicznych (zawartość materii organicznej, zawartość węglanów, odczyn, przewodność, stopień rozkładu), 5 – analiza kopalnych okrzemek, 6 – analiza kopalnych wioślarek, 7 – analiza kopalnych muchówek, 8 – analiza geochemiczna  
kolorem ciemnoszarym oznaczono publikowane wyniki analiz, kolorem jasnoszarym niepublikowane

Bęczkowice. Results of analyses of biogenic deposits

lithology: a – sand with organic material, b – gyttja, c – peat  
analyses: 1 – pollen analysis, 2 – radiocarbon datings, 3 – macrofossils, 4 – basic physical and chemical parameters (content of organic matter,  $\text{CaCO}_3$  content, pH, conductivity, decay degree), 5 – fossil Diatom, 6 – fossil Cladocera, 7 – fossil Chironomidae, 8 – geochemical analysis  
dark grey colour indicates the published results, light grey colour indicates unpublished results of analyses

35). Obecnie dolina Pilicy w sąsiedztwie torfowiska zajęta jest przez wody zbiornika Sulejowskiego. Lustro wody zbiornika, przy maksymalnym poziomie piętrzenia, położone jest na wysokości około 167 m n.p.m., a więc ponad dwadzieścia metrów poniżej powierzchni torfowiska Czarny Ług. Jest to niewielkie torfowisko, o powierzchni około 2,5 ha. Zostało objęte ochroną prawną jako rezerwat torfowiskowy (Żurek 2006).

#### Warunki geomorfologiczne

Równina Piotrkowska, w otoczeniu torfowiska Czarny Ług, charakteryzuje się niewielkim zróżnicowaniem wysokości względnych. Torfowisko znajduje się w płytkim obniżeniu, ukształtowanym w obrębie pola piasków eolicznych i otoczonym przez niewielkie pagórki wydmore (rys. 49A). Powierzchnia torfowiska, położona na wysokości około 188 m n.p.m., jest niemal płaska (niwelacja wykazała różnice w położeniu powierzchni torfowiska, które nie przekroczyły 5 cm), zaś występujące w otoczeniu wydmy mają wysokość kilku metrów (do 192,6 m n.p.m.). Wysoczyzna morenowa i równina wodnolodowcowa, stanowiące dalsze zaplecze obniżenia (Brzeziński H. 1990), leżą na wysokości około 185–195 m n.p.m. Jest ona porożciniana przez płytkie dolinki denudacyjne i nadbudowana przez wydmy. Powierzchnia lekko opada ku wschodowi, a stosunkowo płaski teren przechodzi w stok doliny Pilicy. Stok ma wysokość kilkunastu metrów i rozcięty jest przez dolinki denudacyjne, nawiązujące do powierzchni terasowych doliny Pilicy. Zachodnie, górne odcinki dolinek, znajdują się w pobliżu misy torfowiska. Wyraźny spadek terenu zaznacza się dopiero w odległości około dwóch kilometrów na zachód i północ od torfowiska Czarny Ług, gdzie znajdują się stoki doliny Wolbórki. Torfowisko Czarny Ług zlokalizowane jest więc w strefie lokalnego wododziału.

#### Warunki geologiczne

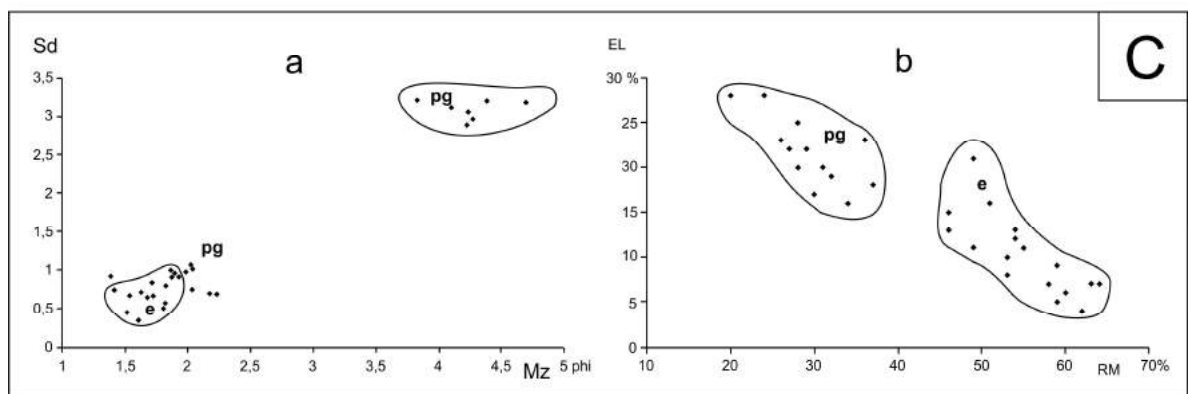
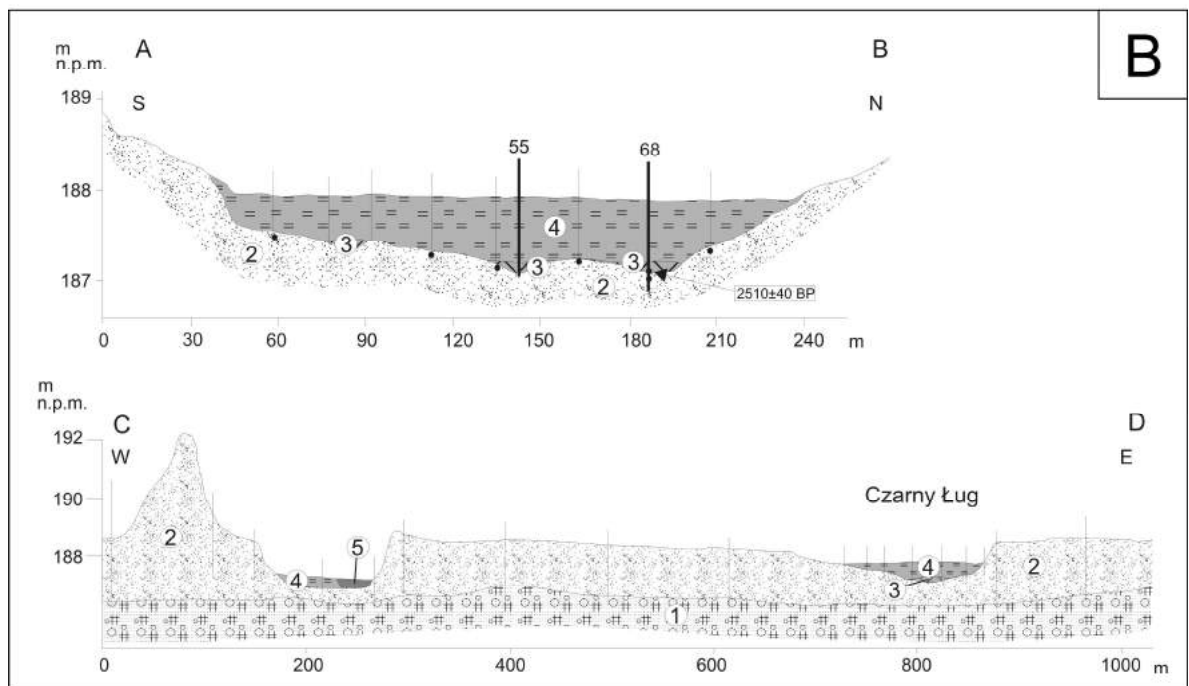
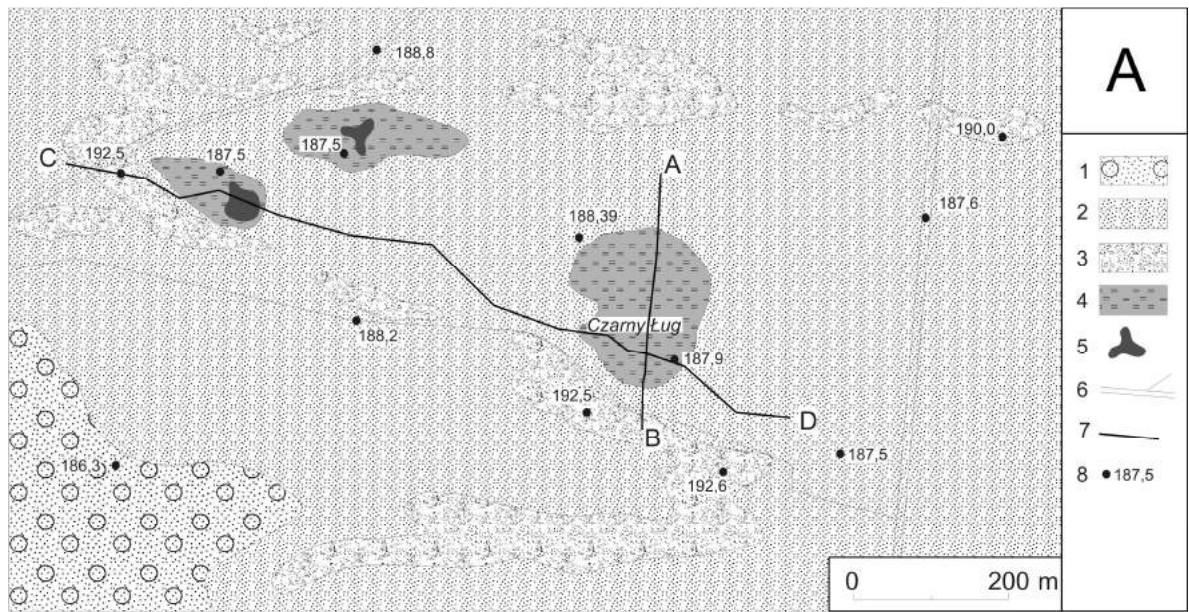
Wśród osadów czwartorzędowych otoczenia torfowiska Czarny Ług dominują warciańskie utwory polodowcowe, z dwoma pokładami glin zwałowych (Brzeziński H. 1990, 1992; Turkowska 2006). Przypowierzchniowy pokład gliny ma grubość od 4–10 m i nieznacznie opada ku wschodowi (Brzeziński H. 1990). Na południowy zachód od torfowiska na glinie zwałowej zalegają płyty piasków i żwirów wodnolodowcowych, powstałe w okresie zlodowace-

nia warty (rys. 49B). W sąsiedztwie torfowiska stropowa partia pokładu gliny jest całkowicie odwapniona, a na jej kontakcie z wyżej leżącymi piaskami eolicznymi stwierdza się nieciągly poziom kamienisty. Seria piasków eolicznych ma zmienną miąższość – od kilkudziesięciu centymetrów do 4–5 m w obrębie wydmy. Jest to piasek o dominacji frakcji drobnoziarnistej i dobrym wysortowaniu. Analiza obróbki ziaren kwarcu wykazała przewagę ziaren kształtowanych w transporcie eolicznym (56–64 %), przy niewielkim udziale ziaren błyszczących (rys. 49C).

#### Osady biogeniczne

W obrębie torfowiska Czarny Ług udokumentowane zostały torfy i cienka, nieciągła warstwa gytii detrytusowej. Miąższość osadów biogenicznych jest niewielka, średnio około 0,50 m, a środkowej części osiąga 0,85 m. Dno obniżenia ma dość regularny, misowaty kształt, z przesuniętą ku wschodowi głębszą częścią. W punktach dokumentacyjnych 55 i 68 (rys. 49A, B) pobrano rdzenie osadów. W profilu 68, bezpośrednio na piasku zawierającym szczątki roślinne, wystąpiła cienka, około pięciocentymetrowa, warstwa gytii detrytusowej. Ponad gytia zalegał pokład torfu wysokiego, mszarnego, o miąższości 0,80 m. Wykonano analizę makroszczątków roślinnych trzech próbek torfu z tego profilu (Kloss 2009). W próbce z głębokości 0,65–0,75 m stwierdzono torf wełniankowo-torfowcowy, spiaszczony i silniej rozłożony (dominacja *Eriophorum vaginatum* i *Sphagnum fallax*). Na głębokości 0,45–0,55 m zalegał torf torfowcowy, dolinkowy (dominacja szczątków *Sphagnum fallax* i *Sphagnum cuspidatum*), podobnie na głębokości 0,1–0,25 m (przewaga *Sphagnum cuspidatum* nad *Sphagnum fallax*). Ze spągu profilu 68 wykonano oznaczenie wieku osadu, które dało wynik  $2510 \pm 70$  lat BP (MKL-212). W profilu 55, na gytii detrytusowej, zawierającej około 80 % materii organicznej (rys. 50), zalegał torf mszarny (od 0,65 m do powierzchni). Zawartość substancji mineralnej wahała się od kilku do kilkunastu procent. Utwór wykazał średni stopień rozkładu, niski odczyn utworu (3–5), potwierdza dominację ombrogenicznego zasilania siedliska.

Badania geomorfologiczne i paleoekologiczne torfowiska Czarny Ług pozwoliły zaliczyć je do torfowisk wysokich, położonych w strefie wysoczyzn przykrytych formami eolicznymi. Obiekt zasilany był wodami opadowymi. Zatorfienie płytkiej misy nastąpiło na początku okresu subatlantyckiego.



Rys. 49. Torfowisko Czarny Ług

A. Szkic geomorfologiczny

1 – równina wodnolodowcowa; 2 – pola piasków eolicznych; 3 – wydmy; 4 – torfowisko; 5 – zbiorniki poeksploatacyjne; 6 – drogi; 7 – linie przekrojów geologicznych AB i CD; 8 – punkty wysokościowe

B. Przekroje geologiczne AB i CD

złodowacenie warty: 1 – glina zwałowa; późny vistulian/holocen: 2 – piaski eoliczne; holocen: 3 – gytja, 4 – torf mszarny; 5 – woda

C. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych

a – wskaźniki granulometryczne (wg Folka i Warda): Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe

b – obróbka ziaren kwarcu: RM – ziarna okrągłe, matowe, EL – ziarna błyszczące

pg – utwory glaciogeniczne; e – piaski eoliczne

Czarny Ług peatland

A. Geomorphological sketch

1 – fluvioglacial plain; 2 – aeolian sand sheets; 3 – dunes; 4 – peatland; 5 – postexploitation basins; 6 – roads; 7 – lines of cross-sections AB and CD; 8 – height spots

B. Geological cross-sections AB and CD

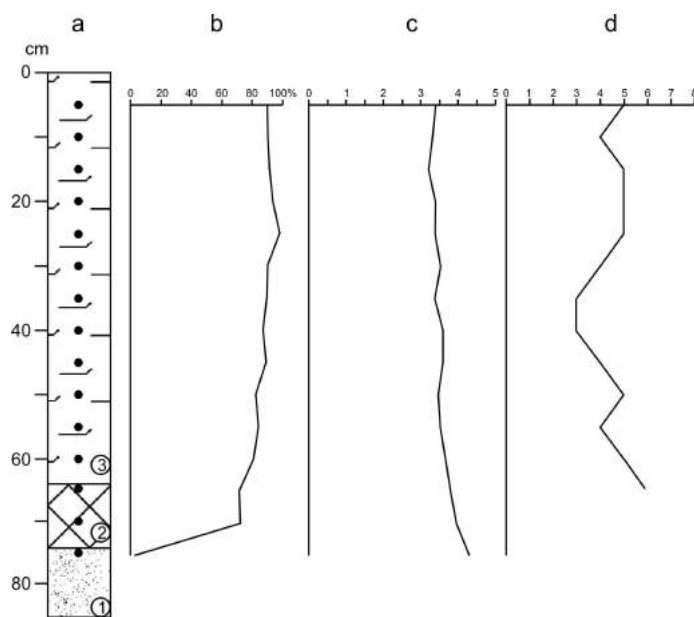
Wartian Glaciation: 1 – till; Late Weichselian/Holocene: 2 – aeolian sands; Holocene: 3 – gytja, 4 – *Sphagnum* peat; 5 – water

C. Results of analyses of mineral deposits

a – grain-size coefficients (after Folk and Ward): Mz – mean diameter, Sd – standard deviation

b – quartz-grain abrasion: RM – RM – round, mat grains, EL – dull, glossy grains

pg – glaciogenic deposits; e – aeolian sands



Rys. 50. Torfowisko Czarny Ług. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu 55

a – litologia: 1 – piaski eoliczne, 2 – gytja detrytusowa, 3 – torf mszarny (wysoki);

b – zawartość materii organicznej; c – odczyn; d – stopień rozkładu

Czarny Ług peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile 55

a – lithology: 1 – aeolian sands, 2 – detrital gytja, 3 – bog moss peat;

b – content of organic matter; c – pH; d – decay degree

## Inne torfowiska Równiny Piotrkowskiej

Torfowisko, określone nazwą **Świątniki**, znajduje się na południowy wschód od Łodzi ( $\varphi$  51°31'49" N;  $\lambda$  19°47'34" E) (rys. 35). Zajmuje niemal całe dno doliny Wolbórki, na odcinku między Raciborowicami a Wolborzem. Zostało udokumentowane za pomocą sond ręcznych w miejscowości Świątniki, w ramach prac geologicznych i geomorfologicznych prowadzonych w dolinach rzecznych na Wyżynie Łódzkiej (Turkowska 1988). Złoże torfu ma szerokość około 500 m, a jego miąższość jest niewielka (ok. 1,5–1,7 m). Torfy zalegają bezpośrednio na piaskach różnoziarnistych z domieszką żwirów (zawierającymi wkładki materiału roślinnego), złożonych na początku holo-

cenu przez rzekę meandrującą (Turkowska 1988). Stwierdzona seria torfów wykazała dwudzielność. Część dolna powstała we wczesnym holocenie, co potwierdza wynik datowania spągowej partii serii torfu ( $9570 \pm 100$  lat BP – Gd 1702) oraz ekspertyza palinologiczna wykonana w stanowisku Świątniki IV przez Z. Balwierz (Turkowska 1988). Część górną (zalegającą od głębokości 1,35 m do powierzchni terenu) skorelowano z okresem subatlantyckim. Rozwój torfowiska w okresie subatlantyckim, kiedy zajęło całą szerokość dna doliny, wynikał ze zmian klimatycznych i wzrastającej presji gospodarczej człowieka (zwłaszcza w średniowieczu i czasach nowożytnych). Omawiane torfowisko funkcjonowało do połowy XX w., kiedy dokonano regulacji koryta Wolbórki oraz melioracji dna doliny i przekształcono je w łąki.

## ZRÓŻNICOWANIE MORFOGENETYCZNE TORFOWISK REGIONU ŁÓDZKIEGO I JEGO ZNACZENIE DLA PRZEBIEGU AKUMULACJI OSADÓW BIOGENICZNYCH

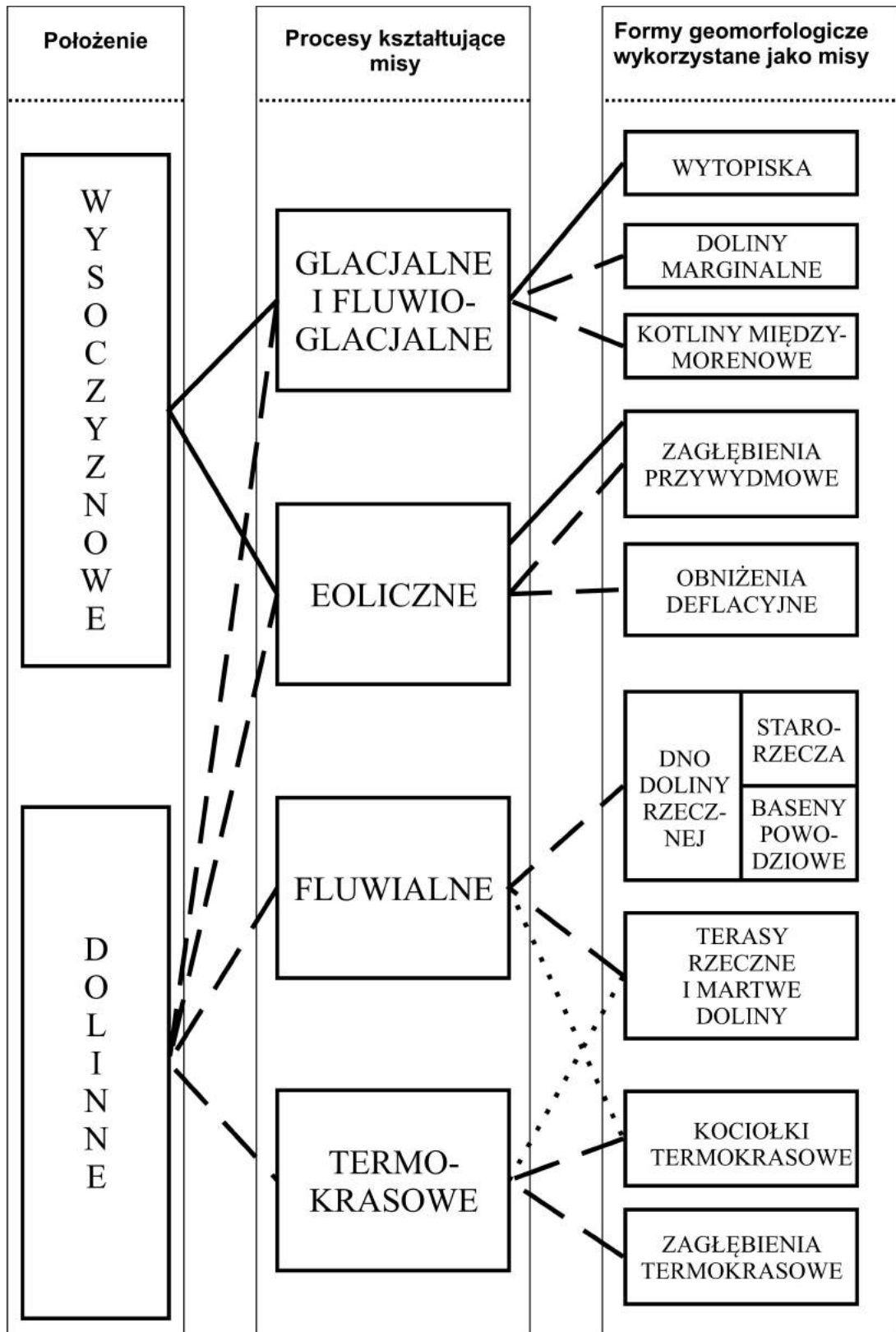
### ZRÓŻNICOWANIE GENETYCZNE MIS TORFOWISK REGIONU ŁÓDZKIEGO

Zebrany materiał dokumentacyjny ukazał znaczne zróżnicowanie budowy geologicznej i geomorfologii mis torfowisk w regionie łódzkim. Wyraźna jest stratygraficzna oraz litologiczna niejednorodność udokumentowanych utworów. W niniejszej pracy pogrupowano analizowane obiekty według ich położenia geomorfologicznego oraz pochodzenia form rzeźby. Nawiązano do podstawowego kryterium porządkującego obraz ukształtowania terenu regionu łódzkiego, przyjętego na mapie morfogenetycznej (Dylik 1948) oraz na mapie geomorfologicznej (Turkowska 2006) i wydzielono strefy wysoczyznowe i dolinne. Założono, że obraz rzeźby w strefie wysoczyznowej kształtowany był poprzez procesy morfogenezy glacialnej (zlodowacenie warciańskie), zaś rzeźba w strefie dolinnej została uformowana w poprzez procesy morfologiczne w warunkach klimatu umiarkowanego i zimnego (postglacialne). Przyjmując ten podział dla mis badanych torfowisk, można mówić o ich położeniu wysoczyznowym lub dolinnym (rys. 51). O zróżnicowaniu form rzeźby w tych dwóch strefach decydowały procesy geomorfologiczne, działające od czasu pobytu ostatniego lądolodu do współczesności. Do najważniejszych procesów zaliczono: glacialne, fluwioglacjalne, stokowe, eoliczne, termokrasowe i fluwialne. Efektem ich działania jest duża różnorodność form rzeźby regionu łódzkiego oraz ich poligeniczność. Możliwe jest jednak wskazanie procesu, który zadecydował o powstaniu misy torfowiska, a jego rezultaty nie zostały w większym stopniu zmienione przed rozpoczęciem akumulacji biogenicznej.

Misy ukształtowane przez procesy glacialne i fluwioglacjalne położone są w obszarach wysoczyznowych i dolinnych. W obrębie form wytopiskowych, w obszarach wysoczyzn, zlokalizowane są nieliczne torfowiska. Jedynym w regionie, dobrze udokumentowanym tego typu obiektem, z miąższą serią biogeniczną, jest torfowisko Żabieniec. Doliny marginalne w większości zostały włączone do postglacialnych systemów rzecznych. Pozostały jednak

odcinki, które w okresie vistulianu zostały przekształcane przez procesy poprzeczne i wypełnione osadami stokowymi, eolicznymi oraz fluwioperyglacialnymi (w przypadku okresowego przepływu wód). Zachowały się w nich fragmenty obniżeń, które uległy zatorfieniu w późnym vistulianie. Również w kotlinach o glacialnych założeniach, które nie zostały całkowicie wypełnione osadami stokowymi w okresie schyłku zlodowacenia warty i w vistulianie, mogły powstać współczesne torfowiska. Dlatego misy torfowisk zaliczono do grupy form ukształtowanych przez procesy glacialne i fluwioglacjalne, pomimo, iż mają dna wysłane utworami młodszymi. Niemniej jednak możliwości zasilania i utrzymywania się korzystnych warunków wodnych zawdzięczają pierwotnym cechom geomorfologicznym i geologicznym.

Formy zagłębień, powstałe w skutek procesów eolicznych jako misy współczesnych torfowisk, znajdują się w położeniu wysoczyznowym oraz dolinnym (rys. 51). Wiele spośród nich ukształtowanych zostało poprzez procesy fluwialne lub denudacyjne, ale miały wówczas postać form otwartych. Ich zamknięcie, do postaci zagłębień bezodpływowych, nastąpiło w wyniku działania transportu eolicznego piasków i ich akumulacji w postaci pokryw i wydm. Przykładami zatorfionych zagłębień przywydmowych są stosunkowo rozległe torfowiska Rąbień i Silne Błoto, jak również małe obiekty: Czarny Ług, Niedźwiadne i Podgórze. Zamknięcie zagłębienia przez formy eoliczne nastąpiło (w większości przypadków) w trakcie faz wydmotwórczych późnego vistulianu oraz w neholocenie. Bezodpływowe obniżenia zajęte przez współczesne torfowiska, położone w sąsiedztwie form eolicznych, bardzo rzadko powstawały w wyniku działalności deflacyjnej. Spośród analizowanych obiektów tylko forma torfowiska Światonia ukształtowana została w ten sposób, ale bezpośrednią przyczyną uruchomienia procesu wywiewania materiału piaszczystego było antropogeniczne zniszczenie pokrywy leśnej w neholocenie.



Rys. 51. Podział morfogenetyczny torfowisk regionu łódzkiego  
Morphogenetic division of peatlands of the Łódź Region

W obszarze objętym badaniami, podobnie jak w całej strefie staroglacjalnej, dominują torfowiska o położeniu dolinnym. Najliczniejszą grupę stanowią misy ukształtowane przez procesy fluwialne. Wynika to ze stopnia rozwoju sieci rzecznej w tej strefie morfogenetycznej oraz z dużej ilości obniżen powstających w obrębie dolin i zajmujących dogodnie położenie w stosunku do poziomów wód gruntowych. Torfowiska występują w obrębie aktywnych den dolin rzecznych, na terasach nadzalewowych oraz w martwych dolinach rzecznych, a więc w formach wyłączonych z współczesnej aktywności fluwialnej (najczęściej w wyniku zmian układu rzek oraz rozcinania den dolin i morfologicznym powstawaniu teras rzecznych w późnym vistulianie). Torfowiska w aktywnych dolinach rzecznych zajmują najczęściej fragmenty odciętych koryt rzecznych (m.in. Korzeń, Polesie), baseny powodziowe (Bartochów, Czarny Las), rzadziej – zabagnione dna dolin na całej ich szerokości (Bęczkowice, Świątniki). Mokradła powstałe w obrębie form fluwialnych, wyłączonych z aktywności rzecznej, zajmować mogą podobne zagłębienia jak w dolinach aktywnych: starorzecza i baseny powodziowe (Ługi, Józefka) oraz całe dna dolin (Święte Łąki-Lubiec-Przerębiec). Wśród form ukształtowanych przez procesy fluwialne ważną jest różnica wieku; formy w martwych częściach dolin powstały w późnym vistulianie (od jego początku), zaś formy w dolinach aktywnych były kształtowane od przełomu późnego vistulianu i holocenu aż do współczesności.

Dla powstania mis współczesnych torfowisk bardzo istotne były procesy termokrasowe (aktywne w późnym vistulianie). Doprowadziły one do uformowania wielu zagłębien bezodpływowych oraz dolnych odcinków rozległych dolin denudacyjnych czy słaboprzepływowych obniżen. Zagłębienia o genezie termokrasowej powstały w wyniku wytopiania lodu segregacyjnego i szczelinowego w późnym vistulianie. Lody te powstawały w okresie plenivistulianu i były sukcesywnie przykrywane przez utwory mineralne (por. Goździk, Konecka-Betley 1992a). Wytopianie lodów w okresie późnego vistulianu powodowało stopniowe osiadanie osadów mineralnych i tworzenie zagłębien. Część z nich uzyskała postać bezodpływową, a ich zatorfienie nastąpiło na przełomie najstarszego dryasu i böllingu (Goździk, Konec-

ka-Betley 1992a, b; Forysiak i in. 2010c). Ulegając dalszemu pogłębieniu, mogły stać się zbiornikami jeziornymi, zajęte przez torfowiska na początku holocenu. Obniżenia termokrasowe występować mogą zarówno na terasach nadzalewowych dolin rzecznych (np. torfowisko Ner-Zawada), w obrębie den martwych dolin rzecznych oraz w rozległych dolinach, odwadnianych współcześnie przez niewielkie ciek (np. dolina Świętojanki: Goździk, Konecka-Betley 1992a, Goździk, Skórzak 2011; dolina Jeziorki: torfowisko Napoleonów: Goździk 1974). Wydzielone dwa rodzaje form genezy termokrasowej różnią się przede wszystkim rozmiarami (rys. 51). Kociołki są niewielkimi, ale stosunkowo głębokimi zagłębieniami, powstałymi w miejscu lokalnych nagromadzeń masy lodu o znacznej miąższości. Drugi rodzaj to rozległe, basenowate obniżenia kilkusetmetrowych rozmiarów, stosunkowo płytkie, z urozmaiconą konfiguracją dna.

Należy podkreślić, iż na badanym obszarze wiele mis powstało w obrębie form poligenicznych. Ich usytuowanie w zaproponowanym schemacie (rys. 51) wynika z procesu, który doprowadził do ostatecznego uformowania zagłębien, dając możliwość akumulacji osadów biogenicznych. W wielu przypadkach początek gromadzenia osadów biogenicznych nastąpił bezpośrednio po ukształtowaniu misy, lecz w innych zdarzenia te oddzielone były większymi odcinkami czasu, trudnymi do precyzyjnego określenia.

Inspiracją dla przedstawionego schematu zróżnicowania genetycznego mis torfowisk regionu łódzkiego były opisane w literaturze przedmiotu klasyfikacje Tamošaitisa (1965) i Żurka (1990a). Genetyczna klasyfikacja mis torfowiskowych zaproponowana przez Tamošaitisa (1965), poza misami pochodzenia glaciogenicznego, fluwialnego czy eolicznego, zawiera szerszy zakres typów i podtypów mis, które nie występują w środkowej Polsce (m.in. genezy morskiej, krasowej lub kilka podtypów mis genezy glacialnej). W pracach Żurka (1990a, 2005, 2011), opartych na badaniach torfowisk wschodniej części strefy staroglacjalnej Polski, podkreślone są relacje pomiędzy rzeźbą terenu a sposobami zasilania torfowisk, dających w konsekwencji różne rodzaje utworów biogenicznych.



## ETAPY ROZWOJU TORFOWISK W REGIONIE ŁÓDZKIM

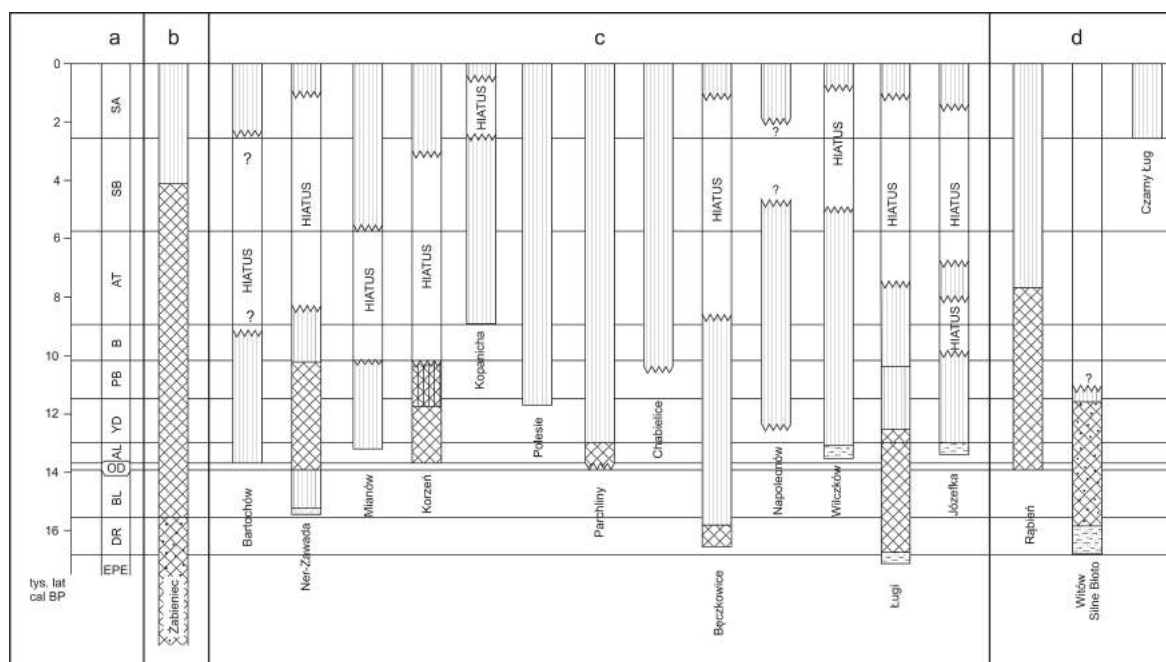
Rozwój torfowisk na określonym obszarze wynika z czynników klimatycznych, geologicznych, geomorfologicznych, hydrologicznych oraz botanicznych. Zróżnicowanie warunków klimatycznych na obszarze regionu łódzkiego jest niewielkie, zbliżone są więc potencjalne warunki dla rozwoju roślinności siedlisk wilgotnych i wodnych w rozpatrywanym okresie. Wyraźne są jednak różnice w ukształtowaniu zbiorowisk roślinnych na torfowiskach, a w konsekwencji do zróżnicowane w skali regionu wykształcenie odkładających się osadów biogenicznych. Jest to skutkiem zróżnicowania procesów geomorfologicznych i geologicznych, jakie zachodziły na badanym obszarze. Tak więc zestawienie jednorodnego modelu rozwoju torfowisk dla regionu nie jest możliwe. Przykładem modelu rozwoju torfowisk jest zaproponowany przez Żurka (1990a) schemat bazujący na torfowiskach pradoliny Biebrzy. Dotyczy on jednak obszaru o jednorodnych cechach geomorfologicznych. Zakłada istnienie 7 faz rozwojowych, uwarunkowanych głównie czynnikami hydroklimatycznymi. Etapy rozwoju torfowisk w dolinach okolic Łodzi są tylko częściowo zbieżne ze schematem dla pradoliny Biebrzy (Żurek 1990a), głównie co do granic czasowych i niektórych trendów zmian hydrologicznych.

Opisane powyżej zróżnicowanie mis torfowisk, w zależności od położenia (wysoczyznowego lub dolinnego) oraz procesów kształtujących ich misy (glacjalnych, fluwioglacjalnych, eolicznych, fluwialnych i termokrasowych), w znacznym stopniu odzwierciedla drogę rozwoju mokradeł, powstałych w formach zaliczonych do tych grup genetycznych. Spośród kilkunastu zbadanych torfowisk trudno wskazać obiekty o identycznym przebiegu rozwoju paleogeograficznego i paleoekologicznego. Dokonując niezbędnego uogólnienia, wypracowano cztery schematy rozwoju torfowisk w regionie, charakterystyczne dla czterech grup zbiorników:

- położonych w strefie wysoczyzn, o pochodzeniu glacjalnym
- pochodzenia eolicznego
- położonych w dnach aktywnych dolin rzecznych
- położonych w martwych dolinach.

Rozwój torfowisk położonych w obszarze wysoczyzn (w formach genezy glacjalnej) i form eolicznych miał dość zbliżony przebieg, w dużym stopniu nawiązujący do autogenicznego rozwoju zbiorników. Było to możliwe ponieważ powstanie zagłębień i stworzenie warunków do rozwoju jezior lub torfowisk odbyło się po zakończeniu większości procesów morfologicznych, typowych dla obszarów wysoczyznowych czy form eolicznych (rys. 52). Możliwy był jedynie nieznaczny wpływ procesów stokowych lub eolicznych w późnym vistulianie i holocenie. Na stworzenie odrębnych schematów wpłynęły różnice w czasie powstania zbiorników, pojawienie się młodych, neholoceńskich mis wśród form eolicznych, a także możliwości zasilania zbiorników. Odrębny problem stanowi okres bezpośredniej ingerencji człowieka, opisywany jako etap przekształceń antropogenicznych.

Wykonane badania geologiczne i geomorfologiczne, jak i analizy paleoekologiczne torfowisk położonych w dolinach, wskazują na duże zróżnicowanie morfogenetyczne mis torfowisk, wieku ich powstania czy zapisu cech okresu jaki został utrwalony w utworach wypełniających misy oraz ich zmienność (rys. 52). Wydzielenie dwu grup obiektów, o położeniu dolinnym, opiera się przede wszystkim na stosunku do współczesnej sieci rzecznej oraz możliwościach uzależnienia zasilania torfowisk od wód rzecznych, bezpośredniego i pośredniego (poprzez wpływ położenia koryt rzecznych na wysokość poziomów wodonośnych w dolinach). Etapy rozwoju torfowisk dolinnych nawiązują do następstwa procesów fluwialnych w dolinach środkowej Polski, co skłania do powiązania ich z regionalnymi tendencjami rozwojowymi w dolinach rzecznych, jakie miały miejsce w późnym vistulianie i holocenie. Zmienność warunków wodnych w dolinach uniemożliwia ukształtowanie się na torfowiskach dolinnych sukcesji seralnej roślinności (Tobolski 2003), charakterystycznej dla torfowisk o stabilnych warunkach wodnych. Dlatego schemat przedstawiony dla torfowisk o położeniu dolinnym jest oparty na innych kryteriach, niż schematy dla dwóch pozostałych grup torfowisk.



Rys. 52. Zestawienie wieku osadów biogenicznych badanych torfowisk regionu

a – chronozony późnego wistulianu i holocenu oraz ich granice wiekowe (Kozarski 1995; Goslar i in. 1998; Walanus, Nalepka 2010); zgeneralizowane profile litologiczne osadów torfowisk: b – o położeniu wysoczyznowym, c – położonych w dolinach, d – położonych wśród form eolicznych; liniami pionowymi zaznaczone są torfy, skośną kratką osady jeziorne

#### Age of biogenic deposits of the studied peatlands

a – chronozones of Late Weichselian and Holocene and their age boundaries (Kozarski 1995; Goslar *et al.* 1998; Walanus, Nalepka 2010); generalized profiles of deposits: b – located on morainic plains c – located in valleys, d – located between aeolian forms; vertical lines indicate peat, diagonal grid indicate lacustrine deposits

#### Torfowiska położone w strefie wysoczyzn, w misach o pochodzeniu glacialnym

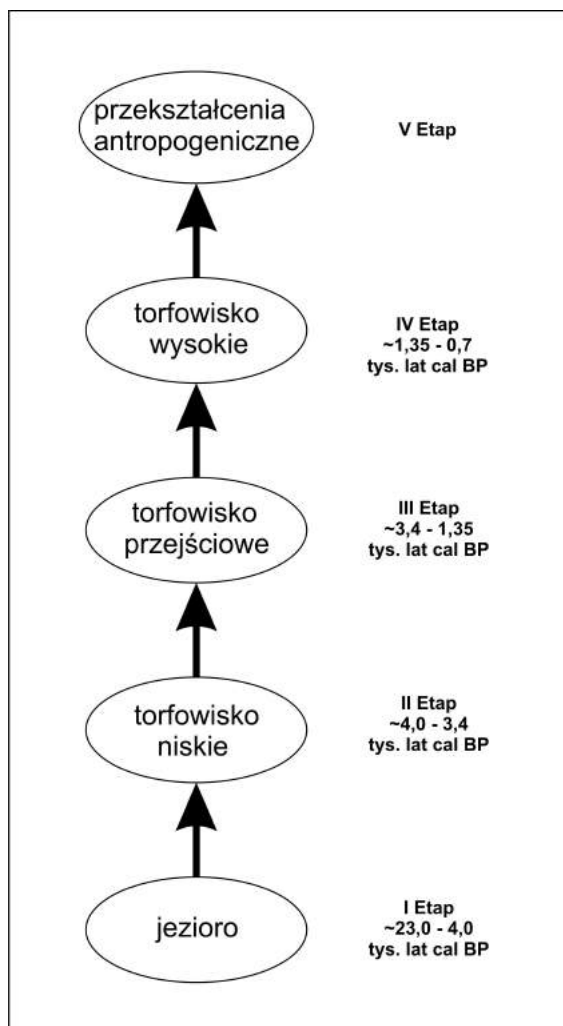
W regionie łódzkim torfowiska położone w strefie wysoczyzn, w misach o pochodzeniu glacialnym, to jedynie pojedyncze obiekty. Szczegółowym badaniom poddano misę torfowiska Żabieniec, położoną w obrębie najgłębszej części postwarciańskiego obniżenia wytopiskowego. Żabieniec jest jedynym udokumentowanym w Polsce współczesnym zbiornikiem akumulacji biogenicznej, w którym stwierdzono osady jeziorne starsze od późnego wistulianu. Rozwój zbiornika torfowiska Żabieniec układa się w schemat, nawiązujący do szeregu sukcesyjnego jezioro – torfowisko (Tobolski 2003, 2006). Wyróżniono w nim pięć etapów (rys. 53):

– **Etap I (jeziorny)** – rzeczywisty początek etapu należy ulokować prawdopodobnie w schyłku zlodowacenia warty, jednak brak danych o przebiegu zdarzeń w tym okresie nakazał przesunąć genezę do oligotroficznego

jeziora w górnym pleniwistulianie (rys. 52, 53). Akumulowane w nim były głównie mułki i piaski (z niewielką ilością substancji biogenicznej i przedstawicielami zimnolubnych gatunków organizmów wodnych). W późnym wistulianie zaznaczyły się wyraźne zmiany w kierunku mezotrofii. W trakcie ociepleń późnego wistulianu zwiększył się udział autochtonicznej substancji organicznej. W eo- i mezoholocene zbiornik wypełniany był gytiami detrytusowymi z wkładkami mszystymi, wskazującymi tendencję do zľadowienia toni wodnej.

– **Etap II (torfowiska niskiego)** – trwałe pokrycie powierzchni zbiornika nastąpiło około 4000 lat BP wraz z wkroczeniem, prawdopodobnie na całą powierzchnię wodną, torfów mszystych z udziałem turzyc. Było efektem typowej, stwierdzanej w torfowiskach strefy umiarkowanej, tendencji do zarastania jezior.

– **Etap III (torfowiska przejściowego)** – po trwałym pokryciu zbiornika przez roślinność torfotwórczą, w jego środkowej części pojawiły się skupiska roślinne, których pozostałościami były serie torfów torfowcowo-bagnicowych



Rys. 53. Schemat rozwoju torfowisk wysoczyznowych (na podstawie stanowiska Żabieniec)

Scheme of development of peatlands located on morainic plains (on the basis of the Żabieniec peatland)

i mszarno-turzycowych. Wynikało to z coraz większego udziału wód opadowych w zasilaniu siedliska. Etap miał miejsce dwa tysiące lat (między 3,4–1,4 tys. lat BP).

– **Etap IV (torfowiska wysokiego)** – nastąpił w wyniku dalszego ograniczania dopływu wód spoza torfowiska do jego środkowej części i opanowania jej przez roślinność ombrotroficzną. Dała ona podkład dla torfu mszarnego. Etap rozpoczął się w środkowej części okresu subatlantyckiego (ok. 1350 lat temu). W warunkach niezaburzonych stosunków wodnych i florystycznych trwałby prawdopodobnie do współczesności. Proces narastania torfów wysokich przerwany został około 700 lat temu.

– **Etap V (przekształceń antropogenicznych)** – pomimo tego, że pierwsze symp-

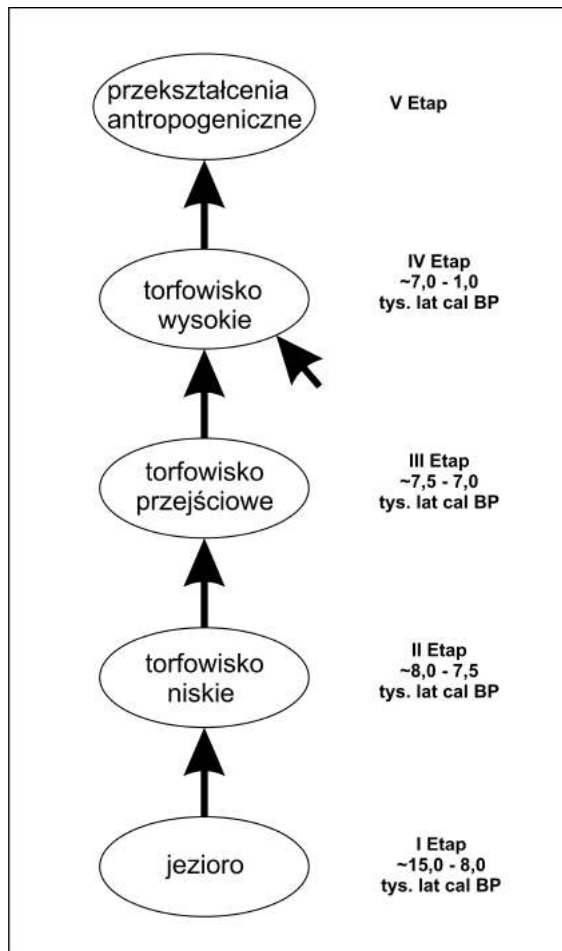
tomu obecności grup ludzkich w strefach dolinnych Wzniesień Łódzkich zanotowano w okresie subborealnym (Twardy 2008), to zagospodarowanie rolne stref wysoczyznowych nastąpiło dopiero w okresie średniowiecza. Do przerwania naturalnego rozwoju torfowiska wysokiego doprowadziła lokacja wsi (koniec XIV w.) i wylesienie części przyległych do torfowiska stoków (Balwierz i in. 2009b; Lamentowicz i in. 2009; Kittel, Sygulski 2010). W przyrastających torfach istnieje zapis zmian indukowanych działalnością gospodarczą od końca XIV w. do współczesności (wraz z okresami jej osłabienia i symptomami renaturyzacji zbiorowisk roślinnych).

#### Torfowiska w misach pochodzenia eolicznego

Wśród tej grupy torfowisk znalazły się obiekty związane z naturalnymi procesami eolicznymi późnego vistulianu oraz antropogenicznie wzbudzonymi procesami w młodszym holocenie. Zbadane przykłady torfowisk pozwoliły na wyróżnienie pięciu etapów ich rozwoju (rys. 54), które jednak nie przebiegały synchronicznie wśród obiektów zaliczonych do tego typu. Wynikać to mogło z położenia wysoczyznowego lub dolinnego oraz z lokalnych uwarunkowań morfologicznych rzutujących na sposoby zasilania.

– **Etap I (jeziorny)** – powstanie mis jeziornych (w wyniku zamknięcia form dolinnych lub innych obniżzeń przez powstające lub migrujące płyty piasków eolicznych i wydmy) miało miejsce w okresie najstarszego dryasu lub w starszym dryasie (rys. 52). Cechy morfometryczne mis uzależnione były od morfologii pierwotnych form terenu oraz ukształtowania wydmy. Wpłynęły one na czas trwania etapu i przebieg wypełniania misy osadami jeziornymi (głównie w postaci gytii detrytusowych). W brzeźnych partiach jezior już w tym etapie funkcjonowały torfowiska (m.in. Wasylikiowa 1964, 1999; Marosik 2011).

– **Etap II (torfowiska niskiego)** – wkroczenie zbiorowisk torfotwórczych, na ogół mszystych lub turzycowo-mszystych (Kloss 2005, 2007), nastąpiło w wyniku pokrywania jeziora przez pło. W przypadku torfowiska Rąbień etap ten miał miejsce w środkowej części okresu atlantyckiego i trwał bardzo krótko, głównie z powodu obniżającego się poziomu wody i ograniczenia zasilania topogenicznego,



Rys. 54. Schemat rozwoju torfowisk związanych z formami eolicznymi

Scheme of development of peatlands related to aeolian forms

przy wzroście zasilania opadowego (wynikającego ze zwiększonej ilości opadów, por. Rotnicki 1991; Starkel 1991). W przypadku stanowiska Witów-Silne Błoto zakończenie etapu jeziornego i wkroczenie torfowiska nastąpiło wcześniej – w końcu młodszego dryasu (Wasylikowa 2011). Część torfowisk powstałych w sąsiedztwie form eolicznych nie posiadała w podłożu osadów jeziornych. Paludyfikacji uległa mineralna powierzchnia misy torfowiska. Przykładem spoza obszaru badań może być torfowisko Długie Bagno w Puszczy Kampinoskiej (Kloss 2007), położone w obniżeniu między wydmami.

– **Etap III (torfowiska przejściowego)** – wzrastające znaczenie wód opadowych i ubożenie siedlisk spowodowało wkraczanie coraz większej ilości gatunków ombrofilnych. Na torfowisku Rąbień ten etap trwał krótko (kilkaset lat, w środkowej części okresu atlantyckiego)

(Kloss 2005, 2007). Podobnie sytuowany w czasie był etap torfowiska przejściowego w Długim Bagnie (Kloss 2007).

– **Etap IV (torfowiska wysokiego)** – nastąpił w wyniku ustania zasilania topogenicznego lub soligenicznego w wewnętrznych częściach torfowisk. Spowodowało to zanik roślinności minerotroficznej (m.in. Tobolski 2000; Kloss 2007). W przypadku badanych torfowisk etap trwał od środkowej części okresu atlantyckiego (rys. 54). Proces powstawania młodych torfowisk wysokich wśród form eolicznych, przekształcanych przez procesy eoliczne, jest ściśle związany z działalnością gospodarczą. Wzbudzenie takich procesów, w końcu okresu subborealnego i w okresie subatlantyckim (Twardy 2008), było wywołane deforestacją piaszczystych obszarów, ustabilizowanych wcześniej przez roślinność leśną. Przy sprzyjających warunkach wodnych zbiorowiska wysokotorfowiskowe wkraczały do powstałych obniżen (często bezpośrednio na podłoże mineralne lub na cienką warstwę gyty z materiałem roślinnym). Tak było w przypadku torfowiska Czarny Ług i Światonia. Wymienione mokradła podlegały w późniejszym czasie przekształceniom antropogenicznym (Etap V).

– **Etap V (przekształceń antropogenicznych)** – doszło do zaburzenia lub zatrzymania sedentacji torfów wysokich. Ślady bezpośredniej działalności człowieka, w brzeźnych partiach torfowisk Rąbień, Silne Błoto oraz na przyległych wydmach, datuje się od mezolitu (Wasylikowa 1964, 1999). Nie zaburzały one jednak tendencji rozwojowych torfowisk. Dopiero presja osadnicza w średniowieczu i czasach nowożytnych doprowadziła do karczunku lasów na otaczających baseny wydmach, uruchomienia procesów eolicznych oraz zmian stosunków wodnych w misach torfowisk. Przekształcenia antropogeniczne przełożyły się na zmiany szaty roślinnej nawet w centralnych częściach torfowisk (por. Kloss 2005, 2007).

#### Torfowiska położone w martwych dolinach

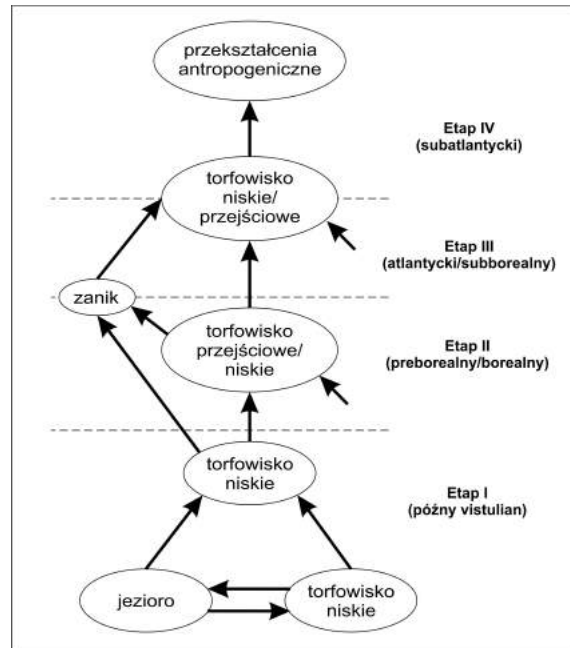
Na schematach ukazujących rozwój torfowisk w dolinach – poza formami eolicznymi – kolejne etapy powiązano z okresami chronostratygraficznymi. Nie było możliwe wypracowanie systemu opartego o zmienność seralną jezior i torfowisk (jak w przypadku opisanych wcześniej schematów). Torfowiska zajmujące misy położone w nieczynnych dolinach rzecznych

(także w obrębie teras nadzalewowych, w dolinach o glacialnych założeniach i w misach o termokrasowym pochodzeniu), mimo iż położone są w formach o różnej genezie, wykazują podobny przebieg rozwoju. Procesy akumulacji biogenicznej rozpoczęły się w nich w starszej części późnego vistulianu (rys. 52). Rozwijały się bez ingerencji procesów fluwialnych i udziału zasilania wodami fluwiogenicznymi. Wyróżniono cztery etapy ich rozwoju (rys. 55):

– **Etap I (jeziorno-torfowiskowy; późny vistulian)** – w misach powstały jeziora lub na mineralne podłoże wkroczyły torfowiska niskie. W przypadku torfowisk o założeniach termokrasowych spągowa seria mogła zostać złożona w warunkach torfowiska niskiego (np. Ner-Zawada). Następnie, wraz z wytapianiem lodów gruntowych, dno misy oraz warstwa złożonego torfu uległy obniżeniu na tyle, aby dać możliwość wkroczenia stałemu zbiornikowi jeziornemu, który następnie uległ zładowieniu przez torfowisko niskie (zazwyczaj w okresie młodszego dryasu). Zbiorniki akumulacji biogenicznej, w formach pradolinnych i martwych dolinach rzecznych, zaczęły funkcjonować jako jeziora już na początku późnego vistulianu (np. Ługi, Świnice Warckie), albo w jego młodszej części jako torfowisko niskie (np. Wilczków).

– **Etap II (torfowiska przejściowe i niskie; wczesny holocen)** – pod koniec młodszego dryasu bądź na początku okresu preborealnego torfowiska wkroczyły na funkcjonujące wcześniej zbiorniki jeziorne. Początkowo funkcjonowały jako torfowiska niskie, które w środkowych częściach z czasem przekształciły się w przejściowe. Przeważnie było to związane ze zmniejszeniem udziału wód gruntowych w zasilaniu mis torfowisk na rzecz wód opadowych. Obniżanie poziomu wód gruntowych doprowadziło z czasem do spowolnienia wzrostu masy torfowej i zaniku procesu torfotwórczego (np. Ługi, Wilczków). Przerwa trwała często do młodszego holocenu. Jednocześnie na innych obiektach utrzymywały się dobre warunki zasilania gruntowego, dla funkcjonowania torfowisk niskich, a w centralnych częściach przejściowych. Na początku tego etapu pojawiły się nowe torfowiska, choć ich misy istniały już wcześniej (np. Wierzbowa).

– **Etap III (torfowiska niskie i przejściowe – regres); okres atlantycki i subborealny)** – cechował się przerwą w sedimentacji torfów, zauważalną w wielu obiektach. Większa



Rys. 55. Schemat rozwoju torfowisk w martwych dolinach

Scheme of development of peatlands in inactive valleys

wilgotność klimatu w okresie atlantyckim nie poprawiła warunków wodnych na torfowiskach dolinnych. Dopiero pod koniec okresu subborealnego, dzięki lokalnemu podniesieniu poziomu wód gruntowych w niektórych dolinach, na części obiektów pojawiła się ponownie roślinność torfotwórcza.

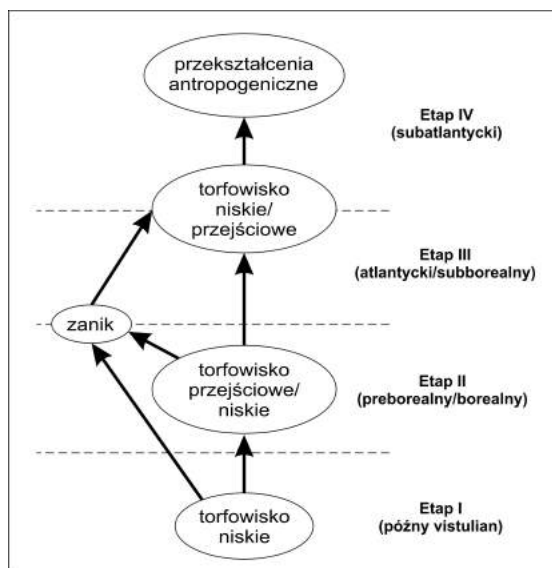
– **Etap IV (antropogenicznych przekształceń torfowisk)** – poprawa warunków wodnych była częściowo związana ze zwiększeniem wilgotności klimatu na początku okresu subatlantyckiego. Antropogeniczne rozrzedzenie pokrywy roślinnej również wpłynęło na przyspieszenie spływu powierzchniowych wód. Przy jednoczesnej agradacji den dolin rzecznych poskutkowało to podniesieniem poziomu wód gruntowych w dolinach (tych izolowanych od wpływu procesów fluwialnych). Bezpośredni wpływ działalności gospodarczej, w postaci eksploatacji torfu oraz osuszania w celu zakładania łąk, miał miejsce od około 200 lat temu. Odwodnienie obiektów było łatwiejsze niż w czynnych dolinach rzecznych, dlatego zaznaczył się znacznie większy stopień degradacji. W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat w zbiornikach poeksploatacyjnych nastąpiła wtórna sukcesja roślinności torfotwórczej.

## Torfowiska położone w dnach aktywnych dolin rzecznych

Wśród objętych badaniami torfowisk, położonych w obrębie den aktywnych dolin rzecznych, znalazły się obiekty o różnej skali. Niezależnie od wielkości misy oraz jej rodzaju rozwój torfowisk był silnie związany z rozwojem dolin rzecznych i zmianami hydrologicznymi wywołanymi przez procesy fluwialne (w młodszej części późnego vistulianu oraz w holocenie). Wyróżniono cztery etapy ich rozwoju:

– **Etap I (torfowiska niskie; późny vistulian)** – paludyfikacji uległy starorzecza lub baseny powodziowe położone peryferycznie względem ówczesnych koryt rzecznych (rys. 56). W niektórych przypadkach zatorfienie poprzedzone było krótkotrwałym utrzymaniem się otwartej toni wodnej, na przykład bezpośrednio po powstaniu misy (np. Korzeń, Bartochów, Bęczkowice). O ile powstanie mis torfowisk było ściśle uzależnione od procesów fluwialnych, o tyle ich dalsze funkcjonowanie zależało od źródeł zasilania. Małe torfowiska, położone w sąsiedztwie koryt rzecznych (najczęściej w starorzeczach), zasilane są wodami fluwioogenicznymi i powiązane z tendencjami rozwojowymi rzek. Duże torfowiska, powstałe w basenach powodziowych lub starorzeczach położonych przy stokach dolin, były najczęściej zasilane wodami soligenicznymi lub topogenicznymi, a i ich rozwój był mocniej związany z tendencjami klimatycznymi, wpływającymi na obieg wód powierzchniowych i gruntowych w późnym vistulianie.

– **Etap II (torfowiska przejściowe i niskie; wczesny holocen)** – na przełomie późnego vistulianu i holocenu wystąpiła faza rozcinania ówczesnych den dolin rzecznych i obniżania oraz koncentracji koryt większości rzek regionu. W okresie borealnym, kiedy nastąpiła stabilizacja procesów fluwialnych, w peryferycznych strefach den dolin bądź w podstokowych częściach teras niskich funkcjonowały już dość stabilne torfowiska niskie oraz przejściowe. Zmiana wynika z obniżenia poziomu wody w dolinach, związanej z obniżeniem poziomu wody w korytach. Spowodowało to większy udział wód opadowych w bilansie wodnym torfowisk. Zmiany hydrologiczne wpłynęły też na zanik roślinności torfotwórczej w części torfowisk (rys. 56). O ile na początku okresu preborealnego akumulacja utworów biogenicznych zachodziła w niemal wszystkich



Rys. 56. Schemat rozwoju torfowisk w dnach aktywnych dolin

Scheme of development of peatlands in active valleys

badanych obiektach, o tyle pod koniec etapu (na przełomie okresów borealnego i atlantyckiego) w części z nich doszło do przerwania procesów sedimentacji torfu, a następnie jego murszenia.

– **Etap III (torfowiska niskie i przejściowe; okres atlantycki i subborealny)** – w tym etapie doszło do znacznych przekształceń w funkcjonowaniu torfowisk w dolinach rzecznych. W większości z nich w osadach udokumentowany jest hiatus, co jest efektem zaznaczającej się już w poprzednim etapie przerwy w procesie narastania torfu, a często także jego mineralizacji. Zmiany te nie następowały jednocześnie, co wynika z asynchroniczności lokalnych procesów rzecznych, a tym samym przebiegu zmian hydrologicznych w dolinach regionu. Są też torfowiska, które dopiero na początku trzeciego etapu rozpoczynają proces intensywnego przyrostu masy torfowej, co spowodowane było poprawą lokalnych warunków zasilania wodami gruntowymi lub utrudnieniem odpływu wód do koryt rzecznych, dzięki akumulacji osadów den dolinnych. W części dolin rzecznych okres atlantycki to okres zwiększonych przepływów, przy stabilnej dostawie materiału mineralnego do koryt, co przełożyło się na optymalny rozwój układu meandrowego i przemieszczanie pasa meandrowego rzek w obrębie den dolin; w przypadku dużych dolin mogą to być odległości przekraczające 1 km. Efektem takiego procesu było

powstawanie starorzeczy, ale też zmiany położenia poziomu wody w dolinie, które podążały za przesuwanym się korytem. Pod koniec okresu subborealnego zaznaczyły się już w niektórych dolinach (np. Warta) zmiany układu koryta z meandrowego na wielokorytowy, co wpływać musiało na możliwości funkcjonowania torfowisk. Podkreślić też należy, że w przypadku torfowisk w starorzeczach oraz basenach powodziowych w dolinach małych rzek doszło do spowolnienia tempa narastania torfów. Proces ten nie został jednak przerwany, co może być wynikiem stabilizacji warunków hydrologicznych w tych dolinach, wynikającej z zasobności wód gruntowych.

– **Etap IV (torfowiska niskie i przejściowe oraz ich antropogeniczne przekształcenia; koniec okresu subborealnego i okres subatlantycki)** – zaznaczyła się kontynuacja procesów fluwialnych z etapu III, prowadząca do agradacji (akumulacyjnego podnoszenia) powierzchni den dolin. Bardzo wyraźny był wpływ działalności ludzkiej w dolinach: pośredni (zwiększenie dostawy materiału do dolin rzecznych, nabierające tempa w ciągu ostatnich kilkuset lat), jak i bezpośredni (prowadzenie prac hydrotechnicznych). Na terenie wszystkich badanych torfowisk dolinnych odnotowano narastanie torfów, wynikające z podniesienia się poziomu wód gruntowych w dolinach, w warunkach postępującej agradacji den dolin-

nych. Uwidocznił się znaczny przyrost ilości materiału mineralnego dostarczanego do torfowisk, co wpłynęło na wzrost żyzności i eutrofizację siedlisk, a przez to na szatę roślinną, jak i cechy powstającego torfu. W wielu torfowiskach wkroczenie roślinności torfotwórczej w najmłodszej części okresu subatlantyckiego było wynikiem zatorfienia obniżen powstałych w wyniku uprzedniego wyeksploatowania starszych pokładów torfu bądź antropogenicznych zmian układu hydrograficznego. Częściej dochodziło do osuszania obszarów podmokłych w celu uzyskania pastwisk oraz eksploatacji torfów w dolinach.

Przedstawione schematy powstania i rozwoju torfowisk wskazały wyraźnie wpływy uwarunkowań geologicznych i geomorfologicznych na powstanie i rozwój torfowisk. W całym analizowanym okresie jedynie Żabieniec funkcjonował nieprzerwanie jako zbiornik akumulacji biogenicznej, zapewniając ciągły zapis zmian środowiska. Mokradła w basenach przywydmowych również mogły istnieć niemal tak samo długo. Większość z opisywanych torfowisk położonych w dolinach nie funkcjonowała w sposób trwały. Cechują się one jednak dobrze rozbudowanymi seriami osadów biogenicznych, które mogą służyć do rekonstrukcji warunków środowiska w poszczególnych dolinach w krótszych etapach rozwoju paleogeograficznego.

## ZAPIS ZMIAN ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO W OSADACH TORFOWISK I ICH ZNACZENIE DLA PALEOGEOGRAFII REGIONU ŁÓDZKIEGO W PÓŹNYM VISTULIANIE I HOLOCENIE

Przedstawione w pracy wyniki badań posłużyły do pogrupowania torfowisk regionu łódzkiego na podstawie położenia geomorfologicznego, budowy geologicznej podłoża, a przede wszystkim zróżnicowania morfogenetycznego zagłębień. Opisane wyniki badań biogenicznych wypełnień mis torfowisk, analizy ich litologii, a zwłaszcza analizy paleoekologiczne, pozwoliły prześledzić zmiany zachodzące w zbadanych obiektach od powstania misy i rozpoczęcia akumulacji utworów jeziornych lub torfów aż do współczesnego torfowiska. Zebrane wyniki prac z kilkunastu stanowisk dostarczyły nowych danych na temat środowiska przyrodniczego w regionie łódzkim oraz jego paleogeograficznego rozwoju od końca górnego plenivistulianu do współczesności. Poniżej podsumowano je w układzie chronostratygraficznym, nawiązującym do propozycji podziału vistulianu w obszarze ekstraglacialnym ostatniego zlodowacenia w zachodniej Europie (m.in. van der Hammen i in. 1967; van der Hammen 1971), stosowany również w Polsce (m.in. Dylík 1967; Kozarski 1981, 1995; Manikowska 1995). Jednak problem wyróżniania późnego vistulianu, a zwłaszcza określenie jego dolnej granicy – z górnym plenivistulianem – nie jest sprawą rozstrzygniętą<sup>15</sup>. W cytowanych powyżej pracach granica lokowana jest bezpośrednio przed ociepleniem bölling. W publikacjach, bazujących na badaniach z obszaru Polski granica usytuowana jest w innym miejscu – przed fazą kamion (m.in. Kozarski 1995; Manikowska 1995).

Faza epe jest pierwszym wyróżnianym ociepleniem po stadiale głównym zlodowacenia wisły (Kolstrup 1980). Manikowska (1993, 1995) proponuje nazwanie tego ocieplenia mianem kamion i zalicza je do późnego vistulianu, według Kolstrup (1980) należy je umieścić jeszcze w plenivistulianie. Kozarski (1995) lokuje ocieplenie epe po fazie gardnieńskiej lądolodu

wisły, będącej ostatnim aktem glacialnym na terytorium Polski. Mojski (2005) fazę epe zamieścił w stadiale głównym zlodowacenia wisły. Badania w Europie Zachodniej potwierdzają wyrazistość tego ocieplenia (por. van Geel i in. 1989; Brauer i in. 1999; Litt i in. 2001).

Pozycja stratygraficzna najstarszego dryasu, jako ochłodzenia poprzedzającego wkroczenie na obszar środkowej Polski formacji leśnych böllingu, jest w Polsce powszechnie przyjmowana (por. Wasylińska 1964; Manikowska 1995; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998a). Jego granice chronologiczne nie są ściśle określone. Chronozona najstarszego dryasu w wielu propozycjach podziału późnego vistulianu nie została wyróżniona (van der Hammen i in. 1967; van Geel i in. 1989; Steffensen i in. 2008) lub lokowana jest inaczej niż w schematach przyjętych dla środkowej Polski (m.in. Iversen 1954; Litt i in. 2001; por. Wasylińska 1964). Górna granica tego ochłodzenia stawiana jest około 15 000 lat cal BP (Goslar i in. 1998a) lub 15 500 lat cal BP (Walanus, Nalepka 2010). Przyjmując kalibrowany wiek proponowanych granic przez Manikowską (1995) czy Kozarskiego (1995), przyjęć należy dla najstarszego dryasu przedział między około 16 600 a 15 000 lat cal BP. Problem stanowi więc także precyzyjne określenie granicy chronostratygraficznej między najstarszym dryasem a böllingiem. Rekonstrukcje oparte na rdzeniach lodowych z Grenlandii wiek początku böllingu wyznaczają na 14 700 lat cal BP (m.in. Steffensen i in. 2008), korelując ją z bardzo gwałtowną zmianą zawartości izotopu tlenu <sup>18</sup>O. Górna granica ocieplenia bölling oparta na danych z polskich stanowisk badawczych, sytuowana jest około 13 850 lat cal BP (Walanus, Nalepka 2010), między innymi na podstawie badań w stanowisku Gościąg (Goslar i in. 1998a), jak też w odniesieniu do procesów eolicznych i pedogenicznych w środkowej Polsce (por. Manikowska 1995).

Wyróżnianie i rola starszego dryasu jest problemem dyskusyjnym. Szacowany czas jego trwania wynosi od około 400 lat (Tobolski

<sup>15</sup> Często pojawia się, głównie w literaturze zachodnioeuropejskiej, określenie późny glacjał, którym obejmuje się przedział czasu od okresu ostatniego zlodowacenia (jego zasięgu w kontynentalnej Europie) do początku holocenu.



1969; Manikowska 1985, 1995) do około 200-300 lat (Goslar i in. 1998; Litt i in. 2001). Okres ten traktowany jest też jako chłodny epizod w kompleksie bölling-alleröd. W tym okresie jest lokowana główna faza wydmotwórcza w środkowej Polsce (m.in. Dylkowska 1958, 1967; Wasylińska 1964; Manikowska 1985, 1995). Badania w stanowisku Gościąż pozwoliły na minimalizowanie roli starszego dryasu do okresu krótkotrwałego pogorszenia się klimatu o większej suchości, które sytuowane jest około 14 000 lat BP (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998a).

Wydzielanie okresu ocieplenia alleröd nie budzi dyskusji, jego pozycja w chronostratygrafii jest ustalona od pierwszej połowy XX w. Czas trwania allerödu to przedział od około 13 650 do około 12 950 lat cal BP (Walanus, Nalepka 2010). Dla jeziora Gościąż górna granica ustalona została na 12 650 lat cal BP i udokumentowana osadami laminowanymi (Goslar i in. 1998).

Młodszy dryas jest ostatnim przed holoce-  
nem ochłodzeniem późnego vistulianu. Zmiana warunków klimatycznych nastąpiła gwałtownie, co obrazuje znaczna zmiana koncentracji izotopu tlenu ( $^{18}\text{O}$ ) w lodzie grenlandzkim (m.in. Lowe i in. 2008; Steffenson i in. 2008). Globalne przyczyny tych zmian zostały ostatnio zebrane i skomentowane przez Dzie-  
duszyńską (2011). Według zaktualizowanych granic chronostratygraficznych Mangeruda młodszy dryas trwał od 12 850 do 11 450 lat cal BP (Walanus, Nalepka 2010). Bardzo precyzyjne granice młodszego dryasu wyznaczono w oparciu o laminowane osady jeziora Gościąż, datowane metodą radiowęglową z dużą rozdzielczością. Przyjęto tam przedział

12 650–11 510 lat cal BP (Goslar i in. 1998; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998a).

Układ chronozon w holocenie nie budzi obecnie kontrowersji, powszechnie wyróżnianych jest pięć okresów, a ich granice czasowe są stosunkowo precyzyjnie określone. Okres preborealny szacowany jest na około tysiąc pięćset lat, między wskazaną wyżej górną granicą młodszego dryasu, a około 10 100 lat cal BP. Okres borealny trwał około tysiąca lat, między około 10 100 i 9000 lat cal BP (Starkel i in. 1998a; Wasylińska 1999; Walanus, Nalepka 2010). Okres atlantycki był stosunkowo długi, czas jego trwania jest w różnych propozycjach bazujących na chronozonach Mangeruda dość zgodny – między 9000 a 5800 lat cal BP (Starkel i in. 1998a) lub między 8950 a 5750 lat cal BP (Walanus, Nalepka 2010) czy 9500 a 5600 lat cal BP (Michczyńska i in. 2008). Kolejny okres – subborealny – sytuowany jest w przedziale od około 5800–5750 do 2600–2550 lat cal BP (Starkel i in. 1998a; Walanus, Nalepka 2010), zaś okres subatlantycki to ostatnie około 2600 lat.

W zestawionym opisie rozwoju środowiska przyrodniczego regionu łódzkiego, przyjęto przedstawiony powyżej schemat stratygraficzny późnego vistulianu i holocenu. Oczywisty jest różny potencjał przydatności udokumentowanych profili osadów biogenicznych do rekonstrukcji paleogeograficznych i paleoekologicznych. Osią proponowanej syntezy jest profil ze stanowiska Żabieniec, wskazywany już wcześniej jako wyjątkowy obiekt, zarówno pod względem kompletności osadów złożonych w badanym okresie, jak i zakres wykonanych analiz.

## SCHYLEK GÓRNEGO PLENIVISTULIANU

Schyłek górnego plenivistulianu to okres po maksymalnym zasięgu zlodowacenia wisły, kiedy rozpoczęła się recesja lądolodu skandynawskiego z kontynentalnej części Europy. Najstarsze osady mineralno-organiczne, jakie udokumentowano w wypełnieniach mis torfowisk regionu łódzkiego, powstały właśnie w tym okresie. Występują one w spągowej części serii osadów jeziornych w Żabieńcu. W tym czasie formy geomorfologiczne, w obrębie których pojawiły się pozostałe badane torfowiska, nie były jeszcze uformowane a misy torfowisk nie

miały jeszcze ostatecznie ukształtowanej morfologii. Obecność tych osadów w misie torfowiska Żabieniec stanowi wyjątek w skali regionu, co wcześniej podkreślano. Wszystkie znane w regionie zagłębienia bezodpływowe z osadami biogenicznymi, w obszarach denudowanych wysoczyzn czy stoków, w plenivistulianie ostatecznie zostały wypełnione osadami mineralnymi lub rozcięte i włączone do systemów dolin denudacyjnych i rzecznych.

Stwierdzone w spągowym odcinku rdzenia z torfowiska Żabieniec serie piasków z mułka-

mi oraz mułków (rys. 57) akumulowane były w jeziorze. Ta około trzymetrowej miąższości seria osadów cechuje się bardzo niską zawartością substancji organicznej o cyklicznej zmienności. W analizach składników biotycznych osadu także widoczne są zmiany, dlatego uznano za celowe wyróżnienie w tym odcinku faz rozwoju zbiornika, wskazujących na fluktuacje warunków środowiska (Forysiak i in. 2010b). Datowanie radiowęglowe tych osadów jest bardzo niepewne, ponieważ uzyskano tutaj wyniki sprzeczne. Wynikać to mogło ze znacznego udziału materiału redeponowanego, rzutu-jącego także na wyniki analizy pyłkowej omawianego odcinka (Balwierz 2010). Piaski leżące w spągu mają cechy zbliżone do materiału stokowego, składanego w obrębie całego wytopiska w górnym plenivistulianie. Zdeponowany powyżej piasek z mułkiem zawiera już do 3 % substancji organicznej, a analiza kopalnych organizmów wskazała, że były składane w środowisku dość głębokiego jeziora, w zimnych warunkach (rys. 57; Pawłowski 2010; Płóciennik 2010; Żelazna-Wieczorek 2010). Odnotowany wyżej wzrost zawartości substancji organicznej oraz wysoka frekwencja pyłku drzew (Balwierz 2010) jest zapewne skutkiem depozycji materiału pochodzącego z rozcinania starszych osadów biogenicznych, położonych w obrębie wytopiska. Ocieplenia nie potwierdziły wyniki analizy muchówek ani wioślarek (Forysiak i in. 2010b). W kolejnej fazie złożony został osad o relatywnie wysokim udziale węglanu wapnia (do 13 %) oraz niskiej

zawartości materii organicznej. Rekonstruowany jest wyższy niż w poprzedniej fazie poziom wody w zbiorniku, przy podobnych, oligotroficznych i zimnych warunkach termicznych (rys. 57; Płóciennik 2010; Żelazna-Wieczorek 2010). Następną fazą jest zdaniem Płóciennika (2010) okresem najzimniejszym z wyróżnionych. Poziom wody w zbiorniku był wysoki (Borówka, Tomkowiak 2010; Pawłowski 2010), dochodziło być może do wypływania wody ze zbiornika do doliny denudacyjnej, położonej na południe od wytopiska. Okres ten można korelować z fazą recesyjną lądolodu wistły, być może z okresem fazy pomorskiej. Następnie rekonstruowana jest poprawa warunków termicznych (Płóciennik 2010). Widoczny jest spadek poziomu wody w zbiorniku, a także obniżenie się udziału gatunków zimnotolerancyjnych (Pawłowski 2010; Żelazna-Wieczorek 2010). Po kolejnym, krótkim okresie spadku temperatury najcieplejszego miesiąca (Płóciennik 2010), zaznaczył się trwały trend wzrostowy. Osad jeziorny zawiera już mniej frakcji piaszczystych i większy odsetek części organicznych. Zmiana charakteru utworu, jak również datowanie szczątków roślin wodnych z głębokości 12,90 m ( $14\ 120 \pm 70$  lat BP – Poz-23659), które daje po kalibracji wyniki około 16 840 lat cal BP (Lamentowicz i in. 2009), wskazały możliwość stawiania granicy stratygraficznej poniżej tej próbki i zaliczania tego osadu już do późnego vistulianu.

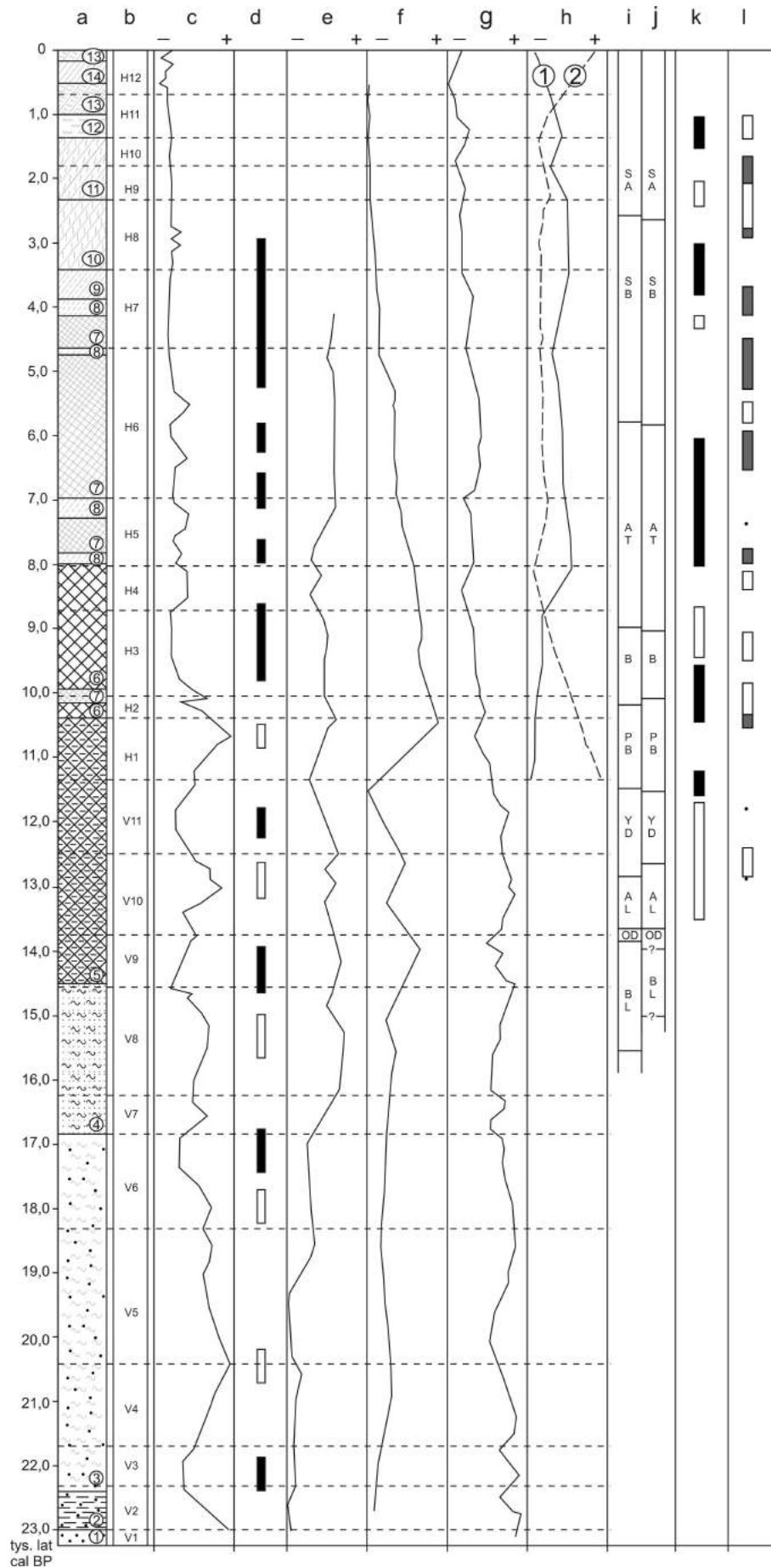
## PÓŹNY VISTULIAN

Zmiany środowiska przyrodniczego, jakie nastąpiły na przełomie plenivistulianu i późnego vistulianu stworzyły warunki dla powstania zagłębień, wypełnianych następnie osadami biogenicznymi. Najwięcej odpowiednich form generowało środowisko fluwialne, w którym zmiany klimatyczne spowodowały przemiany tendencji rozwojowych w dolinach rzecznych środkowej Polski. Wcinanie się koryt rzecznych, wywołane obniżeniem bazy erozyjnej, spowodowało przede wszystkim ustanie procesów fluwialnych na powierzchni teras wysokich i obniżanie den dolinnych, ale też wyłączenie części dolin z systemów rzecznych. W tych martwych dolinach powstały warunki do akumulacji osadów biogenicznych, w świe-

żo porzuconych korytach czy basenach powodziowych. Dzięki temu w osadach torfowisk dolinnych okolic Łodzi istnieje zapis zdarzeń sięgający początku późnego vistulianu. Nieco później misy zagłębień powstawać zaczęły wśród form eolicznych.

### Epe (kamion)

Zapis środowiska przyrodniczego fazy epe znajduje się w osadach jeziornych w Żabiańcu. Jej początek może wyznaczać podkreślona wcześniej zmiana charakteru osadu (mułki jeziorne przechodzą w gytie detrytusowo-ilastą). Zdecydowaną zmianę wykazała rekonstrukcja paleotemperatur lata. Między próbkami, których wiek



szacowany jest na około 17 000 oraz 16 220 lat cal BP (wg krzywej wiek/głębokość – Lamentowicz i in. 2009), stwierdzono wzrost średniej temperatury lata o około 3–4 °C (Płóciennik 2010). W tym okresie nastąpił również znaczny wzrost ilości gatunków i osobników wioślarek oraz muchówek, zbiornik uzyskał charakter mezotroficzny, z niższym odczynem wody niż w starszych fazach (Pawłowski 2010; Płóciennik 2010; Żelazna-Wieczorek 2010). W jeziorze zaznaczył się początkowo niski poziom wody, z tendencją do wzrostu. Maksimum ocieplenia w profilu przypada około 16 350 lat cal BP, a więc później niż szacowana granica czasowa trwania fazy epe według Manikowskiej (1995). Z kolei w próbce skorelowanej z wiekiem 16 246 lat cal BP zanotowano wzrost udziału substancji organicznej do około 11 % (Borówka, Tomkowiak 2010). Dlatego przyjęć można silniejszy rozwój pokrywy roślinnej, następujący z opóźnieniem w stosunku do zdecydowanej poprawy warunków termicznych. Pokrywa roślinna ograniczyła nieco dostawę materiału mineralnego do zbiornika. Analiza pyłkowa, w odcinku między próbkami, których wiek szacowany jest na 15 910 i 16 530 lat cal BP, ukazała wzrost udziału gatunków wodnych i szuwarowych (w próbce z głębokości 12,45 m – 16 283 lat cal BP – wystąpiła duża ilość poryblinu, także znaczny jest udział pyłku jałowca i wierzby – Balwierz 2010), co można

traktować jako efekt wzrostu wilgotności siedliska. O ile taksony roślin wodnych wyróżniane w analizie pyłkowej można odnosić do zbiornika Żabieniec, to obraz pyłkowy zawarty w mułkach jeziornych, jak też w gytii detrytusowo-ilastej nadal wzbogacony jest materiałem redeponowanym. Potwierdza to opinię Wasylikowej (1964), że znacznego udziału pyłku redeponowanego, w warunkach środkowej Polski, można się spodziewać jeszcze w materiale akumulowanym w najstarszym dryasie. Uzyskane w Żabieńcu wyniki pozwalają sugerować postawienie górnej granicy ocieplenia epe około 16 000 lat cal BP.

W trakcie fazy epe rozpoczął się cykl erozji w dolinach rzecznych i wyłanianie morfologiczne terasy wysokiej w dolinach rzecznych środkowej Polski (rys. 58). Tendencje erozyjne w dolinach rzecznych wynikały głównie ze zmiany położenia bazy erozyjnej dla ówczesnego systemu rzeczno-łecznego w środkowej Polsce. Pojawiły się wówczas warunki do tworzenia torfowisk w obniżeniach powstałej terasy wysokiej.

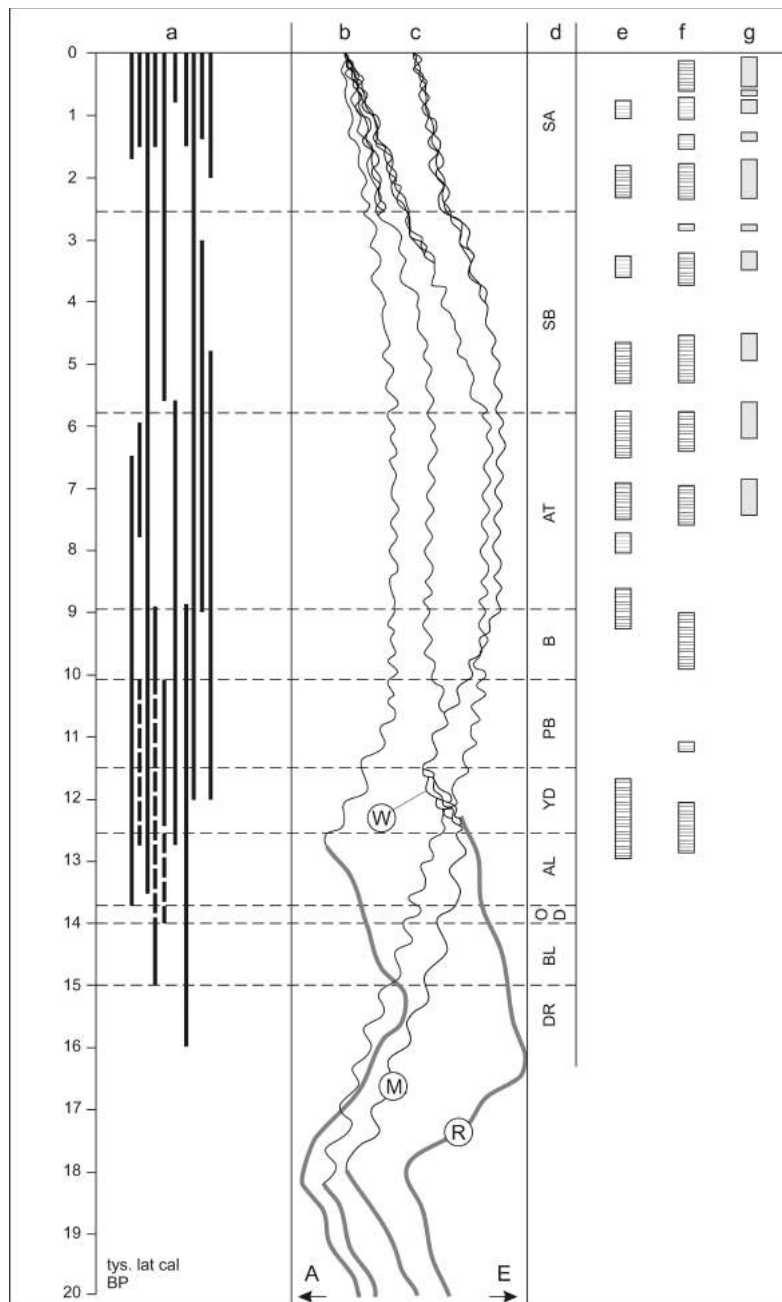
Rozpoczęła się transformacja rzek roztokowych, w kierunku meandrujących (m.in. Kozarski, Rotnicki 1978; Turkowska 1988, 1995). Powstawać zaczęły zagłębienia charakterystyczne dla den dolin rzek swobodnie meandrujących: starorzecza, baseny powodziowe czy zagłębienia podstokowe (m.in. Schumm 1977; Teisseyre 1991), stanowiące

Rys. 57. Zestawienie wyników analiz osadów torfowiska Żabieniec

a – litologia: 1 – piasek z rozproszonym materiałem organicznym, 2 – piasek drobnoziarnisty z mułkiem, jeziorny, 3 – mułek jeziorny, zapiaszczony, 4 – gytia ilasta, 5 – gytia detrytusowo-ilasta, 6 – gytia drobnodetrytusowa, 7 – gytia grubodetrytusowa, 8 – torf mszysty, 9 – torf turzycowo-mszysty, 10 – torf mszarno-bagnicowy, 11 – torf mszarno-turzycowy, 12 – torf torfowcowy, 13 – torf turzycowy, 14 – torf mszarno-turzycowy; b – fazy rozwoju zbiornika (Forysiak i in. 2010a, b); c – tendencje zmian poziomu wody (Forysiak i in. 2010a, b; Pawłowski 2010); d – fazy wysokiego (białe) i niskiego (czarne) poziomu wody; e – rekonstrukcja tendencji temperatur lata (Płóciennik 2010); f – tendencje zmian trofii (Forysiak i in. 2010a, b); g – odczyn (Forysiak i in. 2010a, b; Kloss, Żurek 2010); h – tendencje natężenia denudacji: 1 – chemicznej, 2 – mechanicznej (Borówka, Tomkowiak 2010; Forysiak i in. 2010a, b); i – chronozony (Walanus, Nalepka 2010); j – chronozony (Goslar i in. 1998); k – fazy wysokiego (białe) i niskiego (czarne) poziomu wody w jeziorze Gościąż (Goslar i in. 1998); l – fazy wilgotne (białe) i suche (szare, kropki – epizody suche) na podstawie badań jezior NE Polski (Żurek, Pazdur 1999)

#### Results of analyses of Żabieniec peatland deposits

a – lithology: 1 – sand with scattered organic material, 2 – fine-grained lacustrine sand with silt, 3 – lacustrine silt with sand, 4 – clay gyttja, 5 – detrital-clay gyttja, 6 – fine detrital gyttja, 7 – coarse detrital gyttja; 8 – brown moss peat, 9 – sedge-moss peat, 10 – bog moss peat, 11 – moss-sedge peat, 12 – *Spaghnum* bog peat, 13 – sedge peat, 14 – moss-sedge peat; b – phases of basin development (Forysiak *et al.* 2010a, b); c – tendencies of water level changes (Forysiak *et al.* 2010a, b; Pawłowski 2010); d – phases of high (white) and low (black) water level; e – reconstruction of tendencies of summer temperatures (Płóciennik 2010); f – tendencies of trophic changes (Forysiak *et al.* 2010a, b); g – pH (Forysiak *et al.* 2010a, b; Kloss, Żurek 2010); h – tendencies of denudation intensity: 1 – chemical, 2 – mechanical (Borówka, Tomkowiak 2010; Forysiak *et al.* 2010a, b); i – chronozones (Walanus, Nalepka 2010); j – chronozones (Goslar *et al.* 1998); k – phases of high (white) and low (black) level of the Gościąż Lake (Goslar *et al.* 1998); l – wet (white) and dry (grey, dots – dry episodes) on the basis of lakes from NE Poland (Żurek, Pazdur 1999)



Rys. 58. Zestawienie rozwoju torfowisk dolinnych i tendencji w dolinach rzecznych

a – zapis zmian środowiska w utworach jeziornych (linia przerywana) i torfowiskowych (linia ciągła); b – tendencje rozwoju procesów fluwialnych w dolinach rzek Wyżyny Łódzkiej (Turkowska 1988, 2005; uzupełnione); c – tendencje rozwoju procesów fluwialnych w dolinie środkowej Warty (Forysiak 2005), oznaczenia w b i c: A – akumulacja, E – erozja, R – rzeka roztokowa, M – meandrująca, W – wielokorytowa; d – chronozony; e – fazy powodzi w dorzeczu górnej Wisły (Starkel 2002); f – fazy aktywności procesów fluwialnych w dolinach dorzecza Wisły (Kalicki 2006); g – fazy aktywności procesów fluwialnych w dorzeczu górnej Wisły (Starkel 2005)

#### Development of valley peatlands and tendencies in river valleys

a – record in lacustrine deposits (broken line) and peat deposits (solid line); b – tendencies of fluvial processes in river valleys of the Łódź Plateau (Turkowska 1988, 2005); c – tendencies of fluvial processes in middle Warta valley (Forysiak 2005), designations in b and c: A – accumulation, E – erosion, R – braided river, M – meandering river, W – multichannel river; d – chronozones; e – flood phases in upper Vistula basin (Starkel 2002); f – phases of fluvial activity in valleys of Vistula basin (Kalicki 2006); g – phases of fluvial activity in upper Vistula basin (Starkel 2005)

potencjalne zbiorniki wód lub obszary zatorfień. Najstarszy udokumentowany w dolinie Neru kopalny paleomeander (Turkowska 1995) ma spąg wypełnienia datowany na  $13\,800 \pm 200$  lat (LOD 370) (czyli ok. 16 430 lat cal BP wg krzywej Walanus, Goslar 2009).

Wśród badanych torfowisk okolic Łodzi, położonych w aktywnych dolinach rzecznych, w żadnym zapis w osadach biogenicznych nie sięga do fazy epe. Odpowiednie warunki do powstania zbiornika akumulacji biogenicznej i jego zachowania istniały w odciętych dolinach. Ze wspomnianą powyżej fazą erozji w dolinach wiązać należy wyłączenie z systemu Warty doliny Jadwiczny-Pichny i pozostawienie fragmentu doliny z korytami rzeczny. Jeden z odcinków takiego koryta stał się misą torfowiska Ługi. W spektrum pyłkowym spągowej próbki stwierdzono ponad 80 % ziaren AP, przy bardzo dużej zawartości pyłku turzyc, roślin siedlisk wilgotnych oraz glonów. Osad piaszczysty powstał już w zbiorniku, po odcięciu koryta, w którym następnie akumulowana była gytia węglanowa. Datowanie tego spągowego osadu dało wiek zbliżony do 16 400 lat cal BP, co pozwoliło lokować jego powstanie w fazie epe.

#### Najstarszy dryas

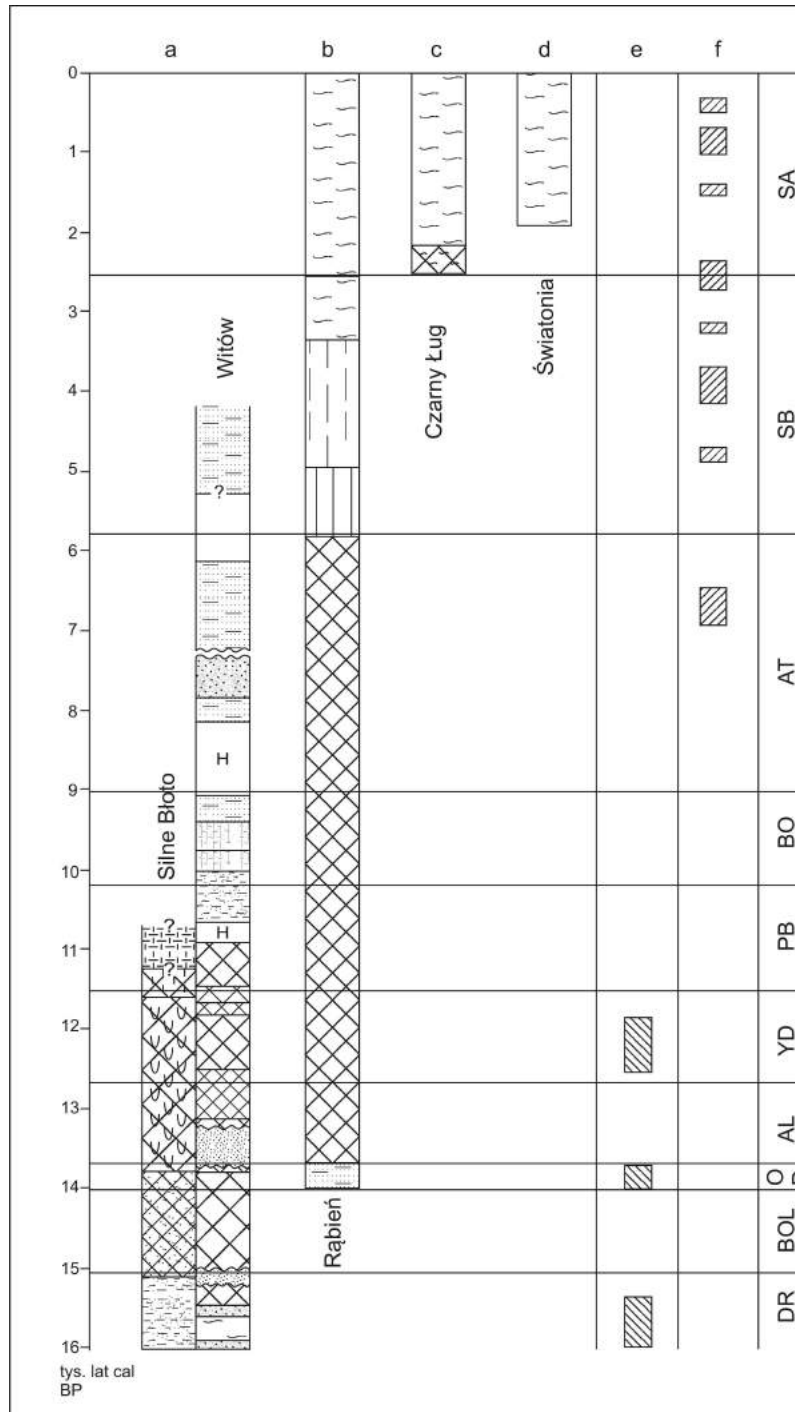
Z okresem najstarszego dryasu związana jest pierwsza faza akumulacji w środkowej Polsce pokryw eolicznych i niewielkich wydm (m.in. Dylikowa 1958, 1967; Tobolski 1966, 1969; Rotnicki, Tobolski 1969; Krajewski K. 1977; Krajewski K., Balwierz 1985; Manikowska 1985, 1995; Nowaczyk 1986; rys. 59). Był to okres zimny, ze słabo rozwiniętą pokrywą roślinną. Powstałe wówczas akumulacyjne formy eoliczne świadczą, że panowały warunki stosunkowo wilgotne, umożliwiające zatrzymywanie ziaren piasku. Wcześniej w okresach zimnych i suchych (plenivistulianu), kiedy panowała zimna pustynia z brukami deflacyjnymi (m.in. Goździk 1995; Manikowska 1995), odbywał się permanentny transport eoliczny piaszczystego materiału.

Zbadane w Witowie utwory organiczne deponowane były na pograniczu zbiornika jeziorno-torfowiskowego i zamykającego go od północy wału wydmowego. Powstanie zbiornika miało miejsce na początku najstarszego dryasu, w wyniku przegrodzenia przez piaski eoliczne niewielkiej, skierowanej ku północy

doliny. Akumulacja torfu mszystego w analizowanych tam profilach (Wasylikowa 1964, 1999; rys. 26), położonych na obrzeżach zbiornika, rozpoczęła się w starszej części najstarszego dryasu. W centrum rozległego zbiornika gromadziła się w tym samym czasie gytia (Wasylikowa 2011). W najstarszym dryasie w otoczeniu jeziora w Witowie panowała tundra bezdrzewna, z dwoma fazami rozwoju (Wasylikowa 1964).

W profilu z Żabieńca przełom ocieplenia epe (kamion) i najstarszego dryasu zaznacza się spadkiem rekonstruowanej temperatury lata (Płóciennik 2010), co korelowało z wyraźnym wzrostem poziomu wody w jeziorze (rys. 57; Pawłowski 2010; Żelazna-Wieczorek 2010). Wzrosła też koncentracja węglanów w mułku jeziornym, przy ponownie niskim udziale substancji organicznej (4–5 %). Analiza pyłkowa w przedziale 15 850–14 950 lat cal BP wskazała udział pyłku AP na poziomie 48–60 % (Balwierz 2010), podwyższony udział pyłku Cyperaceae i *Helianthemum* oraz roślin wodnych i szuwarowych, zwłaszcza *Potamogeton*. W drugiej części tego odcinka w diagramie pyłkowym zaznaczył się znaczny wzrost zawartości glonów *Pediastrum*, odnotowano obecność pyłku jałowca, wierzby i rokitnika. Zmiany te wskazują na możliwość podniesienia poziomu wody w zbiorniku. Wyraźne są analogie do obrazu pyłkowego zarejestrowanego w Witowie. Jednak Balwierz (2010) opisany odcinek osadów jeziornych z Żabieńca (LPAZ Ż-7) koreluje już z okresem starszego dryasu.

Podczas najstarszego dryasu proces degradacji wieloletniej zmarzliny w środkowej Polsce został nieco powstrzymany: pojawiły się syngenetyczne szczeliny mrozowe w piaskach pokrywowych (Manikowska 1995). Postępowało wytapianie się lodu gruntowego, segregacyjnego, występującego w postaci soczewek i klinów lodowych w drobnoziarnistych osadach plenivistuliańskich serii rzecznych i deluwialnych (Goździk 1995; Goździk, Konecka-Betley 1992a). W wyniku wytapiania lodu utwory złożone powyżej obniżały się i na powierzchni powstawały zagłębienia termokrasowe. Udokumentowane tego typu formy w dolinie Świętojanki (dopływ Widawki), uległy zatorfieniu na przełomie najstarszego dryasu i böllingu, a następnie w wyniku dalszego pogłębienia zbiornika, stały się jeziorami, gdzie deponowane były osady węglanowe (Goździk, Konecka-Betley 1992a, b; Goździk 1995).



Rys. 59. Zestawienie rozwoju torfowisk związanych z formami eolicznymi i aktywności procesów eolicznych a – litologia utworów w badanych profilach z wyspy zachodniej torfowiska Silne Błoto (Wasylikowa 2011) oraz z wydmy w Witowie (Wasylikowa 1964, 1999); b – litologia utworów z torfowiska Rąbień (Balwierz 2005); c – litologia utworów torfowiska Czarny Ług; d – litologia utworów torfowiska Świątonia; e – fazy wydymotwórcze w środkowej Polsce (wg Wasylikowa 1964; Dylikowa 1967; Manikowska 1985, 1995); f – fazy antropogenicznego wzbudzenia procesów eolicznych w środkowej Polsce (Twardy 2008)

#### Development of peatlands related to aeolian forms and aeolian activity

a – lithology of deposits in studied profiles of western island of the Silne Błoto peatland (Wasylikowa 2011) and dune from Witów (Wasylikowa 1964, 1999); b – lithology of deposits of the Rąbień peatland (Balwierz 2005); c – lithology of deposits of the Czarny Ług peatland; d – lithology of deposits of the Świątonia peatland; e – dune forming phases in central Poland (after Wasylikowa 1964; Dylikowa 1967; Manikowska 1985, 1995); f – phases of anthropogenic induction of aeolian processes in central Poland (Twardy 2008)

Termokrasowa geneza obniżeń późnovistuliańskich jezior i torfowisk została stwierdzona także w innych częściach strefy staroglacjalnej, na przykład w obszarze bagien dolin Biebrzy czy Narwi (Żurek 1990a). Problem termokrasowej genezy mis jezior i torfowisk był podnoszony także w odniesieniu do obszaru Polesia Lubelskiego (m.in. Buraczyński, Wojtanowicz 1991; Wojtanowicz 1994).

Dowody na powstawanie jezior i mokradeł w okresie najstarszego dryasu udokumentowano w utworach torfowisk położonych w dolinach okolic Łodzi, choć są to pojedyncze przykłady. W okresie tym nastąpiła akumulacja gytii węglanowej z udziałem drobnego piasku w misie torfowiska Ługi. W warstwie (miąższości ok. 20 cm), odłożonej w młodszej części odcinka przypisanego do najstarszego dryasu, podobnie jak w Witowie, zaznaczyła się tendencja do zwiększania wilgotności. W diagramie pyłkowym wyraźnie zaznaczony jest większy udział pyłku roślin wodnych oraz glonów *Pediastrum*. Znaczny, ponad 40 % udział węglanów w osadzie świadczy o zasilaniu jeziora wodami gruntowymi oraz płytkimi wodami glebowymi (topogenicznymi). Były one bogate w związki węglanowe, pochodzące z odmłodzonych górnych partii stoku i wysoczyzny morenowej okolic Brodni. Innym przykładem zabagnienia obniżeń w obrębie dna doliny w okresie najstarszego dryasu jest torfowisko Bęczkowice w dolinie Luciąży. Na mineralnym podłożu w przegłębieniu (prawdopodobnie paleokorycie) powstała w analizowanym czasie cienka warstwa gytii detrytusowej i spągowa część serii torfu turzycowego. Nie udało się jednak odtworzyć przebiegu tego koryta, dlatego trudno wnioskować o układzie rzeki w tym okresie. Wysoką wilgotność siedliska potwierdzają bardzo wysoka frekwencja roślin wilgotnych siedlisk oraz glonów *Pediastrum*. W tym odcinku stwierdzono także najwyższy w całym profilu udział pyłku turzyc. Na podkreślenie zasługuje fakt, iż jest to najstarsze spośród analizowanych torfowisk w czynnych dolinach rzecznych regionu.

Funkcjonowanie jezior i torfowisk w okresie najstarszego dryasu w regionie łódzkim (poza Witowem) nie było dotychczas podkreślane. Fakt że nie zostało w znaczący sposób zakłócone przez procesy eoliczne czy denudacyjne, sugeruje, że mimo panowania chłodnego klimatu, okres ten dzięki wysokiej wilgotności (opady?, utrudniona infiltracja i krążenie wód

gruntowych) był korzystny dla rozwoju mokradeł w regionie łódzkim, zarówno w dolinach, także w sąsiedztwie form eolicznych oraz na wysoczyznach.

### Bölling

Wśród badanych w okolicach Łodzi torfowisk w okresie ocieplenia bölling utwory biogeniczne akumulowane były w większej liczbie mis torfowisk niż w okresie poprzedzającym. Depozycja osadów jeziornych była kontynuowana w zbiorniku Żabieniec, a także w torfowiskach przyległych do wydmy: Witów-Silne Błoto i Rąbień. Wnioski paleoekologiczne wypływające z badań w Witowie (Wasylikowa 1964) wskazują, że początek böllingu wiązał się z wyraźnym ociepleniem. Rozwinął się las brzozy, o charakterze parkowym, z heliofitami jak rokitnik czy posłonek. Na tej podstawie paleotemperatury lata szacowane były na około 15 °C (Wasylikowa 1964). W obrazie pyłkowym większy jest udział roślin siedlisk suchych niż wilgotnych, choć osady tego okresu reprezentuje w Witowie gytia, co wskazuje na utrzymywanie się wysokiego poziomu wody w jeziorze. Mogło to wynikać z sytuacji lokalnej – blokowania przez formę eoliczną odpływu wody ze zbiornika, a nie wpływu czynników klimatycznych. Opublikowane dane paleobotaniczne z misy torfowiska Rąbień wskazują, iż akumulacja osadów biogenicznych rozpoczęła się tam w starszym dryasie (Balwierz 2005; Kloss 2005). Jednak wykonane ostatnio prace w przegłębieniu w centrum zbiornika wskazują, że osady jeziorne powstawały tam już w böllingu. W tym okresie akumulowane były także torfy w niewielkim mokradle w Roślu Nowym, na które wkroczyła wydma w starszym dryasie (Krajewski K. 1984; Krajewski K., Balwierz 1985).

W osadach jeziornych w Żabieńcu tendencja do ocieplenia zapisana w sukcesji muchówek zaznacza się od około 14 800 lat cal BP (rys. 57; Płóciennik 2010; Forysiak i in. 2010b). Synchronicznie z nią rekonstruowany jest spadek poziomu wody (Pawłowski 2010), a nieco później (około 14 600 lat cal BP) zdecydowany wzrost udziału substancji organicznej i początek akumulacji gytii detrytusowo-ilastej. Tak wyraźne zmniejszenie dostawy materiału mineralnego wynikało zapewne z ograniczenia denudacji mechanicznej w zlewni zbiornika, spowodowanego rozwojem



pokrywy roślinnej. Gwałtownie podniosła się w osadach zawartość żelaza w stosunku do manganu, nastąpiło zakończenie akumulacji węglanów w zbiorniku i zaznaczył się skokowy wzrost zawartości cynku. Jest to interpretowane jako efekt silnego zwiększenia dostawy do jeziora liści brzozy, powodujących również znaczny wzrost trofii zbiornika (Borówka, Tomkowiak 2010). Na wyraźne ocieplenie po około 14 600 lat cal BP wskazała nie tylko analiza muchówek, ale także skład gatunkowy okrzemek i wioślarek (Żelazna-Wieczorek 2010; Pawłowski 2010). W diagramie pyłkowym udział pyłku AP sięga 74–82 %, mniejszy jest udział Cyperaceae i jałowca, rokitnika, a także pyłku roślin szuwarowych i wodnych oraz glonów (Balwierz 2010).

W dolinach rzecznych regionu łódzkiego w böllingu postępowo obniżanie den dolinnych zapoczątkowane na początku późnego vistulianu, choć w części z nich zaznaczają się też tendencje agradacyjne (rys. 58). W konsekwencji także zmiany poziomu wód gruntowych w obrębie den dolinnych musiały wykazywać różne tendencje, wpływając na możliwości rozwoju mokradeł. Zapis böllingu w osadach torfowisk dolinnych udokumentowano w większej liczbie stanowisk niż w przypadku najstarszego dryasu. W stanowisku Ługi kontynuowana była akumulacja osadów jeziornych. Ekspertyza palinologiczna, w odcinku korelowanym z opisywanym ociepleniem, wskazuje znaczny wzrost udziału pyłku drzew w porównaniu z poprzedzającym okresem. Obniżył się za to udział turzyc oraz roślin siedlisk wilgotnych i wodnych. Z kolei w torfowisku w Bęczkowicach trwało w böllingu narastanie torfu turzycowego. W obrazie pyłkowym spadł udział roślin zielnych, także roślin wodnych i szuwarowych. Na początku böllingu powstało torfowisko w stanowisku Ner-Zawada. W jego przegłębieniu złożona została warstwa torfu niskiego. Analiza pyłkowa wskazała bardzo wysoki (ok. 95 %) udział pyłku drzew (z dwoma warstwami o wysokim udziale olszy), przy znacznym udziale turzyc i roślin szuwarowych (rys. 23; Forysiak i in. 2010b), ale bez udziału roślin wodnych. W końcu böllingu zaznaczył się wzrost poziomu wody na torfowisku, co potwierdza pojawienie się gatunków planktonowych wśród wioślarek, a także wzrost udziału glonów *Pediastrum*. Dno przegłębienia położone jest około 4 m poniżej powierzchni terasy późnovistuliańskiej, ma charakter owalnego,

zamkniętego obniżenia i prawdopodobnie nie jest śladem koryta rzecznego. Podobieństwo sekwencji osadów oraz wieku powstania torfowiska do wspomnianego wcześniej mokradła w dolinie Świętojanki (Goździk, Konecka-Betley 1992a, b), pozwala wiązać powstanie obniżenia torfowiska Ner-Zawada z procesami termokrasowymi, zapoczątkowanymi na przełomie najstarszego dryasu i böllingu.

### Starszy dryas

Ochłodzenie starszego dryasu dobrze udokumentowane jest w torfowiskach regionu łódzkiego związanych z formami eolicznymi. W Witowie zaznaczyło się rozrzedzenie lasu brzozonego i ustąpieniem ciepłolubnych roślin wodnych. Panował wówczas suchszy i zimniejszy klimat niż w okresie böllingu, ze średnią temperaturą lipca szacowaną na około 10–12 °C (Wasylikowa 1964). Poziom wody w zbiorniku uległ obniżeniu i nadbudowana została przylegająca do niego wydma. Podobny proces miał miejsce w przypadku torfowiska i wydmy w Rąbieniu. Kompleks pagórków wydmych znalazł się bezpośrednio przy zbiorniku (Marosik 2011) i zapewne doszło do całkowitego zamknięcia misy obniżenia, gdyż akumulacja gytii drobnodetrytusowej rozpoczęła się w także poza wspomnianym wcześniej przegłębieniem

W profilu osadów jeziornych w Żabieńcu, w krótkim wycinku, korelowanym z przedziałem 13 760–13 900 lat cal BP, zaznaczył się kilkuprocentowy wzrost zawartości substancji mineralnej, mający odbicie we wzroście udziału frakcji pylastej. W diagramie pyłkowym niski jest udział pyłku roślin wodnych i szuwarowych oraz turzyc, przy znacznej sumie AP, w której spadł udział pyłku brzozy, a zwiększył się udział wierzby. Zdaniem Pawłowskiego (2010) utrzymywał się wówczas niski poziom wody w zbiorniku (z niewielkimi wahaniami), niska była ogólna frekwencja osobników *Cladocera*. Niezbyt znaczący spadek temperatury lata (o ok. 1 °C) we wspomnianym okresie sygnalizują rekonstrukcje paleotemperatur na podstawie muchówek (Piłociennik 2010).

Zapis zdarzeń korelowanych ze starszym dryasem stwierdzono także w przypadku torfowisk dolinnych. W torfowisku Ner-Zawada w odcinku korelowanym ze starszym dryasem zaznaczył się gwałtowny spadek sumy drzew, przy silnym wzroście *Artemisia*, *Helianthe-*

*mum*, a także spadku udziału roślin szuwarowych i glonów. Następnie również gwałtownie wzrósł udział pyłku roślin siedlisk wilgotnych, pojawił się pyłek roślin wodnych. Nastąpiła zmiana charakteru osadu: na torfie rozpoczęła się akumulacja gytii. W dolinie Luciąży, na torfowisku w Bęczkowicach, odkładał się torf turzycowy. Badania palinologiczne wykazały spadek udziału pyłku drzew, brak pyłku roślin wodnych. Glony *Pediastrum* pojawiły się pod koniec odcinka skorelowanego ze starszym dryasem, kiedy nastąpiło prawdopodobnie podniesienie poziomu wody na torfowisku. Krótki odcinek profilu osadów z torfowiska Ługi, który można zaliczyć do starszego dryasu, cechuje się spadkiem zawartości węgla wapnia i wzrostem części mineralnych. W gytii stwierdzono ziarna drobnego piasku, nawiewanego zapewne na powierzchnię jeziora z przyległego doń od zachodu obszaru piaszczystego. W profilu pyłkowym, początkowo niskim udziale turzyc i roślin szuwarowych, zaznaczył się wzrost ich udziału, pojawił się też pyłek roślin wodnych, przy dużej frekwencji glonów.

Powyższe spostrzeżenia wskazują, że zmiana warunków klimatycznych zapisana jest w większości badanych profili, ale ich skala nie była jednakowo duża. Skutki ochłodzenia i spadku wilgotności klimatu w starszym dryasie uzależnione były zapewne od czynników lokalnych. Nie zakłóciły one znacząco na funkcjonowanie torfowisk i jezior regionu łódzkiego.

### Alleröd

Większość rekonstrukcji wykonanych dla allerödu niżowej Polski wskazuje korzystne warunki wilgotnościowe. W przypadku jeziora Gościąż przejawiały się wysokim poziomem wody (Goslar i in. 1998), w jeziorach i torfowiskach Polski północno-wschodniej Żurek i Pazdur (1999) sygnalizują fazę wilgotną w młodszej części allerödu. Na podstawie analiz paleobotanicznych Wasylińska (1964) wyróżniła w Witowie dwie fazy rozwoju roślinności: starszą – brzozową i młodszą – sosnową, określoną jako optymalna. W fazie brzozowej rozprzestrzenił się las z przewagą brzozy i licznymi jeszcze skupiskami heliofitów. W fazie młodszej dominowała już sosna, z mniejszym udziałem brzozy i wzrostem udziału gatunków siedlisk wilgotnych i roślin wodnych, którym sprzyjało podniesienie się wody w zbiorniku, potwierdzone akumulacją

gytii na wcześniej złożonym torfie (Wasylińska 1964).

Z punktu widzenia rozwoju mis torfowisk w strefie staroglacjalnej okres allerödu był bardzo ważny. Doszło wówczas do powstania wielu zbiorników akumulacji biogenicznej oraz wzmożenia tempa tej akumulacji w misach położonych w różnych środowiskach (por. Żurek 1990). Wśród form eolicznych, po fazie wydmotwórczej starszego dryasu, poprawiły się warunki morfologiczne dla funkcjonowania jezior lub torfowisk (m.in. Wasylińska 1964; Tobolski 1966, 1969; Rotnicki, Tobolski 1969; Rotnicki 1970; Krajewski K. 1977). W dnach dolin rzecznych regionu łódzkiego zaznaczyły się różne tendencje procesów fluwialnych (nieznaczna agradacja lub stabilizacja, a lokalnie również nieznaczne obniżanie den – rys. 58). W allerödzie funkcjonowały głównie koryta meandrujące, z boczną migracją koryt i intensywnym procesem odcinania paleokoryt. Stwarzało to warunki dla akumulacji osadów biogenicznych. Postępująca degradacja wieloletniej zmarzliny powodowała rozwój zagłębień bezodpływowych w obszarach dolin (m.in. Goździk 1995), a co ważniejsze – przywracane było krążenie wód gruntowych i możliwości soligenicznego zasilania mis torfowisk w obszarach dolinnych. Był to też okres cechujący się prawdopodobnie wysokimi opadami (Rotnicki 1991). Zmiany zasilania istniejących jezior i torfowisk prowadziły do zmian cech litologicznych utworów. W przypadku zbiornika Żabieniec doszło w tym okresie do znacznego ograniczenia zasilania gruntowego. Utrzymywanie się wysokiego poziomu wody gruntowej w dolinach spowodowało powstanie zabagnień, zarówno w dnach aktywnych dolin rzecznych, jak i formach pozbawionych stałego, powierzchniowego odwodnienia. Na początku allerödu rozpoczęła się akumulacja biogeniczna w świeżo porzucanych starorzeczach, jak i peryferycznie położonych basenach powodziowych. Spośród badanych torfowisk okolic Łodzi wymienić można: Bartochów, Czarny Las, Mianów, Parchliny, Korzeń, Polesie, a także obiekty położone w martwych dolinach, na przykład Józefka. Stanowią one większość torfowisk o położeniu dolinnym, jakie objęto badaniami. Ze stanowisk dolinnych spoza regionu łódzkiego warto podkreślić jest powstanie torfowiska Całowanie w dolinie Wisły (Dąbrowski 1982; Schild i in. 1999).

Torfowiska o położeniu dolinnym, gdzie akumulacja biogeniczna odbywała się już wcześniej, zachowały jej ciągłość w allerödzie. W misie torfowiska Ner-Zawada narastała gytia ilasto-wapienna, z wysokim udziałem substancji mineralnej (wynikającym z możliwego wlewania się wód powodziowych Neru do zbiornika). Podniesienie poziomu wody spowodowało wzrost udziału pyłku roślin siedlisk wilgotnych, roślin wodnych oraz glonów *Pediastrum*. W torfowisku Bęczkowice powstał w tym okresie torf turzycowo-mszysty, o znacznie mniejszej niż wcześniej zawartości substancji mineralnej i niższym stopniu rozkładu. Świadczyć to może o lepszych warunkach wilgotnościowych, podkreślonych także większym udziałem pyłku roślin wodnych i szuwarowych oraz glonów. Powstanie przegłębienia w podłożu torfowiska w Parchlinach Marosik (2000) wiąże z działalnością erozyjną Krasówki. W zagłębieniu stwierdzono warstwa gytii, która datowana jest na okres allerödu (Balwierz i in. 2005). W misie torfowiska Ługi trwała akumulacja gytii detrytusowo-wapiennej. Ekspertyza pyłkowa wskazała początkowo mniejszy udział pyłku roślin siedlisk wilgotnych, w drugiej części wzrósł ich udział, podobnie jak frekwencja glonów oraz turzyc, świadcząc o wzroście wilgotności. W dolinie Balin-Chropy (łączącej doliny Neru i Warty) w allerödzie już nie funkcjonowały procesy fluwialne. W piaszczystych osadach jej kopalnego dna znajdują się wkładki osadów organicznych, składane zapewne w obniżeniach porzuconych koryt rzecznych.

W okresie allerödu powstały torfowiska w dolinie Warty: Bartochów i Czarny Las. Początkowo, bezpośrednio po odcięciu paleokoryt, w dnach obniżen złożone zostały cienkie wkładki gytii detrytusowej. W jego południowej, nieco wyżej położonej części torfowiska Czarny Las powstał torf zielny, zaś w północnej – torf mszysty z wkładkami gytii. Świadczy to o okresowym podnoszeniu się poziomu wody na torfowisku i pokrywaniu wodą niżej położonej jego części. W Bartochowie akumulacja torfu rozpoczęła się w młodszej części allerödu. Powstający w przegłębieniach kopalnych koryt torf olesowy zawiera znaczne ilości drobnoziarnistego piasku i mułku, nanoszonego w trakcie powodziowych stanów wód w dolinie. Torfowisko Bartochów położone było wówczas stosunkowo blisko aktywnej strefy korytowej (Krauzlis

1974), stąd możliwość wkraczania wód powodziowych na inicjalne torfowisko. W torfie jaki odkładał się w tym czasie w torfowisku Czarny Las zawartość substancji mineralnych jest znacznie mniejsza, zapewne nie dochodziło wówczas do jego zalewania, co wynikało z głębszego wcięcia się aktywnego koryta w jego sąsiedztwie. Powierzchnia zalewowa ówczesnego dna doliny Warty, w rejonie torfowiska Czarny Las, była znacznie szersza niż w okolicach Bartochowa. Wzmożenie aktywności powodziowej w młodszej części okresu allerödu udokumentowano w dorzeczu Wisły (rys. 58; Starkel 2002; Kalicki 2006).

W misie torfowiska Żabieniec z okresem allerödu skorelowano odcinek rdzenia ograniczony przedziałem wiekowym 12 490–13 760 lat cal BP (rys. 57; Forysiak i in. 2010b). Odkładała się w tym czasie gytia detrytusowo-ilasta, o wzrastającej zawartości materii organicznej (rys. 40) i dominacji frakcji ilastej w mineralnej części osadu (Borówka, Brzozowska 2010). Początkowo w składzie chemicznym osadu znaczny udział miały pierwiastki litofilne, świadczące o denudacji mechanicznej. Ich udział w młodszej części jest niższy, wzrosły natomiast wartości wskaźnika warunków redukcyjnych i trofii w zbiorniku (Borówka, Tomkowiak 2010). Poziom wody w zbiorniku początkowo obniżył się, zaś w drugiej części – uległ znacznemu podniesieniu, by ponownie obniżyć się na przełomie allerödu i młodszego dryasu (rys. 57; Pawłowski 2010). Szacowane temperatury lata nieznacznie wzrastają od podanej wyżej dolnej granicy czasowej allerödu do około 15 °C około 13 130 lat cal BP (Płóciennik 2010). Później zaznacza się spadek rekonstruowanych temperatur (rys. 57) o około 1–1,5 °C (na głębokości odpowiadającej 12 810 lat cal BP), co Płóciennik (2010) wiąże z ochłodzeniem Gerzensee (IACP), często wyróżnianym w rdzeniach zachodniej Europy (m.in. Brooks, Birks 2001; Litt i in. 2001; Magny i in. 2006; Heiri i in. 2007). Epizod ten zapisał się gwałtownym i krótkotrwałym wzrostem  $\delta^{18}\text{O}$  w rdzeniach lodowych Grenlandii (m.in. Lowe i in. 2008; Steffensen i in. 2008). W osadach w Żabieńcu zaznacza się też krótkotrwały wzrost zawartości substancji mineralnej, a nawet znaczna domieszka piasku średnioziarnistego (Borówka, Brzozowska 2010). W analizie pyłkowej profilu Żabieniec z alleödem korelowany jest lokalny poziom pyłko-

wy (Ż-8, Balwierz 2010), który wg modelu wiek/głębokość zamyka się w przedziale wiekowym 14 500–13 130 lat cal BP. Suma pyłku drzew wzrosła do 90 %, zaznaczył się spadek udziału jałowca i wierzby. Pojawił się pyłek *Populus*, niewielki udział miały rośliny siedlisk wilgotnych i wodnych. W środkowej części LPAZ zaznaczył się wysoki udział *Isoetes* (Balwierz 2010). W próbce, którą czasowo korelować można z wspomnianym, krótkotrwałym ochłodzeniem spada wyraźnie krzywa AP, wzrasta udział *Juniperus* i Poaceae, przejściowo pojawia się też pyłek wielu roślin siedlisk wodnych. Jednak Balwierz (2010) zalicza tę próbkę już do młodszego dryasu.

W badanych mokradłach przyległych do wydmy, okres allerödu reprezentowany jest przez osady jeziorne. W Witowie, na stoku wydmy, jest to spiaszczona gytia, w dolnej części z dodatkiem torfu zielonego (Wasylikowa 1964). W środkowej części bagna odłożyła się gytia wapienna (Wasylikowa 2011; rys. 25). W misie torfowiska Rąbień w tym okresie akumulowana była gytia drobnodetrytusowa (Kloss 2005, 2007). Ze starszą częścią allerödu Balwierz (2005) skorelowała poziom pyłkowy z maksymalnym w profilu udziałem pyłku jałowca, rokitnika i wierzby, z leszczyną i olszą i dość niskim udziałem brzozy. W drugiej części dominuje pyłek sosny, ale niższy jest udział roślin wodnych i wilgotnych siedlisk oraz turzyc, a więc tendencje rozwoju szaty roślinnej tu rekonstruowane przebiegają inaczej niż w przypadku stanowiska w Witowie.

#### Młodszy dryas

Zapis ochłodzenia młodszego dryasu w regionie łódzkim znajduje się we wszystkich środowiskach sedymentacyjnych (Dzieduszyńska 2011). Był on okresem wzmożenia procesów eolicznych. Powstałe wcześniej wydmy ulegały reaktywacji lub przemodelowaniu, inne zostały nadbudowane (m.in. Dylikowa 1958, 1967; Wasylikowa 1964; Krajewski K. 1977, 1984; Manikowska 1985, 1995). W młodszym dryasie, po okresie stabilizacji, wzrasta intensywność procesów fluwialnych w dolinach środkowej Polski (rys. 58). Dotychczasowy trend, czyli przewaga procesów erozyjnych w późnym vistulianie (Turkowska 1988, 1995), został zmieniony przez tendencje akumulacyjne, prowadzące do agradacji den dolinnych. Dotyczy to niektórych mniejszych

rzek regionu, ale przede wszystkim doliny Warty (rys. 58; Petera 2002; Turkowska i in. 2004; Forysiak 2005). W warunkach zwiększonej denudacji w obszarach stoków i wysoczyzn, gdzie doszło do rozluźnienia pokrywy roślinnej, wzrosła dostawa materiału piaszczysto-pyłastego do systemów rzecznych. Przyjmuje się znaczne zmniejszenie opadów w opisywanym okresie (m.in. Rotnicki 1991; Starkel 1991). W przypadku rzek o małym spadku doprowadziło to do niewydolności układów koryt meandrujących i ich zmian na wielokorytowe (anastomozujące – Teisseyre 1991 lub anabranching – Nanson, Knighton 1996).

W wypełnieniach większości analizowanych torfowisk regionu łódzkiego udokumentowano utwory biogeniczne złożone w młodszym dryasie (rys. 60). Z paleobotanicznego punktu widzenia podstawowym stanowiskiem w regionie jest Witów (Wasylikowa 1964, 1999; rys. 26, 59), gdzie osady biogeniczne i mineralne opisywanego okresu stwierdzono w trzech profilach w obrębie stoku wydmy oraz w osadach jeziornych w misie torfowiska (Wasylikowa 2011). Wydzielone zostały trzy fazy, odpowiadające lokalnym poziomom pyłkowym. We wczesnej fazie młodszego dryasu nastąpiło podniesienie poziomu wody w jeziorze, czego efektem było odłożenie się gytii piaszczystej na allerödziej glebie, występującej na kopalnym stoku wydmy (Wasylikowa 1964, 1999). Roślinność leśna uległa silnemu rozrzedzeniu. W końcowej części tej fazy poziom wody opadł i w badanych profilach udokumentowano akumulację piasku młodszej wydmy. Według Wasylikowej (1999) faza ta wystąpiła między 12 650 a 12 500 lat cal BP. Faza środkowa młodszego dryasu w Witowie cechowała się maksymalnym nasileniem procesów eolicznych. Był to okres pesimum termicznego i wilgotnościowego młodszego dryasu (Wasylikowa 1999). Późna faza (12 000–11 530 lat cal BP) zapisana została w piaszczystych osadach wydmy z wzrastającą domieszką gytii. W spektrach pyłkowych wyraźnie wzrasta udział pyłku roślin szuwarowych, przy ograniczeniu roślinności suchych siedlisk, potwierdzając możliwość podniesienia się poziomu wody w zbiorniku (Wasylikowa 1999).

W osadach torfowiska Żabieniec z młodszym dryasem skorelowano najmłodszą z wyróżnionych w obrębie późnego vistulianu fazę (rys. 57; Forysiak i in. 2010b), ograniczoną

przedziałem czasowym 12 490–11 350 lat cal BP. Zdeponowana została w tym okresie gytia detrytusowo-ilasta, z obniżającym się udziałem substancji organicznej. Wśród części mineralnych spadł nieznacznie udział frakcji pylastych i ilu na korzyść piasku drobnoziarnistego (Borówka, Brzozowska 2010), który był efektem denudacji mechanicznej w zlewni zbiornika (Borówka, Tomkowiak 2010), ale także mógł być nawiewany. Sukcesja wioślarek oraz udział gatunków planktonicznych wskazuje na obniżanie poziomu wody w zbiorniku już w końcu allerödu, jego skutkiem może być stwierdzona na głębokości 964–966 cm (około 12 570 lat cal BP) wkładka mchów brunatnych. W leżącej wyżej warstwie gytii występują szczątki torfowców, turzyc oraz rdestnic (Kloss, Żurek 2010), porastających zapewne brzegi zbiornika. W środkowej części odcinka profilu korelowanego z młodszym dryasem utrzymuje się niski poziom wody, wzrasta dopiero w górnej jego części (rys. 57). Podobną tendencję wykazuje frekwencja pyłku roślin szuwarowych i wodnych (także poryblinu) oraz glonów *Pediastrum* (Balwierz 2010), które notują najmniejszy udział w środkowej części opisywanego odcinka. Zmienność ta dobrze odpowiada opisanym wyżej fazom z Witowa.

Rekonstrukcje temperatur lata na podstawie analizy Chironomidae w stanowisku Żabieniec nie dają jednoznacznej tendencji spadku. Według norweskiego zbioru testowego wnioskować można o obniżeniu temperatury lata od wartości około 14,5 °C do 12 °C pomiędzy 12 165 a 11 200 lat cal BP, jednak inne zbiory testowe w ogóle nie wskazują większego spadku temperatury (Płóciennik 2010). Na wyraźne obniżenie temperatury wskazywać może dominacja w spektrum wioślarek gatunków zimnotolerancyjnych oraz znaczny spadek liczby gatunków i frekwencji osobników (Pawłowski 2010). Sugestie poprawy warunków wodnych i termicznych zinterpretowano w próbcie z głębokości odpowiadającej około 11 840 lat cal BP. Zbiorowisko okrzemek w odcinku korelowanym z młodszym dryasem wskazuje na ukształtowanie się w zbiorniku warunków oligotroficznych, z tendencjami w kierunku dystrofii, a także z wyraźnym stałym spadkiem pH (rys. 57; Żelazna-Wieczorek 2010). Zdecydowana zmiana warunków paleoekologicznych, wywołana ociepleniem przełomu młodszego dryasu i okresu preborealnego zaznacza się we wszystkich analizowanych w Żabieńcu

elementach środowiska. Nie są one jednak synchroniczne. Tę podstawową granicę chronostratygraficzną postawiono na 11 350 lat cal BP (rys. 40, 57; Forysiak i in. 2010b), czyli nieco później niż w najczęściej stosowanych zestawieniach (m.in. Goslar i in. 1998; Starkel i in. 1998a; Walanus, Nalepka 2010; por. Dzieduszyńska 2011).

Młodszy dryas zmiany paleogeograficzne i paleoekologiczne uzyskały dobry zapis w osadach skłonu wydmy i w zbiorniku w Witowie. W przypadku torfowiska Rąbień z opublikowanych dotychczas wyników analizy palinologicznej wynika, że w młodszym dryasie odłożyła się tam warstwa gytii drobnodetrytusowej o miąższości zaledwie około 10 cm, dla której wyznaczono lokalny poziom pyłkowy *Betula-Pinus* (Balwierz 2005). Wskazywać może to na inny niż w Witowie przebieg zdarzeń w tym zbiorniku. Jednak trzeba wziąć pod uwagę, że to położenie rdzenia poza najgłębszą częścią misy zbiornika mogło spowodować tak niewielki zapis w osadach.

Torfowiska i jeziora w dolinach rzecznych regionu funkcjonowały w młodszym dryasie w dobrych warunkach wilgotnościowych. Sprzyjały temu agradacja den dolin, a także długotrwałe roczne lub wielosezonowe przemrażanie gruntu. W obniżeniu torfowiska Nerzawada powstała gytia ilasto-węglanowa, o wzrastającej zawartości węglanu wapnia. Zbiornik wodny dawał dobre warunki do rozwoju fauny wioślarek, również planktonowych (Forysiak i in. 2010b). Analiza pyłkowa wskazuje tutaj nieco inne tendencje niż w przypadku mokradel przyległych do wydmy. W całym odcinku korelowanym z młodszym dryasem wysoki jest udział pyłku roślin wodnych i glonów *Pediastrum*. Znaczną frekwencją charakteryzowały się rośliny siedlisk wilgotnych oraz olszy. Wysoka zawartość substancji mineralnej oraz widoczne w osadach jeziornych ziarna drobnego piasku świadczą o jego nawiewaniu do zbiornika.

W misie torfowiska Ługi na początku analizowanego okresu zmieniła się litologia zdeponowanych utworów jeziornych: na gytii węglanowej złożona została gytia detrytusowa, pozbawiona już węglanu wapnia, o niższym odczynie osadów, co wynikało zapewne ze zmiany zasilania zbiornika. Ustało zasilanie płytkimi wodami gruntowymi na rzecz zasilania powierzchniowego ze zlewni bezpośredniej, zbudowanej głównie z osadów fluwialnych. Następnie powierzchnia wodna pokryta została

przez torfowisko, czego efektem jest warstwa torfu zielnego z udziałem składnika mszystego. Analiza pyłkowa w odcinku korelowanym z młodszym dryasem, wykazała wzrost udziału pyłku roślin zielnych i wahania udziału pyłku roślin siedlisk wilgotnych i wodnych. Największy udział pyłku roślin wodnych zanotowano w końcowej części opisywanego odcinka, przy malejącej frekwencji glonów, które maksymalny udział miały w środkowej części. W torfowisku Józefka, położonym podobnie jak Ługi w nieczynnej dolinie Jadwichny-Pichny, roślinność torfotwórcza wkroczyła do obniżenia na początku młodszego dryasu. W podłożu torfu występują piaski z wkładkami gytii, korelowane na podstawie obrazu pyłkowego z okresem allerödu (Balwierz 1997). Torf zielny powstający w okresie młodszego dryasu jest zapiaszczony, co wynika zapewne z nawiewania drobnego piasku na torfowisko, z występujących w otoczeniu płatów osadów eolicznych (Forysiak 2005). Diagram pyłkowy wskazuje udział pyłku roślin wodnych, przy dość wysokiej frekwencji pyłku turzyc, większy jest także odsetek pyłku jałowca i wierzby. W drugiej części większy jest udział pyłku olszy. Na torfowisku Wilczków przyrost masy torfu turzycowo-mszystego nie był znaczący. Możliwe jest także nieciągłe narastanie torfu. Udział pyłku roślin siedlisk wilgotnych jest wyraźny, przy niewielkim udziale glonów *Pediastrum* i pyłku turzyc.

W części torfowisk położonych w dolinach tendencje są inne, niż we wcześniej opisanych obiektach. W osadach torfowiska Bęczkowice odcinek rdzenia korelowany z młodszym dryasem jest krótki, powstał wówczas torf turzycowo-mszysty, który w górnej części wykazuje znaczny stopień rozkładu. Możliwa jest więc przerwa w narastaniu torfu, na co wskazuje także znaczny udział skorodowanego pyłku. Tendencja do obniżania poziomu wody zapisana jest spadkiem udziału pyłku roślin wodnych, glonów, także roślin siedlisk wilgotnych i turzyc. Prawdopodobnie brak w tym profilu zapisu górnej części młodszego dryasu. W dolinie Krasówki w obrębie misy torfowiska Parchliny w młodszym dryasie na osady jeziorne wkroczyło torfowisko (spąg torfu wydatowany na  $10\,290 \pm 90$  lat BP – LOD 1133; Balwierz i in. 2005), nie opublikowano jednak wyników ich analizy palinologicznej. W misie torfowiska Napoleonów zapewne już w młodszym dryasie funkcjonowało mokradło. Analiza palinologiczna nie wskazuje wprost takiej korelacji wiekowej utworów biogenicznych stwierdzonych w spągu wypełnienia (Balwierz 1980). Udokumentowany w dolnej części profilu zapis chłodnego klimatu późnego vistulianu wykazuje płynne przejście do holocenu, zapisane w stopniowym wzroście sumy pyłku drzew (zwłaszcza sosny i olszy), co pozwala przypuszczać, iż mokradło funkcjonowało już w analizowanym okresie.

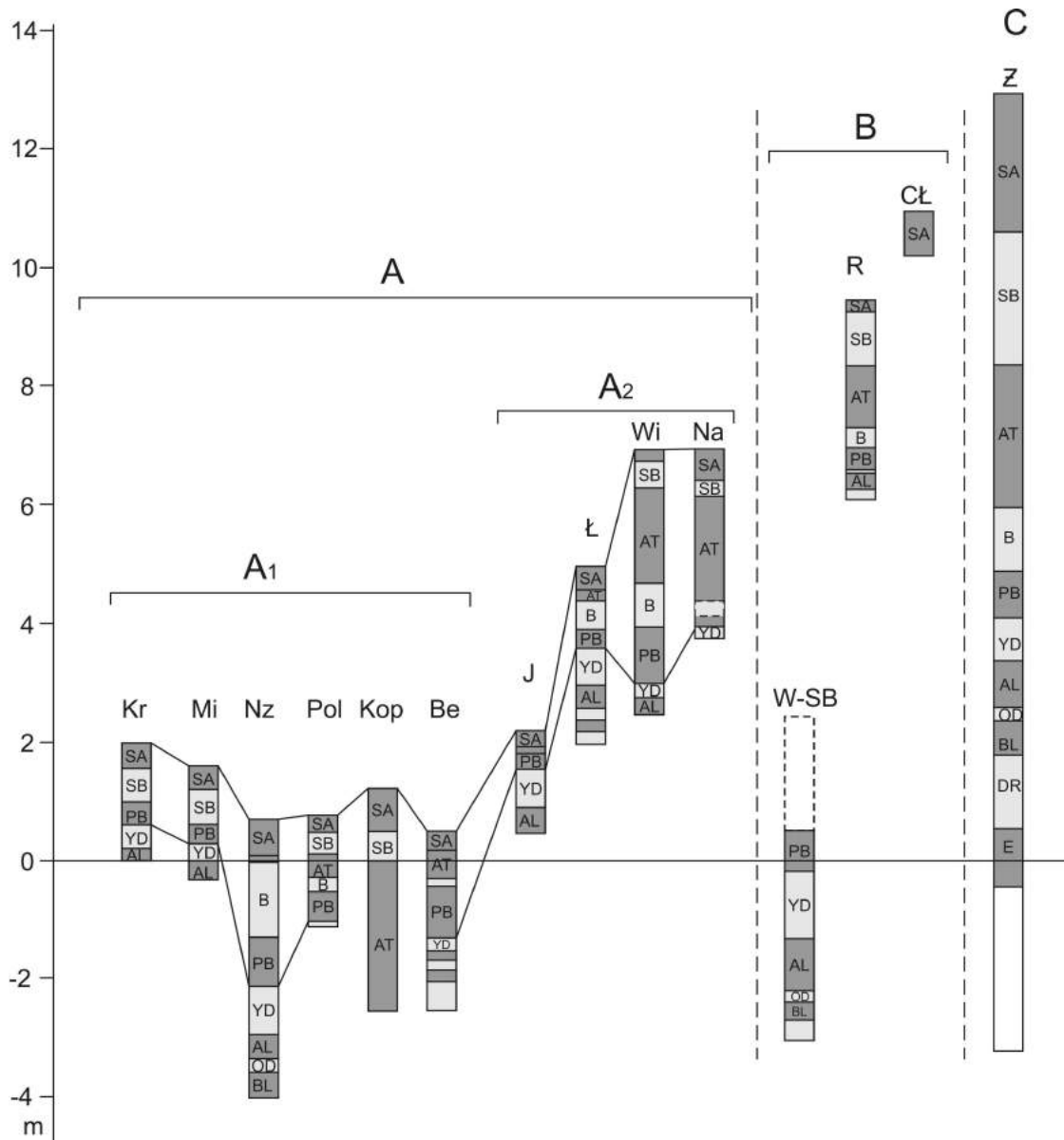
## HOLOCEN

W rozwoju mis torfowisk regionu łódzkiego przejście między vistulianem i holocenem nie stanowi istotnego przełomu. Niemal wszystkie analizowane zbiorniki akumulacji biogenicznej rozpoczęły funkcjonowanie już wcześniej (rys. 52, 60). Wspomniana granica chronostratygraficzna jest łatwo interpretowalna w badanych osadach. Fluktuacje klimatyczne w holocenie, zarówno termiczne jak i wilgotnościowe były generalnie korzystne dla potencjalnych możliwości funkcjonowania mokradeł w środkowej Polsce. Czynnikiem decydującymi o zmienności oraz ciągłości akumulacji biogenicznej w tym okresie były lokalne uwarunkowania geologiczne i geomorfologiczne, których konsekwencjami były możliwości i sposoby zasilania mokradeł. Przerwy w sedimentacji torfów, a nawet procesy decesji, na wielu badanych stanowiskach, wynikają z przyczyn naturalnych. Jednak w młodszym

holocenie coraz silniejsza presja osadnictwa i gospodarki miała odbicie w funkcjonowaniu torfowisk.

### Okres preborealny

Początek holocenu zaznaczył się wzrostem temperatur powietrza, gwałtownym rozwojem pokrywy roślinnej i ponownym zajęciem środkowej Polski przez formacje leśne oraz zmianami gatunkowymi fauny tego obszaru (por. Starkel 1977). Wzrost temperatury w rejonie północnego Atlantyku był równie szybki jak ocieplenie na początku böllingu, choć jego wartość względna była mniejsza (m.in. Steffenson i in. 2008). Obraz szaty roślinnej regionu łódzkiego w okresie preborealnym dobrze charakteryzuje rekonstrukcja na bazie stanowiska Witów (Wasylikowa 1964, 1999). Nastąpił szybki rozwój borów



Rys. 60. Położenie i wiek osadów biogenicznych torfowisk na podstawie analiz głównych rdzeni

oś pionowa – wysokość względna w stosunku do średniego poziomu wody w stałym cieku odwadniającym otoczenie torfowiska

A – torfowiska dolinne: A<sub>1</sub> – w aktywnych dolinach rzecznych: Kr – Korzeń, Ba – Bartochów, Mi – Mianów, NZ – Ner-Zawada, Pol – Polesie, Kop – Kopanicha, Be – Bęczkowice; A<sub>2</sub> – w nieczynnych dolinach: J – Józefka, Ł – Ługi, Wi – Wilczków, Na – Napoleonów

B – torfowiska położone wśród form eolicznych: W-SB – Witów-Silne Błoto, R – Rąbień, CŁ – Czarny Ług

C – torfowisko wysoczyznowe: Ż – Żabieniec

#### Location and age of biogenic deposits of peatlands on the basis of analyses of the cores

vertical axis – relative height in relation to mean water level in a stream draining the peatland area

A – valley peatlands: A<sub>1</sub> – in active river valleys: Kr – Korzeń, Ba – Bartochów, Mi – Mianów, NZ – Ner-Zawada, Pol – Polesie, Kop – Kopanicha, Be – Bęczkowice; A<sub>2</sub> – in inactive valleys: J – Józefka, Ł – Ługi, Wi – Wilczków, Na – Napoleonów

B – peatlands situated between aeolian forms: W-SB – Witów-Silne Błoto, R – Rąbień, CŁ – Czarny Ług

C – peatland on morainic plain: Ż – Żabieniec

sosnowych z brzozą, osiką i modrzewiem oraz zróżnicowanym podszyciem, między innymi jałowcem, orlicą czy wrzosem.

W dolinach rzecznych środkowej Polski na przełomie młodszego dryasu i holocenu zaszły zmiany w tendencjach procesów fluwialnych, w kierunku wzrostu aktywności erozyjnej rzek (m.in. Turkowska 1988). Podobne zmiany dotyczyły całego Nizy Środkowoeuropejskiego (m.in. Turkowska 1995; Starkel 2002; Kallicki 2006). Stosunkowo szybki rozwój pokrywy roślinnej wywołał zahamowanie dostawy osadów do koryt, nastąpiła także zmiana reżimu rzeczno-śnieżnego (ze śnieżnego na deszczowo-śnieżny), a także wzrost sumy opadów (Rotnicki 1991; Starkel 1991). Doprowadziło to do gwałtownej zmiany obciążenia rzek i do koncentracji koryt (Schumm 1977; Teisseyre 1991). W regionie łódzkim powszechnie obserwowane są tendencje do wcinania się rzek w późnowistuliańskie dna dolinne (m.in. Turkowska 1988, 1995; Kamiński 1993; Kobjek 2000, 2009; Wachecka-Kotkowska 2004; Forysiak 2005; rys. 58). Ich konsekwencją było morfologiczne wyodrębnienie teras nadzalewowych niskich oraz powstanie warunków do rozwoju mokradeł w obniżeniach i porzuconych korytach rzecznych.

Wydmy i obszary zbudowane z piasków eolicznych już na początku okresu preborealnego zostały ustabilizowane przez roślinność (m.in. Wasylińska 1964; Rotnicki, Tobolski 1969; Krajewski K. 1977) i na ich powierzchni powstała gleba rdzawa, rozpoczynająca profil holoceniowego pedolitu (Manikowska 1985, 1995). Podobnie w obszarach wysoczynowych i na stokach, rozwój pokrywy roślinnej całkowicie zahamował procesy denudacji mechanicznej.

Na stanowisku Żabieniec z okresem preborealnym skorelowano dwie fazy rozwoju zbiornika (rys. 57; Forysiak i in. 2010a). Ograniczone są przedziałem czasowym 11 350–10 040 lat cal BP, zgodnym z przyjmowanymi granicami chronozony preborealnej. Przejście z młodszego dryasu w okres preborealny zapisane jest w gytii detrytusowo-iłastej, która powyżej wspomnianej granicy staje się ciemniejsza, a zawartość substancji biogenicznej szybko wzrosła, w masie mineralnej zmalał udział frakcji piaszczystej na rzecz pylastej i ilastej, z lepszym wysortowaniem (Borówka, Brzozowska 2010). Wraz ze spadkiem zawartości części mineralnych, wynikającym z ogranicze-

nia denudacji mechanicznej w zlewni (rys. 57), spadł udział pierwiastków litofilnych oraz żelaza i manganu, wzrósł zaś udział cynku, co wynika z dużego jego nagromadzenia w liściach brzozy (Borówka, Tomkowiak 2010). W rekonstrukcjach paleotemperatur lata ocieplenie nie zaznaczyło się zbyt wyraźnie (do ok. 15,5 °C) (Płóciennik 2010). Na poprawę warunków termicznych w zbiorniku wskazują wyniki analiz wioślarek (Pawłowski 2010) i okrzemek (Żelazna-Wieczorek 2010). Udokumentowały one wzrost trofii zbiornika i spadek odczynu w zbiorniku. Poziom wody wzrastał do około 10 700 lat cal BP (rys. 57; Forysiak i in. 2010a). W obrazie pyłkowym wyraźny jest wzrost sumy pyłku drzew, początkowo z przewagą sosny, następnie brzozy (Balwierz 2010). Zwiększenie udziału pyłku roślin wodnych i szuwarowych oraz poryblinu potwierdza sygnalizowane podniesienie poziomu wody w zbiorniku. Analiza kopalnych muchówek w przedziale 10 870–10 550 lat cal BP sygnalizuje powrót gatunków zimnolubnych, świadczących o ochłodzeniu klimatycznym (Płóciennik 2010), które korelować można z tak zwanym ochłodzeniem preborealnym (m.in. Björk i in. 1997; Bos i in. 2007). W diagramie pyłkowym zaznaczył się w tym czasie wzrost udziału jałowca (Balwierz 2010), zaś w osadach biogenicznych krótkotrwały, niewielki wzrost udziału pierwiastków litofilnych i żelaza. Po tym okresie nastąpił większy wzrost temperatury, obniżanie poziomu wody i zmiana akumulowanego osadu na gytie drobnotrytusową, zawierającą już tylko około 6–7 % części mineralnych. Obniżenie poziomu wody w końcowej części okresu preborealnego sprzyjało prawdopodobnie narastaniu pływających kożuchów roślinnych (pła), których szczątki nagromadziły się w warstwie gytii grubodetrytusowej (Kloss, Żurek 2010). Następnie, po krótkotrwałym podniesieniu się poziomu wody doszło do jego ponownego obniżenia (rys. 87; Pawłowski 2010) i akumulacji gytii drobnotrytusowej. Zmienne warunki hydrologiczne, o podobnych tendencjach, rekonstruowane są także w innych stanowiskach niżowych. Na podstawie badań jezior i torfowisk w północno-wschodniej Polsce w młodszej części okresu preborealnego (około 10 500–10 300 lat cal BP) sytuowana jest faza sucha (rys. 57; Żurek, Pazdur 1999), zaś bezpośrednio po niej nastąpić miał wzrost wilgotności. Badania osadów jeziora Gościąg pozwoliły rekonstruować niski



poziom wody w okresie 10 400–9500 lat cal BP (Starkel i in. 1998b).

W diagramie pyłkowym z Żabieńca od głębokości 8,40 m, określonej wiekowo na około 10 380 lat cal BP (wg krzywej wiek/głębokość) zarejestrowany został wzrost udziału drzew liściastych jak: wiąz, leszczyna, olsza, dąb oraz lipa. Balwierz (2010) zaliczyła ten odcinek do lokalnego poziomu pyłkowego *Corylus-Alnus-Ulmus-Quercus*, który skorelowała już z okresem atlantyckim, sugerując tym samym hiatus, obejmujący cały okres borealny. Jednak wykonane oznaczenie wieku szczątków roślin z głębokości 8,26 m dało wynik  $9130 \pm 40$  lat BP (Poz-23639; kalibracja – 8350 BC–8279 BC (48,9 %)), a więc mieszczący się jeszcze w chronozonie preborealnej.

W okresie preborealnym w misie torfowiska Rąbień, odłożyła się gytia drobnodetrytusowa (Kloss, Żurek 2005). Balwierz (2005) koreluje z tym okresem poziom pyłkowy *Pinus*, z dominacją pyłku sosny i stosunkowo niskim udziałem brzozy, w jego górnej części występuje pyłek leszczyny i olszy. Pyłek roślin wodnych i szuwarowych występuje jedynie w początkowej części tego poziomu pyłkowego. W obrębie mokradła w Witowie w brzeźnej części zbiornika (na stoku wydmy) w czasie okresu preborealnego początkowo akumulowana była gytia piaszczysta lub spiaszczony torf. Później, na skutek obniżenia poziomu wody, akumulacja biogeniczna w większości badanych profili została przerwana (rys. 26; Wasylićkowa 1964, 1999). W obrębie torfowiska na gytii złożony został torf, jednak trudne jest określenie jego wieku (Wasylićkowa 2011).

W dolinach rzecznych, mimo tendencji do obniżania den dolinnych, rozwój większości torfowisk odbywał się w analizowanym okresie w stosunkowo dobrych warunkach. W dolinie Luciąży w odcinku powyżej Trzėpnicy (w odcinku zajęty przez torfowisko Bėczkowice) faza wcinania dna dolinnego wywołała w prawdzie obniżenie poziomu zwierciadła wody w dolinie, ale frekwencja roślin siedlisk wilgotnych była stosunkowo wysoka. Sukcesywnie spadał udział pyłku turzyc, a w końcowej części odcinka zaliczonego do okresu preborealnego, zaznaczył się silny wzrost pyłku olszy, świadczący o ekspansji tego gatunku. Znaczna część drewna stwierdzonego w tej części złoża to także olcha (Kloss inf. ustna), co potwierdza obniżanie poziomu wody na torfowisku. W młodszej części okresu preborealnego do-

szło z kolei do wkroczenia torfowisk w rozległe baseny powodziowe doliny Wolbórki w rejonie Świątnik (Turkowska 1988). W środkowym odcinku doliny Wolbórki także nie zaznaczyła się faza erozji z początku holocenu, co wskazuje na podobieństwo do badanego odcinka doliny Luciąży. W dolinie Neru, w przegłębieniu misy torfowiska Ner-Zawada trwała w analizowanym okresie akumulacja gytii węglanowej, choć poziom wody sukcesywnie obniżał się, o czym świadczy spadek ilości gatunków i osobników wioślarek (Forysiak i in. 2010c). Analiza pyłkowa wskazuje zmniejszanie się udziału pyłku turzyc oraz glonów *Pediastrum*.

W torfowiskach nieczynnych dolin w okresie preborealnym trwała sedentacja torfów, szczególnie dobre warunki panowały na torfowisku Wilczków, zasilanym wodami gruntowymi. Powstał tam torf turzycowo-mszysty, słabo rozłożony. W misie torfowiska Ługi złożony został w tym okresie torf szuwarowy o niewielkiej mięszkości, pozbawiony węglanów i cechujący się wysokim stopniem rozkładu i wzrastającą kwasowością, co świadczy o pogarszaniu się warunków zasilania gruntowego.

## Okres borealny

W okresie borealnym w środkowej Polsce panowały bory sosnowo-brzozowe, ze wzrastającym udziałem wiazu, dębu, lipy i leszczyny (Wasylićkowa 1999). Warunki wilgotnościowe, mające odbicie w rekonstruowanych poziomach wody w jeziorach wykazują dwa etapy: początkowo niski poziom wody zaznacza się dla jeziora Gościąż (Starkel i in. 1998b; rys. 57), następnie od około 9400 lat cal BP rekonstruowany jest tam wysoki poziom lustra wody. Dla tej części okresu borealnego Żurek i Pazdur (1999) wykazali wilgotną fazę w jeziorach Polski północno-wschodniej.

Zasób informacji geologicznych z dolin rzecznych regionu z okresu borealnego jest niewielki. W obrębie den dolinnych i w strefach korytowych w analizowanym okresie panowała względna stabilizacja. Udokumentowane w środkowym odcinku doliny Neru wypełnienia paleomeandrów, z wkładkami organicznych namulów lub detrytusu roślinnego datowanych na okres borealny, świadczą o aktywności rzeki meandrującej (Turkowska 1988) i względnie stabilne położenie poziomu dna doliny. Zdaniem Kalickiego (2006) z okresem borealnym wiąże się podwyższona aktywność w do-

linach rzek dorzecza Wisły, a w młodszej części tego okresu Starkel (2002) ulokował fazę powodzi w dorzeczu górnej Wisły (rys. 58).

Rekonstrukcja warunków paleoekologicznych okresu borealnego dla torfowiska Żabieniec natrafia na zasygnalizowany wcześniej problem nieobecności, zdaniem Balwierz (2010), w profilu palinologicznym spektrum właściwego dla tego okresu. Zagadnienie to jest o tyle istotne, że podważa rangę badanego stanowiska, jako ciągłego profilu osadów biogenicznych. Wymaga więc przedyskutowania i rozstrzygnięcia. Pogląd o braku zapisu okresu borealnego w osadach torfowiska Żabieniec nie znajduje potwierdzenia w ich litologii i charakterze. Nieobecność odpowiednich osadów mogłaby być spowodowana brakiem akumulacji lub erozyjnym usunięciem. W osadach na głębokości około 7,90–8,30 m nie stwierdzono jednak torfu, a tym bardziej śladów jego rozkładu. Trudno też wyobrazić sobie istnienie kotła o głębokości około ośmiu metrów, wysłanego trudnoprzepuszczalnymi osadami mułkowo-ilastymi (rys. 39B; Forysiak, Twardy 2010), który w warunkach okresu borealnego byłby suchy, nawet bez narastającego torfowiska. Nie byłoby możliwe także erozyjne usunięcie z takiej bezodpływowej misy złożonych w okresie borealnym osadów (najniżej położona część działu wodnego, zamykającego obniżenie bezodpływowe, w którym znajduje się torfowisko, leży około 10 m powyżej stropu gytii przypisanej do okresu preborealnego). Problem stanowi, jak się wydaje, chronostratygiczna kwalifikacja lokalnego poziomu pyłkowego *Corylus-Alnus-Ulmus-Quercus* (Balwierz 2010). Granica między okresami borealnym i atlantyckim w profilach jeziora Gościąg jest usytuowana około 9000 lat cal BP. Biorąc pod uwagę krzywą wiek/głębokość z rdzenia z torfowiska Żabieniec (Lamentowicz i in. 2009), osady takiego wieku zalegać powinny na głębokości 7,02 m. Balwierz (2010) skorelowała początek wymienionego powyżej lokalnego poziomu pyłkowego już z okresem atlantyckim, argumentując, iż spektrum pyłkowe „[...] zawiera już większość taksonów drzew, które występują w okresie atlantyckim (*Corylus*, *Alnus*, *Quercus*, *Fraxinus*) lub pojawiają się one niewiele później (*Tilia*)...”. Przebieg krzywych poszczególnych taksonów, zwłaszcza drzew w dolnej części poziomu *Corylus-Alnus-Ulmus-Quercus* profilu Z-2 z Żabiańca (Balwierz 2010) oraz w dia-

gramie G1/87 poziomu *Corylus-Alnus-Quercus* z jeziora Gościąg (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998b) jest bardzo zbliżony, ale w przypadku stanowiska Gościąg jego dolna część korelowana jest z okresem borealnym. Na nieciągłość zapisu w osadach torfowiska Żabieniec nie wskazują inne z wykonanych analiz paleoekologicznych. W opinii autora niniejszej pracy należy zakładać ciągłość zapisu holocenńskiego i sytuować okres borealny w miejscu wynikającym z modelu wiek/głębokość – między 10 040 a 9000 lat cal BP (na głębokości 8,00–7,02 m) (rys. 57; Forysiak i in. 2010a), wbrew interpretacji obrazu pyłkowego.

Rekonstrukcja poziomu wody w zbiorniku Żabieniec, wykonana na podstawie analizy wioślarek (Pawłowski 2010), w okresie borealnym wskazała początkowo relatywnie wysoki poziom, z późniejszymi fluktuacjami i ostatecznym ustabilizowaniem się niskiego poziomu (rys. 57). Tezę potwierdza znaczna ilość gatunków makrofitowych wśród wioślarek i muchówek, a także wzrost trofii zbiornika. Analiza geochemiczna osadów dostarczyła sugestii o wysokim poziomie wody w zbiorniku (Borówka, Tomkowiak 2010). Analiza muchówek dokumentuje dominację form ciepłolubnych, a rekonstrukcje paleotemperatur lata wskazały wartości na poziomie 16–16,5 °C (Płóciennik 2010). Potwierdza to poglądy o dogodnych warunkach termicznych okresu borealnego. W diagramie pyłkowym, w części wiekowo odpowiadającej okresowi borealnemu, udokumentowano stabilną i bardzo wysoką wartość AP. Prawie nie odnotowano pyłku roślin wodnych i szuwarowych, minimalny był udział glonów *Pediastrum* oraz turzyc (Balwierz 2010).

W misie torfowiska Rąbień w okresie borealnym trwała akumulacja gytii drobnodetrytusowej, ze szczątkami rdestnic i ramienic (Kloss 2005, 2007). Wyniki analizy pyłkowej sugerują wypływanie się zbiornika. Niemal w całym lokalnym poziomie pyłkowym *Pinus-Corylus-Ulmus* nie stwierdzono pyłku roślin wodnych, zmniejszyła się także frekwencja glonów oraz pyłku turzyc (Balwierz 2005). W przypadku stanowiska w Witowie w strefie brzeżnej torfowiska, w dwóch profilach na skłonie wydmy, odłożyła się cienka warstwa spiaszczonego torfu (rys. 26; Wasylukowa 1999). Brak jest danych geologicznych i paleobotanicznych ze środkowej części zbiornika Silne Błoto (Wasylukowa 2011).

W torfowiskach położonych w dolinach przebieg akumulacji utworów biogenicznych w okresie borealnym był zróżnicowany. W obniżeniu torfowiska Ner-Zawada na początku opisywanego okresu zakończyła się akumulacja gytyi węglanowej i na powierzchnię zbiornika wkroczyło torfowisko. Gwałtownie spadła zawartość węglanów (z ponad 70 % w końcowej części okresu preborealnego do kilku procent), jednocześnie w podobnych proporcjach wzrosła zawartość części organicznych; spadła też wartość odczynu osadów (rys. 23; Forysiak i in. 2010c). W diagramie pyłkowym, w lokalnym poziomie *Pinus-Corylus-Ulmus*, korelowanym z okresem borealnym, niemal brak pyłku roślin wodnych i glonów *Pediastrum*, a udział pyłku roślin szuwarowych oraz turzyc był zmienny, choć utrzymujący się raczej na niskim poziomie. Z końcem opisywanego okresu lub na początku okresu atlantyckiego torfowisko prawdopodobnie przestało funkcjonować, o czym świadczy warstwa silnie rozłożonej substancji humusowej ze słabo widocznymi szczątkami roślin. Hiatus zaznaczył się w sukcesji pyłkowej oraz w zgrupowaniach wioślarek (rys. 23; Forysiak i in. 2010c). W misie torfowiska Bęczkowice w okresie borealnym powstała cienka warstwa torfu turzycowiskowego, który jest silnie rozłożony i zawiera zwiększony odsetek części mineralnych, co jest efektem zmian postsedentacyjnych. W spektrum pyłkowym zapisała się zapewne tylko część sukcesji z wysokim udziałem roślin siedlisk wilgotnych, niskim udziałem pyłku turzyc i wzrastającym udziałem olszy oraz nieobecnością pyłku roślin wodnych oraz glonów (rys. 47). Był to więc okres kiedy doszło zapewne do obniżenia poziomu wody w dolinie i wkroczenia lasu na torfowisko. W dolinie Krasówki, w misie torfowiska Parchlina powstał torf turzycowy i mszysty; warstwy tej nie obejmuje opublikowany diagram pyłkowy (Balwierz i in. 2005), ale jej borealny wiek potwierdzają datowania radiowęglowe. W torfowisku Chabielice narastanie torfu rozpoczęło się na początku wczesnego holocenu (w profilu palinologicznym nie został rozdzielony okres preborealny od borealnego; rys. 42). W młodszej części tak wydzielonego poziomu zaznaczył się spadek udziału pyłku olszy, przy wysokiej frekwencji turzyc, czyli relacje takie jak stwierdzone w innych analizowanych obiektach w okresie borealnym.

W torfowiskach martwych dolin, o soligenicznym i topogenicznym zasilaniu, zauważono w opisywanym okresie inne tendencje. W torfowisku Wilczków powstała warstwa torfu turzycowego ze szczątkami trzciny, o dość wysokim stopniu rozkładu. W diagramie pyłkowym, w poziomie korelowanym z okresem borealnym, udział pyłku roślin siedlisk wilgotnych jest zmienny, w starszej części brak pyłku turzyc, a w całym poziomie nie stwierdzono glonów *Pediastrum* (rys. 20). W misie torfowiska Ługi odkładał się torf turzycowy, z licznymi, zwłaszcza w stropowym odcinku szczątkami drewna. Diagram pyłkowy ukazuje początkowo wzrost udziału pyłku roślin wodnych, przy zmniejszającym się udziale glonów, w drugiej części zaznaczył się znaczny wzrost udziału pyłku roślin siedlisk wilgotnych i turzyc, zaś zanikł pyłek roślin wodnych. W stropowej próbie widoczny jest silny wzrost udziału pyłku olszy (rys. 13), co może być efektem ekspansji tego gatunku na torfowisku. W przypadku torfowiska Józefka przyrost masy torfowej we wczesnym holocenie był niewielki i z pewnością nieciągły, w diagramie pyłkowym połączono wyróżnione lokalne poziomy pyłkowe z okresów preborealnego i borealnego (Balwierz 1997). W górnej części zaznacza się spadek pyłku roślin wodnych oraz turzyc i jednocześnie ekspansja pyłku olszy. Stropowa warstwa torfu wzbogacona jest w szczątki drewna (Forysiak 2005), można więc mówić w przypadku obu blisko siebie położonych torfowisk (Ługi i Józefka) o podobnych tendencjach rozwoju we wczesnym holocenie.

#### Okres atlantycki

Okres atlantycki cechował się zmiennymi warunkami wilgotnościowymi. Zrekonstruowano na początku tego okresu wysoki poziom wody, który z czasem się obniżył. Od około 8000 lat cal BP wyznaczona została faza niskiego poziomu (rys. 57), trwająca niemal do końca okresu atlantyckiego (Starkel i in. 1998b). Podobne trendy podane zostały przez Żurka i Pazdur (1999), którzy dla jezior i torfowisk północno-wschodniej Polski na początku opisywanego okresu wyróżnili fazę wilgotną, a później dwie fazy suche. Okres atlantycki uznawany jest generalnie za optimum klimatyczne holocenu, ale w czasie jego trwania zaznaczyły się także epizody chłodne

(m.in. Rasmussen i in. 2007; Steffensen i in. 2008).

W misie torfowiska Żabieniec w okresie atlantyckim akumulowane były głównie osady jeziorne, ale udokumentowano także dwie wyraźne warstwy torfu mszystego. W starszej części okresu atlantyckiego, w której akumulowana była gytia drobnodetrytusowa, początkowo poziom wody w zbiorniku ulegał podnoszeniu (do ok. 8550 lat cal BP). Później zaczął powoli się obniżać (rys. 57; Forsytek i in. 2010c) i około 7950 lat cal BP na powierzchnię jeziora wkroczyła pokrywa torfu mszystego z *Drepanocladus sendtneri* (Kloss, Żurek 2010a). Następnie poziom wody ponownie się podniósł, dając możliwość do pojawienia się wioślarek planktonicznych (Pawłowski 2010). Akumulowana była wówczas gytia grubodetrytusowa, w której zaznaczył się duży udział glonów (Balwierz 2010). Wkrótce rozpoczęło się kolejne obniżenie poziomu wody i około 7280 lat cal BP powierzchnię jeziora ponownie zajął torf mszysty, co spowodowało wyginiecie wioślarek planktonicznych. We wspomnianej wyżej warstwie gytii grubodetrytusowej zaznaczyły się dwa epizody z podwyższoną zawartością substancji organicznej i wzrostem zawartości żelaza i manganu (ok. 7400 lat cal BP), co potwierdzać może okresowy wzrost poziomu wody w zbiorniku (Borówka, Tomkowiak 2010). Rekonstrukcje paleotemperatur lata w starszej części okresu atlantyckiego wskazują tendencje do obniżania. Dwa ze zbiorów porównawczych wskazują wyraźne ochłodzenie około 8450–8125 lat cal BP (Płóciennik 2010), które może być korelowane z czytelnym w rekonstrukcjach zachodnioeuropejskich chłodnym epizodem 8200 lat cal BP (m.in. Rasmussen i in. 2007; Steffensen i in. 2008; Renssen i in. 2009). O ochłodzeniu świadczyć może także gwałtowny i krótkotrwały zanik jednego z ciepłolubnych gatunków wioślarek (Pawłowski 2010). Ochłodzenie nie znalazło odbicia w zapisie pyłkowym, poza zarejestrowanym w tym przedziale wzrostem udziału pyłku sosny (Balwierz 2010). Po wspomnianym wyżej epizodzie z warstwą torfu mszystego, nadal utrzymuje się niski poziom wody (rys. 57), wzrasta trofia w jeziorze. Rekonstrukcje temperatur lata wskazują ponownie wysokie wartości, ale wobec coraz silniejszego wpływu na zgrupowania muchówek wysokiej trofii oraz wypłymania

zbiornika stają się one mniej wiarygodne (Płóciennik 2010).

W osadach torfowiska Rąbień zmiany środowiska w okresie atlantyckim zapisały się w gytii detrytusowej (Balwierz 2005), zaś jego górna granica wyznaczona została w miejscu zmiany osadu na torf turzycowo-mszysty. W rdzeniu analizowanym przez Klossa (2005) ta zmiana litologii występuje na większej głębokości (rys. 37). Spektrum pyłkowe ukazuje charakterystyczne dla okresu atlantyckiego powiększanie udziałów gatunków drzew i wchodzenie gatunków o wyższych wymaganiach termicznych (Balwierz 2005). W starszym z wydzielonych lokalnych poziomów pyłkowych udział pyłku roślin zielnych jest minimalny, zaś frekwencja roślin wodnych i szuwarowych oraz glonów *Pediastrum* większa, co dobrze koresponduje z przytoczonymi wyżej tendencjami wilgotnościowymi. W części profilu pyłkowego z Rąbienia, skorelowanego z okresem atlantyckim, nie odnotowano istotnych śladów działalności gospodarczej człowieka. W przypadku torfowiska Silne Błoto w Witowie brak danych dotyczących wewnętrznej części zbiornika, zaś w obrębie skłonu wydmy powstała warstwa silnie zapiaszczonego torfu zielnego, w którym zapisane jest spektrum pyłkowe młodszej części okresu atlantyckiego (rys. 26, 58). Wasylkowa (1999) skorelowała wiekowo ten odcinek z warstwą datowaną w profilach jeziora Gościąż na około 8150–5850 lat cal BP (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998b). Diagram pyłkowy wskazuje dużą zwartość lasu w rejonie stanowiska i dominację sosny oraz olszy. Rośliny zielne reprezentują zarówno formacje siedlisk suchych, jak też siedliska wilgotne i wodne (Wasylkowa 1999), co wskazuje na znaczny udział powierzchni zajętej przez obszary bagienne.

Sugerowany wzrost opadów na przełomie okresów borealnego i atlantyckiego (m.in. Starkel 1991), mający odbicie w wysokim poziomie wody w jeziorach, zaznaczył się również w dolinach rzecznych. Zwiększona ilość wody opadowej nie spowodowała jednak podniesienia poziomu wód gruntowych. W warunkach braku dostawy materiału mineralnego do koryt rzecznych (efekt silnie zwartej szaty roślinnej w zlewniach) i zwiększonych przepływów zaburzona mogła zostać równowaga spadku reżimowego (Teisseyre 1991) i nastąpił wzrost aktywności erozyjnej rzek. W du-

żych dolinach rzecznych, których profil był zbliżony do profilu bazy erozyjnej, musiało się to przełożyć na wzrost intensywności meandrowania. W mniejszych dolinach doszło do wcinania się koryt w ustabilizowane w okresie borealnym dna dolin, co paradoksalnie prowadziło do obniżania poziomu wód gruntowych w dolinach. Aktywność rzek meandrujących w postaci zwiększenia ilości paleomeandrów, wypełnianych następnie materiałem organicznym w okresie atlantyckim udokumentowano w dolinach Neru i środkowej Warty (Turkowska 1988, 1995; Forysiak i in. 1999; Forysiak 2005).

Przebieg procesów fluwialnych okresu atlantyckiego znalazł odbicie w procesach torfotwórczych w dolinach. W wielu stanowiskach przyrost masy torfowej był niewielki lub doszło do wstrzymania sedimentacji. Zapis takiej sytuacji ma miejsce w Bęczkowicach, w dolinie Luciąży, gdzie po wcięciu koryta Luciąży i jego stabilizacji zdecydowanie poniżej powierzchni torfowiska z okresu wczesnego holocenu, doszło do przesuszenia złoża, pomimo soligenicznego zasilania złoża. Podobna sytuacja wystąpiła zapewne w dolinie Neru, w rejonie torfowiska Ner-Zawada, gdzie sedimentacja torfu trwała jeszcze na początku okresu atlantyckiego (Forysiak i in. 2010a), ale także została przerwana. Wcięcie strefy korytowej Neru, w efekcie wzrostu aktywności koryta meandrującego, już we wczesnym holocenie, potwierdzać może wypełnianie odciętych paleomeandrów w jego środkowym odcinku (Turkowska 1988). Analogiczne trendy można zauważyć na torfowisku Korzeń, w ujściowym odcinku doliny Widawki, gdzie na torfie wypełniającym starorzecze w okresie preborealnym brak utworów okresu borealnego i atlantyckiego. Nieco inny przebieg zmian w okresie atlantyckim zapisał się w torfowiskach doliny Krasówki. Diagram pyłkowy z torfowiska Parchliny (obejmujący tylko młodszą część okresu atlantyckiego, powyżej warstwy datowanej na  $6220 \pm 60$  lat BP – LOD 1141; Balwierz i in. 2005), ukazuje bardzo wysoki udział pyłku olszy oraz niski roślin siedlisk wilgotnych. W Chabielicach zaś udokumentowany odcinek profilu gytii torfiastej, korelowany z okresem atlantyckim, ma małą miąższość, dlatego trudno ustalić, jaka jego część zapisana jest w tym odcinku. W osadach starorzecza Zwierzynki w Polesiu, które było miejscem funkcjonowania torfowiska od początku holocenu, diagram

pyłkowy w odcinku korelowanym z okresem atlantyckim ukazuje silny wzrost udziału pyłku olszy, synchronicznie z którym spada udział pyłku turzyc. Z roślin wodnych w spągowej próbce występował pyłek *Typha*, wyżej brak śladów roślin tej grupy (Balwierz i in. 2009b), co sugeruje obniżenie poziomu wody. Wcięcie koryta Zwierzynki nie było raczej zbyt duże. Odmienna sytuacja miała miejsce na torfowisku Kopanicha w dolinie Rawki, gdzie rozwój torfowiska nastąpił dopiero w okresie atlantyckim, kiedy powstała większa część złożonej tam masy torfowej (rys. 31, 52). Wynika to z intensywniejszego w okresie atlantyckim zasilania soligenicznego, z rozległego obszaru wodnolodowcowego zaplecza. Sytuacja taka upodabnia tendencje na tym torfowisku do obiektów położonych w nieczynnych lub słabo drenowanych dolinach. Raczej wykluczyć należy funkcjonowanie Rawki w obrębie masy torfowiska Kopanicha w holocenie i porzucenie tego szlaku odpływu dopiero w okresie atlantyckim (Pawłowski i in. 2012). Torfowisko Napoleonów w mezoholocenie cechowało się dobrymi stosunkami wodnymi, w tym okresie powstała przeważająca część torfów badanego złoża (Balwierz 1980). W diagramie palinologicznym, na początku lokalnego poziomu korelowanego z okresem atlantyckim, występuje bardzo wysoka frekwencja glonów *Pediastrum* przy niskim udziale pyłku turzycowatych i roślin siedlisk wilgotnych. W młodszej części spadł udział glonów, ale zwiększył się odsetek pyłku roślin wodnych i wilgotnych siedlisk, a także Cyperaceae (Balwierz 1980). Poprawę warunków wilgotnościowych potwierdza także niższy stopień rozkładu torfu (Balwierz 1980).

Na torfowiskach funkcjonujących w nieczynnych dolinach, gdzie poziomy wody są niemal niezależne od sytuacji w dolinach rzecznych, widoczne są inne trendy. Dla torfowiska Wilczków okres atlantycki można uznać za korzystny dla sedimentacji torfu. O wysokim poziomie wody na torfowisku, choć z wahaniami, świadczy niemal stała obecność glonów *Pediastrum* oraz wysoki i także zmienny udział pyłku roślin siedlisk wilgotnych. Z kolei frekwencja pyłku turzyc i olszy nie jest zbyt wysoka, co wynikać może z niezbyt rozległych terenów dla funkcjonowania tych roślin na torfowisku i w jego otoczeniu. W torfowisku Ługi w tym okresie powstała warstwa torfu turzycowego z udziałem drewna, zapis pyłkowy okresu atlantyckie-

go jest krótki i z pewnością niepełny. Zaznaczył się znaczny wzrost udziału roślin siedlisk wilgotnych oraz olszy i jednocześnie silny spadek udziału pyłku turzyc (rys. 13). Powstanie wspomnianej warstwy nastąpiło z początkiem okresu atlantyckiego, później prawdopodobnie sedentacja torfu została przerwana.

### Okres subborealny

Na pograniczu okresów atlantyckiego i subborealnego sugerowane jest krótkotrwałe pogorszenie warunków klimatycznych (por. Starkel 1977). Warunki wilgotnościowe okresu subborealnego także były zmienne, w początkowym okresie rekonstruowane są stosunkowo wysokie sumy opadów, w środkowej części – ich spadek, a końcowej – ponownie wzrost (Rotnicki 1991; Starkel 1991). W jeziorach i torfowiskach Polski północno-wschodniej na początku tego okresu wyznaczona jest faza wilgotna, później zaś trzy fazy suche oraz wilgotna na przejściu do okresu subatlantyckiego (Żurek, Pazdur 1999; rys. 57). W jeziorze Gościąg na początku okresu subborealnego poziom wody określany jest jako stosunkowo niski, z tendencją do wzrostu (Starkel i in. 1998b). Krótkotrwały epizod wysokiego poziomu wody sytuowany jest między 4300 i 4100 lat cal BP, później zaś poziom wody opadł do niskiego.

W dolinach rzecznych w okresie subborealnym zaznacza się kontynuacja wysokiej aktywności procesów fluwialnych (m.in. Starkel 2002, 2005; Kalicki 2006). W starszej części rekonstruowana jest faza powodzi (rys. 58), później między około 4500 a 3600 lat cal BP aktywność procesów fluwialnych zmalała. W dolinach regionu łódzkiego zaznaczyła się tendencja do agradacji den dolinnych (Turkowska 1988; Forysiak 2005), prowadząca także do podniesienia poziomu wody w dolinach. W środkowym odcinku doliny Warty wzrost poziomu wody w dolinie widoczny był już w końcowej części okresu atlantyckiego, kiedy roślinność torfotwórcza lub stagnująca woda wkroczyły do starorzeczy późnowistuliańskich (Forysiak 2005). Na początku okresu subborealnego tempo agradacji dna dolinnego wzrasta i do starorzeczy (funkcjonujących jako zbiorniki akumulacji biogenicznej) wkroczyły wody powodziowe, na przykład w Pęczniewie (Krauzlis 1974), czy we Włyniu lub Łęgu Piekarskim (Forysiak 2005). Zwiększa-

jąca się dostawa luźnych utworów drobnoziarnistych do systemu rzecznego, przy zaznaczonej już agradacji den dolinnych, doprowadza w przypadku części rzek do zmiany układu koryta z meandrującego na układy wielokorytowe (m.in. Teisseyre 1991; Nanson, Knighton 1996). W środkowym odcinku doliny Warty nastąpiło to w końcowej części okresu subborealnego (rys. 58; Forysiak 2005), podobnie jak w dolnym odcinku doliny Neru, a prawdopodobnie także w dolinach innych rzek regionu. W analizowanym okresie wyraźnie zaznaczyły się wyraźne wpływy działalności ludzkiej, odzwierciedlające się w zwiększonej dostawie osadów do systemów fluwialnych (m.in. Starkel 2002, 2005; Kalicki 2006). Układ wielokorytowy rzeki ukształtował się także w innych dolinach rzek niżowych, między innymi w dolinie Narwi (Gradziński i in. 2002), w odcinku o bardzo niskim spadku podłużnym dna doliny, które uległo zatorfieniu. Stan taki utrzymuje się do współczesności, koryta rzeki stabilizowane są przez roślinność torfotwórczą.

O ile jednak trudno w środowisku fluwialnym oddzielić implikacje naturalne od antropogenicznych, to w środowisku stokowym czy eolicznym, gdzie także rejestruje się aktywność w omawianym okresie, jest ona wyraźnie związana w aktywnością ludzką. W regionie łódzkim procesy eoliczne były lokalnie uruchamiane już w okresie atlantyckim (Wasylikowa 1999; Twardy 2008), ich natężenie wzrasta w okresie subborealnym, w którym Twardy (2008) wyróżnia trzy fazy transformacji rzeźby eolicznej (rys. 59), ściśle związane z horyzontami kulturowymi. Podobnie dotyczy to procesów stokowych, których najstarsze fazy wzbudzenia w regionie łódzkim miały miejsce już w okresie subborealnym.

W misie torfowiska Żabieniec okres subborealny zapisany jest w obrębie trzech faz rozwoju zbiornika (rys. 57; Forysiak i in. 2010c). Doszło wówczas do ostatecznego zładowienia zbiornika (Kloss, Żurek 2010) i zakończenia akumulacji osadów jeziornych. Na początku omawianego okresu poziom wody w zbiorniku uległ niewielkiemu podniesieniu, co dobrze koreluje się z wilgotną fazą wyróżnioną przez Żurka i Pazdur (1999). Poprawa warunków edaficznych dla fauny wioślarek i muchówek była jednak krótkotrwała (Pawłowski 2010; Płóciennik 2010) i od około 5140 lat cal BP zaznaczył się spadek poziomu

wody, w wyniku czego doszło do kolejnego, krótkotrwałego epizodu pokrycia tafli wody przez pło mszyste. Około 4130 lat cal BP już trwale zbiornik został zajęty przez torfowisko, początkowo z dominującymi mchami brunatnymi, następnie przeważać zaczęły turzyce (Kloss, Żurek 2010). Około 3400 lat cal BP torfowisko niskie przekształciło się w przejściowe, kiedy w środkowej części coraz większego znaczenia zaczęło nabierać zasilanie opadowe (Kloss, Żurek 2010). Zmiany wilgotności znajdują odbicie także we frekwencji glonów (Balwierz 2010), które niemal całkowicie wyginęły wraz z pokryciem zbiornika przez torfowisko. Zmniejszeniu uległ udział pyłku roślin wodnych i szuwarowych. Z okresem subborealnym Balwierz (2010) koreluje dwa lokalne poziomy pyłkowe. Początek starszego z nich jest zgodny z granicą chronostratygraficzną, wyznaczoną na podstawie krzywej wiek/głębokość (5640 cal lat BP) oraz wskazanego wcześniej podniesienia poziomu wody. Górną granicę okresu subborealnego Balwierz (2010) ułokowała na głębokości 1,80 m (około 1970 lat cal BP), a więc około 500 lat później niż wynikałoby to ze schematów chronostratygraficznych (rys. 40, 57). Suma pyłku drzew w całym odcinku diagramu korelowanym z okresem subborealnym jest wysoka, zaznaczają się jednak epizody większej wartości NAP (do 20 % – spowodowane głównie wzrostem frekwencji *Cyperaceae* i *Poaceae*), zaś pyłek roślin związanych z działalnością gospodarczą występuje w minimalnych ilościach (Balwierz 2010). Wyniki analizy geochemicznej wskazały w analizowanym okresie minimalny poziom denudacji mechanicznej w zlewni torfowiska. Do zbiornika dostarczane były głównie pierwiastki będące wynikiem denudacji chemicznej (Borówka, Tomkowiak 2010). Podkreślić należy brak wpływu działalności ludzkiej na torfowisko Żabieniec w analizowanym okresie. W sąsiedztwie torfowiska stwierdzono jedynie pojedyncze artefakty, choć w dolinach Mrogi i Mrożyca istniało w tym czasie rozwinięte osadnictwo (Kittel, Sygulski 2010).

Podobne stadia rozwoju zbiornika jak w Żabieńcu zaobserwowano także na torfowisku Rąbień. Zdaniem Klossa (2005) wkroczenie niskotorfowiskowego pła nastąpiło w starszej części okresu atlantyckiego. Potem, na krótki okres, wkroczył mszar (rys. 37). Pod koniec okresu atlantyckiego torfowisko weszło więc w fazę

torfowiska wysokiego (Kloss 2005) i funkcjonowało w tej postaci przez cały okres subborealny. Opis litologiczny analizowanego palinologicznie rdzenia (Balwierz 2005) wskazuje, że przejście gytii w torf turzycowo-mszysty miało miejsce na przełomie okresów atlantyckiego i subborealnego. Obydwie wspomniane analizy wykonane były jednak na różnych rdzeniach. W diagramie pyłkowym wydzielone zostały dwa poziomy lokalne skorelowane z okresem subborealnym (rys. 37; Balwierz 2010). Większa frekwencja pyłku roślin wodnych i szuwarowych na początku potwierdza podaną wcześniej prawidłowość o wilgotności klimatu. Wysoki był w tej części także udział pyłku turzyc, który obniżał się stopniowo wraz z rozwojem zbiorowisk ombrogenicznych w centralnej części torfowiska. W diagramie pyłkowym udokumentowano także udział pyłku roślin związanych z gospodarką ludzką (Balwierz 2010). Jego pierwsze, większe natężenie odnotowano na początku poziomu pyłkowego *Picea-Alnus-Tilia*, jednak brak datowania uniemożliwia odniesienie tego epizodu do poziomów kulturowych udokumentowanych na obszarach wydym w zachodnim obrzeżeniu torfowiska (Marosik 2011).

Torfowiska położone w dolinach regionu łódzkiego w okresie subborealnym przeszły okres regresu. Tylko trzy spośród badanych stanowisk cechują się przyrostem masy torfowej. W starorzeczu w Polesiu poziom wody uległ niewielkiemu podniesieniu już w okresie atlantyckim, co było związane z agradacją dna doliny Zwierzynki (Twardy, Forysiak 2011b). W masie torfowej występują wkładki gytii, ale także przewarstwienia piaszczyste. Najbardziej czytelne z nich stwierdzono w badanym profilu bezpośrednio przed wyraźnym wzrostem poziomu wody, zarejestrowanym w diagramie pyłkowym przez krótkotrwały wzrost udziału pyłku *Typha* (około 3370 lat cal BP). Epizod ten jest dobrze skorelowany z fazą kultury trzcinieckiej, której rozległe stanowisko udokumentowano w Polesiu (Makarowicz 2011). W diagramie pyłkowym zaznaczył się niewielki udział pyłku roślin uprawnych, ale też podwyższony udział *Pteridium* (Balwierz i in. 2009). Opisana sytuacja (wzrost poziomu wody w starorzeczu, poprzedzony powodzią) powtórzyła się około 2960 lat cal BP, co może być korelowane z starszą częścią kultury łużyckiej, której liczne przejawy odnotowano w strefie pradoliny warszawsko-berlińskiej (Twardy 2008). Na

torfowisku Kopanicha okres subborealny, podobnie jak atlantycki, stwarzał dobre warunki do rozwoju roślinności torfotwórczej. W Napoleonowie warstwa korelowana z okresem subborealnym ma małą miąższość i zawiera szczątki drewna, prezentowany obraz pyłkowy nie pozwolił na zlokalizowanie w czasie ewentualnych przerw w narastaniu torfu (Balwierz 1980). W diagramie pyłkowym z torfowiska Wilczków stwierdzono zapis początkowej, wilgotniejszej części okresu subborealnego, ze stosunkowo wysokim udziałem pyłku roślin siedlisk wilgotnych, turzyc oraz glonów *Pediastrum* (rys. 20). Trudno jednak wskazać moment przerywania sedimentacji, ponieważ stropowa część jest silnie przesuszona, zawiera znaczną ilość zniszczonych ziaren pyłku, w którym występują już także rośliny związane z gospodarką ludzką.

Brak zapisu okresu subborealnego w torfowiskach Ner-Zawada, Bęczkowice, Ługi, czy Józefka wiąże się zapewne ze zbyt dużym obniżeniem poziomu wód gruntowych, które były wcześniej głównym źródłem zasilania tych obiektów.

#### Okres subatlantycki

Okres subatlantycki cechuje się już stałą i wysoką presją człowieka na środowisko i zazębaniem się naturalnych zmian środowiska z antropogenicznymi (m.in. Starkel 1977, 2002). Pomimo bardzo dużej ilości posiadanych danych paleoekologicznych trudno dla tego okresu wypracować jednoznaczny model zmian środowiska. Generalnie zauważalna jest zmienność termiki, okres subatlantycki zaczął się ochłodzeniem, później (około 2000 lat cal BP) sugerowane jest ocieplenie, po którym nastąpił stosunkowo długi okres nieznacznego ochłodzenia, zakończony krótkotrwałym optimum w średniowieczu i przejściem do ochłodzenia tak zwanej małej epoki lodowej (m.in. Starkel 1977; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1999). W przypadku opadów retrodykcje są już bardzo niepewne i często wskazują dla okresu subatlantyckiego odwrotne trendy (Rotnicki 1991; Starkel 1991; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1999). Można jednak przyjąć większe opady na jego początku i niższe w trakcie średniowiecznego optimum.

W jeziorach i torfowiskach Polski północno-wschodniej początek okresu subatlantyckiego charakteryzował się wysoką wilgotnością (rys. 57; Żurek, Pazdur 1999). Również

poziom wody jeziora Gościąż był w tym czasie wysoki (Starkel i in. 1998b), stopniowy spadek wilgotności rozpoczął się od około 2000 lat cal BP. W jeziorze Gościąż faza niskiego poziomu wody rekonstruowana jest między 1500 a 1000 lat cal BP, podczas gdy w jeziorach Polski północno-wschodniej sytuowana jest faza wilgotna.

W dolinach rzecznych okolic Łodzi okres subatlantycki zaznaczył się powszechną agradacją osadów pozakorytowych i podnoszeniem poziomu den dolinnych (rys. 58; m.in. Turkowska 1988; Forysiak 2005). Wynikało to z dużej dostawy materiału do systemów rzecznych, implikowanej wzrostem denudacji mechanicznej odlesianych obszarów. W dolinach rzek Niżu jest to okres niemal ciągłej aktywności powodziowej (Starkel 2002, 2005; Kalicki 2006). Chronozona subatlantycka to także okres aktywnych procesów eolicznych, które zdaniem Twardego (2008) inicjowane są pod koniec i bezpośrednio po fazach wzmożonej działalności osadniczej. Autor ten wymienia fazy wzbudzenia transportu eolicznego po okresie kultury lużyckiej i przeworskiej, przedzielone fazą stabilizacji, a następnie długą, intensywną fazą aktywności, związaną z wczesnym średniowieczem (rys. 59).

Dla torfowisk regionu łódzkiego okres subatlantycki wiązał się z poprawą na wielu obiektach warunków wilgotnościowych, ale też ze skrajną, we wszystkich przypadkach, ingerencją gospodarczą człowieka. Rekonstrukcja warunków środowiska przyrodniczego okresu subatlantyckiego na podstawie wyników uzyskanych z badanych torfowisk jest bardzo trudna, a w wielu przypadkach niemożliwa. Wynika to ze złego stanu zachowania stropowych części badanych rdzeni osadów, przesuszenia i silnie zaawansowanego procesu decesji torfu, ale też z wtórnej sukcesji roślinności torfotwórczej na wcześniej zmeliorowane lub eksploatowane torfowiska. Jedynym spośród poddanych analizie rdzeni, gdzie istnieje ciągły zapis zmian środowiska przyrodniczego w okresie subatlantyckim jest torfowisko Żabieniec.

Zaletą stanowiska Żabieniec jest to, że działalność osadnicza i rolnictwo w zlewni torfowiska wyraźnie zaznacza się dopiero w późnym średniowieczu (Kittel, Sygulski 2010). Pozwala to stwierdzić, że torfowisko do około 700 lat cal BP rozwijało się bez wyraźnych wpływów antropogenicznych. Uzyskane wyniki analiz posłużyły więc do rekonstrukcji



naturalnego rozwoju środowiska przyrodniczego w znacznej części okresu subatlantyckiego. Poziom wody po niewielkich wahanach w końcu okresu subborealnego ustabilizował się na relatywnie niskim poziomie. Na początku okresu subatlantyckiego na torfowisku powstawał torf mszarny z tendencją do wchodzenia gatunków przystosowanych do coraz uboższych warunków tworzonych przez wody opadowe (Kloss, Żurek 2010). Około 1370 lat cal BP nastąpiła płynna zmiana zbiorowiska torfowiska przejściowego w wysokie (Kloss, Żurek 2010). W osadzie stwierdzono stabilną, bardzo wysoką zawartość substancji organicznej i niewielką zmienność wśród analizowanych pierwiastków. Analiza wioślarek wskazuje na niski poziom wody w całym okresie subatlantyckim z najniższymi położeniami około 2020 lat BP oraz 1200 i 950 lat cal BP. Analiza ameb skorupkowych potwierdza obniżanie poziomu wody w tych horyzontach czasowych (Lamentowicz i in. 2009). Przedzielone są one epizodami z wyższym poziomem (rzędu 20 cm) około 1500, 1300 i 800 lat cal BP. Epizody te z przytoczonych powyżej powodów można uznać za naturalne. Zrekonstruowane zostały też kolejne dwa epizody z podobnie podwyższonym poziomem wody, ale już w okresie silnej antropopresji (około 1550 i 1800 AD) (Lamentowicz i in. 2009), po gwałtownym spadku poziomu wody (około 1450 AD). Wskazane epizody niskiego poziomu wody na torfowisku znajdują potwierdzenie w niemal zupełnym braku glonów oraz pyłku roślin wodnych i szuwarowych oraz niskim również udziale pyłku turzyc (Balwierz 2010). Wskazany powyżej wiek około 700 lat cal BP (1250 AD) stanowi przełom, ponieważ od tego momentu torfowisko wysokie zostało gwałtownie wzbogacone substancjami mineralnymi, co początkowo niemal wstrzymało sedimentację torfu. Potem wkroczyły zbiorowiska minerotroficzne z *Carex nigra* i *C. elata*. Rozpoczęła się drastyczna przebudowa składu chemicznego akumulowanych utworów, będąca efektem

uruchomienia denudacji mechanicznej w zlewni torfowiska (rys. 57; Borówka, Tomkowiak 2010; Forysiak i in. 2010a) wskutek jej wylesienia dla celów rolnych (Forysiak i in. 2008). W stropowej warstwie ponownie pojawiły się zbiorowiska z mchami, świadczące o stopniowej renaturyzacji siedliska (Kloss, Żurek 2010), prawdopodobnie w XIX i XX w., w korzystnych warunkach opadowych (Podstawczyńska 2011).

Na początku okresu subatlantyckiego za-torfieniu uległy obniżenia między wydrami, które zostały przemieszczone w wyniku wylesienia piaszczystych pokryw oraz wydram. Torfowisko Czarny Ług powstało około 2700 lat cal BP, po fazie wzbudzenia procesów eolicznych wiązanych z kulturą łużycką (Twardy 2008). Torfowisko Światonia, o podobnym położeniu geomorfologicznym (Okupny, Forysiak 2009) powstało około 1950 lat cal BP ( $2010 \pm 50$  MKL-428), w trakcie fazy aktywności ludności kultury przeworskiej.

Sedentacja torfu w torfowiskach położonych w dolinach rzecznych w okresie subatlantyckim wynika w dużej mierze ze wspomnianych już tendencji agradacyjnych. Spowodowały one wzrost poziomu wody w dnach dolin i podtopienie obszarów torfowisk, na których wcześniej procesy torfotwórcze zostały przerwane. Dotyczy to torfowisk w dolinie Warty (Bartochów, Czarny Las), Neru (Mianów, Ner-Zawada), Rawki (Kopanicha). W dolinach małych cieków prawdopodobnie mokradła utrzymywały się przez okres subborealny i subatlantycki (np. Polesie w dolinie Zwierzynki, czy Chabielice i Parchliny w dolinie Krasówki). Analiza torfowisk w martwych dolinach nie dostarczyła argumentów wystarczających dla wnioskowania o ich trendach rozwojowych. Jedyne na torfowisku Napoleonów można mówić o dobrym stanie osadów analizowanego okresu, ale niewielka rozdzielczość analizy pyłkowej nie pozwoliła na wyciągnięcie wniosków paleogeograficznych.

## PODSUMOWANIE I WNIOSKI KOŃCOWE

Badania współczesnych oraz kopalnych zbiorników osadów biogenicznych stały się podstawą rekonstrukcji paleogeograficznych i paleoekologicznych czwartorzędu, a także starszych okresów geologicznych. Torfowiska i jeziora, dzięki swym specyficznym warunkom morfologicznym i hydrologicznym, pozwalają na powstawanie i fosylizację szczątków roślinnych, zwierzęcych oraz składników mineralnych. Zastosowanie odpowiedniego instrumentarium i zestawu analiz do badań tych osadów możliwe było udokumentowanie ich cech litologicznych i fizykochemicznych oraz składu gatunkowego organizmów, jakie egzystowały synchronicznie z rozwijającym się zbiornikiem i ich datowania, a to umożliwiła zrekonstruowanie warunków przyrodniczych i geograficznych panujących w określonych fazach przeszłości geologicznej terenu.

Prace badawcze na torfowiskach regionu łódzkiego pozwoliły na ukazanie podstawowych cech geologicznych i geomorfologicznych ich mis, jak i wieku oraz litologii wypełnień zbiorników osadów biogenicznych. Prace te stanowią przykład badań wielokierunkowych, obejmujących kilka równolegle wykonywanych analiz paleoekologicznych, bazujących na tych samych stanowiskach i rdzeniach osadów, a w miarę możliwości także tych samych próbkach. Poddane precyzyjnie zaplanowanym analizom paleoekologicznym i litologicznym zapewniają ścisłą korelację wysuwanych wniosków.

Zdecydowanie najważniejszym stanowiskiem dla przedstawionego rozwoju środowiska przyrodniczego w regionie łódzkim jest Żabieniec – opracowane wielokierunkowo i z największą rozdzielczością czasową, którego zbadane wypełnienie sięga końca okresu plenivistulianu i prezentuje pełny profil osadów do współczesności. Jest także jednym z nielicznych torfowisk w regionie z zachowanym współcześnie procesem torfotwórczym. Udokumentowane w jego rdzeniu zdarzenia, ich natężenie czy kierunki zmian komponentów środowiska, dzięki zastosowanym analizom (litologicznej, makroszczątkowej, palinologicznej, geochemicznej, diatomologicznej, kopalnych ameb, muchówek, wioślarek oraz radiowęglowej), mogły być

wzajemnie konfrontowane. Dzięki temu obraz zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu, zrekonstruowany na bazie stanowiska Żabieniec, pozwala na traktowanie go jako wiodącego stanowiska w regionie łódzkim. Uzyskanie takiego zakresu analiz w badaniach osadów na innych stanowiskach oraz powiększanie rozdzielczości wykonywanych oznaczeń jest właściwym i pożądanym, w ocenie autora, tokiem postępowania badawczego.

Zbadane dotąd torfowiska pozwalają na stosunkowo kompletne odtworzenie głównych faz zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu, jak też rozwoju paleogeograficznego regionu łódzkiego. Stanowić również mogą większą reprezentację w ponadregionalnych analizach paleogeograficznych i paleoekologicznych, w porównaniu ze stanem z końca XX w. (por. Starkel 1977; Żurek 1990a; Ralska-Jasiewiczowa i in. 2004).

Przedstawiony materiał umożliwił wyciągnięcie wniosków na temat warunków środowiska przyrodniczego końca plenivistulianu, potwierdził zasadność wyróżniania ocieplenia epe (kamion) oraz czytelność następującego po nim okresu najstarszego dryasu. Zapis początku ocieplenia bölling wskazał bardzo wyraźną poprawę warunków klimatycznych, a także siedliskowych na torfowiskach. Pogorszenie cech klimatycznych starszego dryasu jest wyraźnie zaznaczone, zwłaszcza w zbiornikach towarzyszących formom eolicznym, jego wydzielenie w schemacie stratygraficznym regionu jest uzasadnione. Okres allerödu można uznać za jeden z najlepszych dla rozwoju zbiorników akumulacji biogenicznej w regionie. Następujące po nim ochłodzenie okresu młodszego dryasu zaznaczyło się w torfowiskach w zróżnicowany sposób, w zależności od położenia geomorfologicznego obiektów. W niewielkich, dobrze uwilgoconych stanowiskach zmiany siedliskowe przebiegały znacznie łagodniej, niż w dużych, dolinnych obiektach, gdzie odnotowano pogorszenie warunków wodnych i zmiany roślinności. Warunki środowiska dla funkcjonowania torfowisk i jezior w holocenie były zróżnicowane, w zależności od zmian hydrologicznych, które w dolinach rzecznych wynikały głównie z przebiegu procesów fluwialnych, zaś w zbiornikach

położonych poza dolinami uzależnione były od warunków klimatycznych, co dało możliwość autogenicznych przemian w niektórych zbiornikach. Wykonane analizy dla holocenijskich utworów poszerzają znacznie zasób wiedzy z zakresu paleogeografii i paleoekologii tego okresu, jednak ich rozdzielczość jest jeszcze zbyt mała, aby włączyć się do dyskusji na temat układu stratygraficznego holocenu. Poza wymienionymi, uznawanymi powszechnie chronozonami vistulianu i holocenu, wykonane badania pozwoliły zauważyć również zapis zdarzeń o krótszym zasięgu czasowym, na przykład krótkotrwałych ochłodzeń w obrębie böllingu i allerödu, ale także w okresie preborealnym czy na przełomie okresów borealnego i atlantyckiego. Są one rejestrowane w stanowiskach zachodnioeuropejskich i znalazły już swoje trwałe miejsce w schematach stratygraficznych. Trzeba podkreślić, że ich ślady dobrze udokumentowane zostały tylko w rdzeniu z torfowiska Żabieniec.

Zaprezentowane wyniki są częścią prac badawczych z zakresu telmatologii w regionie łódzkim, koordynowanych w Katedrze Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Łódzkiego. Przedstawiony etap badań miał na celu rozpoznanie geologiczne i geomorfologiczne mis torfowisk oraz analizę wybranych kilku wypełnień biogenicznych, a także ocenę przydatności stwierdzonych osadów do rekonstrukcji paleogeograficznych i paleoekologicznych. Zakończenie realizowanych jeszcze analiz paleoekologicznych pozwoli na przedstawienie wielokierunkowej syntezy rozwoju badanych torfowisk oraz uszczegółowienie istniejącego obrazu paleogeografii regionu.

Przeprowadzone prace geomorfologiczne i geologiczne w obrębie mis wybranych torfowisk w regionie łódzkim, jak też analiza geologiczna złożonych w nich osadów biogenicznych oraz wykonane badania paleoekologiczne stanowią podstawę do sformułowania kilku podstawowych wniosków:

- współczesne torfowiska regionu łódzkiego znajdują się w obniżeniach o zróżnicowanej genezie i budowie geologicznej
- zróżnicowanie to pozwoliło na przedstawienie ich podziału w zależności od położenia (torfowiska wysoczyznowe i dolinne) oraz

procesów kształtujących misy torfowisk (glacigeniczne, eoliczne, fluwialne i termokrasowe); przeważają torfowiska dolinne, a bardzo rzadkie są torfowiska położone w obszarach wysoczyzn morenowych

- w strukturze osadów wypełniających badane torfowiska dominują torfy, wśród których przeważają torfy niskie, zaś niewielki jest udział torfów wysokich; w części obiektów występują osady jeziorne, które stanowią na ogół spągowe ogniwa profili osadów. Średnia miąższość osadów biogenicznych w torfowiskach wynosi około 2,0 m, choć maksymalnie przekracza 12,0 m

- najdłuższy i ciągły zapis zmian środowiska w osadach uzyskano w zbiorniku torfowiska Żabieniec, krótsze, ale również ciągle profile dają zbiorniki położone w otoczeniu form eolicznych, gdzie budowa geologiczna oraz otaczająca je zlewnia zapewniają stabilne warunki wodne

- rozwój zbiorników o położeniu wysoczyznowym oraz zbiorników dolinnych o pochodzeniu eolicznym ma charakter autogeniczny; rozpoczyna się fazą jeziorną, a następnie przyjmuje fazy torfowiska niskiego, torfowiska przejściowego i wysokiego. W osadach tych zbiorników zapisane są procesy denudacyjne i eoliczne, jakie zachodziły w ich bezpośrednim otoczeniu w późnym vistulianie i holocenie

- zbiorniki akumulacji biogenicznej położone w dolinach rzecznych nie zapewniają ciągłości przyrostu osadów, gdyż są silnie uzależnione od zmiennej dynamiki procesów fluwialnych, a tym samym zarejestrowane narastanie osadów biogenicznych nie jest synchroniczne we wszystkich dolinach regionu; obiekty zasilane wodami gruntowymi, położone w martwych dolinach, również wykazują zmienne natężenie przyrostu osadów biogenicznych

- rozpoznanie kilkunastu torfowisk dolinnych wniosło nowe dane na temat zmian środowiska w dolinach rzecznych oraz procesów fluwialnych jakie miały miejsce w regionie łódzkim od początku późnego vistulianu do współczesności

- część ze zbadanych profili zawiera osady jeziorne wieku holocenijskiego, co świadczy o funkcjonowaniu w tym okresie jezior, także poza dnami dolin rzecznych.

## LITERATURA

- Andrzejewski H., Kurowski J.J., 2002 – Park Krajobrazowy Wzniesień Łódzkich. W: J.J. Kurowski (red.) Parki krajobrazowe Polski Środkowej. Uniw. Łódzki, Łódź: 110-125.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1993 – Hydrologia ogólna. PWN, Warszawa: 313 ss.
- Balińska-Wuttke K., 1965 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Rawy Mazowieckiej i Skiernewic. *Biul. Inst. Geol.*, 187: 293-327.
- Balwierz Z., 1980 – Analiza palinologiczna późnoglacialnych i holocenijskich osadów z torfowiska w Napoleonowie. *Acta Univ. Lodz. Zesz. Nauk. UŁ*, II, 22: 151-157.
- Balwierz Z., 1997 – Ekspertyza palinologiczna osadów organicznych stanowiska Józefka. Maszynopis, CAG PIG, Warszawa.
- Balwierz Z., 2005 – The history of vegetation of the Rąbień Mire region. *Monogr. Bot.*, 94: 135-144.
- Balwierz Z., 2010 – Analiza pyłkowa osadów torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 179-188.
- Balwierz Z., 2011 – Analiza palinologiczna osadów organogenicznych w Aleksandrowie Łódzkim. W: E. Niesiołowska-Śreniowska i in. (red.) Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego. Łódź: 37-63.
- Balwierz Z., Forysiak J., Twardy J., 2002 – Cechy mineralnej i organicznej sedymentacji w zagłębieniach bezodpływowych w Polsce Środkowej w świetle wstępnych wyników badań torfowiska Żabieniec k. Łodzi. *Mat. Symp. „Roślinność a procesy erozji, transportu i depozycji”*, UŚl, Sosnowiec, 21-23.03.2002: 13-17.
- Balwierz Z., Marosik P., Muzolf B., Papiernik P., Siciński, W., 2005 – Osadnictwo społeczeństw rolniczych i zmiany środowiska naturalnego nad środkową Krasówką (Kotlina Szczercowska). Wstępna charakterystyka. W: K. Wasylińska, M. Lityńska-Zajac, A. Bieniek (red.) Botanical Guidebooks 28. IB PAN, Kraków: 53-86.
- Balwierz Z., Domańska L., Forysiak J., Rzepecki S., Twardy J., 2009a – Archeologiczne i paleośrodowiskowe badania wielokulturowego stanowiska Polesie 1, gmina Łyszkowice (centralna Polska). W: L. Domańska, P. Kittel, J. Forysiak (red.) Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa. Środowisko – Człowiek – Cywilizacja, tom 2. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 281-300.
- Balwierz Z., Forysiak J., Kittel P., Kloss M., Lamentowicz M., Pawłowski D., Twardy J., Żurek S., 2009b – Zapis wpływów antropogenicznych w osadach torfowiska Żabieniec na tle jego rozwoju w holocenie. W: L. Domańska, P. Kittel, J. Forysiak (red.) Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa. Środowisko – Człowiek – Cywilizacja, tom 2. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 329-345.
- Bałaga K., Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1983 – Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno – Polesie Lubelskie. *Ann. UMCS, B*, 35/36: 37-62.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1995 – Paleogeograficzne warunki rozwoju jezior i torfowisk Poleskiego Parku Narodowego i jego strefy ochronnej. *Ann. UMCS, B*, 48: 1-18.
- Baraniecka M.D., 1971a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kamieńsk. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1971b – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kamieńsk. Inst. Geol., Warszawa: 64 ss.
- Baraniecka M.D., 1982 – Sytuacja geologiczna i rozmieszczenie wydm okolic Warszawy. *Rocz. Gleb.*, 33, 3-4: 3-57.
- Berglund B.E. (red.), 1986 – Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. Willey, Chichester: 869 ss.
- Björk S., Rundgren M., Ingolfsson O., Funder S., 1997 – The Preboreal oscillation around the Nordic seas: terrestrial and lacustrine responses. *J. Quat. Sci.*, 12: 455-465.
- Borówka R.K., Brzozowska K., 2010 – Uziarnienie późnoglacialnych i wczesnoholocenijskich osadów mineralnych z torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 173-178.
- Borówka R.K., Tomkowiak J., 2010 – Skład chemiczny osadów z profilu torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak

- (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 163-172.
- Borówka R.K., Forysiak J., Bieniek B., Kloss M., Obremska M., Pawłowski D., Kulikowski M., Witkowski A., Kierzek A., Żurek S., 2011 – Zapis zmian warunków środowiskowych w dolinie dolnej Widawki na podstawie analizy utworów biogenicznych torfowiska Korzeń. *Warsz. Nauk. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym”, Przew. sesji teren. „Torfowiska dorzecza Widawki. Wybrane problemy i przykłady”*. Łódź-Belchatów 2011: 75-92.
- Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., Bohncke J.P., 2007 – Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records. *Quat. Sci. Rev.*, 26: 1927-1950.
- Brauer A., Endres Ch., Nagendank J.F.W., 1999 – Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from lake Meerfelder Maar, Germany. *Quat. Intern.*, 61: 17-25.
- Brooks S.J., Birks H.J.B., 2001 – Chronomid-inferred air temperatures from Lateglacial and Holocene sites in north-west Europe: Progress and problems. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1723- 1741.
- Brzeziński H., 1990 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sulejów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Brzeziński H., 1992 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sulejów. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 56 ss.
- Brzeziński M., 1990 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łowicz. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Brzeziński M., 1991 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łowicz. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 32 ss.
- Brzeziński M., 1995 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bolimów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Brzeziński M., 1998 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bolimów. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 42 ss.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1991 – Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS, B, 35/36: 63-79*.
- Charman D., 2002 – Peatlands and Environmental Change. John Wiley&Sons, Chichester: 301 ss.
- Cedro A., 2010 – Antropogeniczne przemiany szaty roślinnej torfowisk doliny Warty w sąsiedztwie zbiornika zaporowego Jeziorsko. *Analiza dendrochronologiczna. Maszynopis, Szczecin: 46 ss.*
- Chmielewska M., 1961 – Obozowisko ze schyłku Allerødu w Witowie w pow. łęczyckim. *Pr. Mat. Muzeum Arch. i Etnogr. w Łodzi., Ser. Arch.*, 6: 9-71.
- Chmielewska M., Chmielewski W., 1960 – Stratigraphie et chronologie de la dune de Witów, distr. de Łęczyca. *Biul. Peryglacialny*, 8: 133-141.
- Czarnik J., 1972 – Paleogeografia okolic Turka w górnym trzeciorzędzie i plejstocenie. *St. Geol. Pol.*, 40: 1-160.
- Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkova H., 2008 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobra. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkova H., 2009 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dobra. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 44 ss.
- Dąbrowski M.J., 1981 – Analiza pyłkowa torfowiska Całowanie (woj. warszawskie). *Archeol. Pol.*, 26, 2: 269-294.
- Dembek W., 2000 – Wybrane aspekty zróżnicowania torfowisk w młodo- i staroglacjalnych krajobrazach Polski Wschodniej. *Wyd. IMUZ: 1-175*.
- Dembek W., Oświt J., 1992 – Rozpoznawanie warunków hydrologicznego zasilania mokradeł i siedlisk mokradłowych. *Bibl. Wiad. IMUZ*, 79: 15-38.
- Dobrowolski R., 2006 – Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). *Wyd. UMCS: 188 ss.*
- Dobrowolski R., Ziótek M., Bałaga K., Melke J., Bogucki A., 2010 – Radiocarbon age and geochemistry of the infillings of small closed depressions from western Polesie (Poland SE, Ukraine NW). *Geochronometria*, 36: 39-46.
- Domińczak P., 2009 – Złoża torfowe w dolinie Bobrówki, ich uwarunkowania przyrodnicze i znaczenie we współczesnym środowisku. *Maszynopis pracy magisterskiej, Katedra Badań Czwartorzędu UŁ, Łódź: 54 ss.*
- Domińczak P., Okupny D., 2010 – Przestrzenne zróżnicowanie wybranych właściwości fizykochemicznych osadów bioge-

- nicznych torfowiska Kopanicha koło Skiernewic. *Pr. Geogr. IGiGP UJ*, 123: 99-110.
- Dunajev B.K., 1953 – Geologičeskie i gidrogeologičeskie iziskaniâ pri isledovanii torfianych mestorozdenii. Gosudarstvennoe Energetičeskoe Izdatelstvo, Moskva-Leningrad: 1-84.
- Dutkiewicz L., 1989 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Parzęczew. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dutkiewicz L., 1992 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Parzęczew. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 38 ss.
- Dyląg J., 2010 – Surowce mineralne Polski. Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce. Torfy. PIG PIB, Warszawa (online).
- Dylik J., 1948 – Ukształtowanie powierzchni i podział na krainy podłódzkiego obszaru. *Acta Geogr. (Univ.) Lodz.*, 1: 46 ss.
- Dylik J., 1953 – O peryglacjalnym charakterze rzeźby Polski Środkowej. *Acta Geogr. (Univ.) Lodz.*, 4: 109 ss.
- Dylik J., 1967 – Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej. W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN Warszawa: 311-352.
- Dylikowa A., 1958 – Próba wyróżnienia faz rozwoju wydm w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 8: 233-268.
- Dylikowa A., 1967 – Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 353-371.
- Dzieduszyńska D., 2011 – Ochłodzenie młodszego dryasu i jego efekty morfogenetyczne w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 98: 104 ss.
- Ejtmanaviciuš S.S., 1972 – Hidrogeologičeskie uslovâ bolot. W: Pedobiologičeskâ charakteristika tipičných bolot Litovskoj SSSR. Mintis, Vilnius: 9-56.
- Forysiak J., 1996 – Rozwój rzeźby okolic Ozorkowa w vistulianie i holocenie z uwzględnieniem dynamiki podłoża. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 33-42.
- Forysiak J., 2005 – Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 90: 116 ss.
- Forysiak J., 2008 – Wstępne badania geomorfologiczne i geologiczne na torfowisku Czarny Las w dolinie Warty. *St. Mat. CEPL w Rogowie*, 10, 2 (18): 341-345.
- Forysiak J., 2009 – Stan badań geologicznych, geomorfologicznych i paleobotanicznych torfowisk regionu łódzkiego. W: A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.) Geneva, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Tom V. Seria Geografia 88. Wyd. UAM: 353-367.
- Forysiak J., Michalska-Hejduk D., 2004 – Changes of the Wilczków peat-bog under long-term anthropopressure. W: L. Wołłejko, J. Jasnowska (red.) The Future of Polish mires. Wyd. Akad. Rolniczej, Szczecin: 213-218.
- Forysiak J., Twardy J., 2006a – Charakterystyka geomorfologiczna i geologiczna torfowiska Żabieniec i jego otoczenia. Przew. teren. II Sympozjum Archeologii Środowiskowej „Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa”. Łódź, 27-29 września 2006: 23-26.
- Forysiak J., Twardy J., 2006b – Zapis działalności człowieka w osadach rzecznych w sąsiedztwie stanowiska archeologicznego Poleśie 1. Przew. teren. II Sympozjum Archeologii Środowiskowej „Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa”. Łódź, 27-29 września 2006: 83-87.
- Forysiak J., Twardy J., 2010 – Budowa geologiczna i paleogeografia torfowiska Żabieniec i jego otoczenia. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 179-188.
- Forysiak J., Kamiński J., 2011 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Uniejów. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 34 ss.
- Forysiak J., Miotk-Szpiganowicz G., Petera J., 1999 – Geologic setting and palynologic examination of the Vistulian sediments at Koźmin near Turek, central Poland. *Geol. Quaterly*, 43,1: 85-98.
- Forysiak J., Balwierz Z., Borówka R.K., Kittel P., Kloss M., Lamentowicz M., Pawłowski D., Twardy J., Żurek S., 2008 – Wpływ późnośredniowiecznego osadnictwa na paleoekologiczne zmiany torfowiska Żabieniec (Wzniesienia Łódzkie). *Landform Analysis*, 9: 285-292.
- Forysiak J., Borówka R.K., Kittel P., Kloss M., Lamentowicz M., Pawłowski D., Płóciennik M., Twardy J., Żurek S., 2010a – Holoceniński rozwój torfowiska i jego znaczenie dla paleoekologii i paleogeografii. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 203-214.
- Forysiak J., Borówka R.K., Pawłowski D., Płóciennik M., Twardy J., Żelazna-Wieczorek J., Kloss M., Żurek S.,

- 2010b – Rozwój zbiornika Żabieniec w późnym glacialu i jego znaczenie dla paleoekologii i paleogeografii. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyś (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 191-202.
- Forsyś J., Obremska M., Pawłowski D., Kittel P., 2010c – Late Vistulian and Holocene changes in the Ner River valley in light of geological and palaeocological data from the Ner-Zawada peatland. *Geologija*, 52, 1-4: 25-33.
- Forsyś J., Obremska M., Twardy J., 2011a – Records on anthropogenic environmental changes in small river valleys in the vicinity of Łowicz (Central Poland): their significance for the reconstruction of Late Holocene settlement tendencies. *Bull. Geogr. – Physical Geogr. Series*, 4: 7-20.
- Forsyś J., Okupny D., Fortuniak A., Żurek S., Kloss M., 2011b – Geomorfologiczne tło torfowiska w Podwódcie i wstępna charakterystyka jego utworów biogenicznych. Warsz. Nauk. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym”, Przew. sesji teren. „Torfowiska dorzecza Widawki. Wybrane problemy i przykłady”. Łódź-Belchatów 2011: 53-57.
- Forsyś J., Żurek S., Okupny D., 2011c – Przestrzenna koncentracja torfowisk w centralnej Polsce. Warsztaty Nauk. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym – funkcjonowanie i ochrona”. Wawrzkowizna, 1-3 czerwca 2011: 64.
- Gałkina E.A., 1959 – Bolotnye landszafty Karelii i principy ich klassifikacii. Trudy Karelskogo Filiala Akademii Nauk SSSR, wyp. 15 „Torfiane bolota Karelii”: 30-48.
- Gawlik H., 1970 – Geomorfologia Kotliny Szczerzowskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 26: 104 ss.
- Gawlik J., 1984 – Aktualny stan złóż torfowych na terenie Bełchatowskiego Okręgu Przemysłowego na tle tworzącego się leja depresyjnego. Mat. Konf. „Kierunki i sposoby zagospodarowania złóż torfowych na terenie leja depresyjnego”. IMUZ, Falenty: 83-103.
- Geel van B., Coope G.R., van der Hammen T., 1989 – Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial typesection at Usselo (the Netherlands). *Rev. Paleobotany and Palynology*, 31: 367-448.
- Gilewska S., 1986 – Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. *Prz. Geogr.*, 58, 1-2: 15-40.
- Goslar T., 1998 – Holocene sediments of Lake Gościąż – chronological background. W: M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.) Lake Gościąż, central Poland. A monographic study. Part 1. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków: 187-196.
- Goslar T., Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., Demske D., Kuc T., Łącka B., Szeroczyńska K., Wicik B., Więckowski K., 1998 – Discussion of the Late-Glacial recorded in the Lake Gościąż sediments. W: M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.) Lake Gościąż, central Poland. A monographic study. Part 1. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków: 171-175.
- Goździk J., 1974 – Osady pełni würmu w zagłębieniu jeziornym w Napoleonowie. Pierwsze krajowe sympozjum paleolimnologiczne we Włocławku. Streszczenia referatów i komunikatów. Warszawa.
- Goździk J., 1995 – A permafrost evolution and its impact on some depositional conditions between 20 and 10 ka in Poland. *Biul. Peryglacjalny*, 34: 53-72.
- Goździk J., Konecka-Betley K., 1992a – Późnovistuliańskie utwory węglanowe w zagłębieniach bezodpływowych rejonu kopalni Bełchatów. Cz. I. Geneza i stratygrafia. *Rocz. Gleboznawcze*, 43, 3-4: 103-112.
- Goździk J., Konecka-Betley K., 1992b – Późnovistuliańskie utwory węglanowe w zagłębieniach bezodpływowych rejonu kopalni Bełchatów. Cz. II. Skład chemiczny i mineralny. *Rocz. Gleboznawcze*, 43, 3-4: 113-124.
- Goździk J., Skórzak A., 2011 – Zmienność akumulacji jeziorno-bagiennej od interglacjalnego eemskiego do holocenu w obszarze odkrywkowej kopalni Bełchatów. Warsz. Nauk. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym”, Przew. sesji teren. „Torfowiska dorzecza Widawki. Wybrane problemy i przykłady”. Łódź-Belchatów 2011: 19-32.
- Górski J., Makarowicz P., Wawrusiewicz A., 2011 – Osady i cementarzyska społeczności trzcinieckiego kręgu kulturowego w Poleśiu, stanowisko 1, woj. łódzkie. Łódź, t. 1: 223 ss.
- Gradziński R., Baryła J., Doktor M., Gmur D., Gradziński M., Kędzior A., Paszkowski M., Soja R., Zieliński T., Żurek S., 2003 – Vegetation-controlled modern anastomosing system of the upper Narew River (NE Poland) and its sediments. *Sed. Geol.*, 157: 253-276.
- van der Hammen T., 1971 – The Upper Quaternary stratigraphy of the Dinkel Valley. *Medd. Rijks Geol. Dienst. N.S.*, 22: 81-85.
- van der Hammen T., Maarleveld G.C., Vogel J., Zagwijn W.H., 1967 – Strati-

- graphy, climate succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 46: 9-95.
- Heiri O., Cremer H., Engels S., Hoek W.Z., Peeters W., Lotter A.F., 2007 – Lateglacial summer temperatures in the Northwest European lowlands: a chironomid record from Hijkermeer, the Netherlands. *Quat. Sci. Rev.*, 26: 2420-2437.
- Hereźniak J., 1972 – Zbiorowiska roślinne doliny Widawki. Monogr. Bot., 35: 3-160.
- Hoek W.Z., Bos J.A.A., 2007 – Early Holocene climate oscillation – causes and consequences. *Quat. Sci. Rev.*, 26: 1901-1906.
- Ilnicki P., 2002 – Torfowiska i torf. Wyd. Akademii Rolniczej, Poznań: 606 ss.
- Ingram H.A.P., 1983 – Hydrology. W: A.J.P. Gore (ed.) Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor. Elsevier, Amsterdam: 67-158.
- Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, 1996 – Państw. Inst. Geol., Warszawa: 127 ss.
- Iversen J., 1954 – The Late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. *Danmarks Geol. Unders., II, Raekke*, 80: 87-119.
- Iwanow K.E., 1953 – Gidrologiâ bolot. Gidrometeorologičeskoe Izdatelstvo. Leningrad: 296 ss.
- Iwanow K.E., 1975 – Vodoobmen v bolotnych landŝaftach. Gidrometeoizdat, Leningrad: 280 ss.
- Jaksa A., 2006 – Glacialna geneza form wypukłych w otoczeniu torfowiska Żabieniec. Przew. teren. II Sympozjum Archeologii Środowiskowej „Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa”. Łódź, 27-29 września 2006: 27-31.
- Jasnowski M., 1975 – Torfowiska i tereny bagienne w Polsce. W: N.J. Kac, Bagna kuli ziemskiej. PWN, Warszawa: 356-390.
- Jasnowski M., Markowski S., Wołejko T., 1994 – Torfowiska. Mapa 1:2 000 000. W: Atlas zasobów, walorów i zagrożeń środowiska geograficznego Polski. IGiZP PAN.
- Jewtułowicz S., 1967 – Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. *Pr. Geogr. IG PAN*, 62: 102 ss.
- Jewtułowicz S., 1970 – Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. *Pr. Geogr. IG PAN*, 85: 79 ss.
- Kac N.J., 1975 – Bagna kuli ziemskiej. PWN, Warszawa: 475 ss.
- Kalicki T., 2006 – Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocennej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. *Pr. Geogr. IG PAN*, 204: 348 ss.
- Kalińska E., Wyszomierski M., 2009 – Zmiany budowy geologicznej i rzeźby okolic stanowiska Polesie pod wpływem działalności człowieka i fluktuacji klimatu. Konferencja Geomorfologów Polskich „Metody badań w geomorfologii”, Kielce, 28–30.09.2009 r.: 88-89.
- Kamiński J., 1993 – Późnoplejstocenna i holocenna transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 64: 104 ss.
- Kamiński J., Forysiak J., 2012 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Uniejów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kędziorzek J., 1958 – Dokumentacja geologiczna złoża torfu „Danielów” (podkategoria badań C2). Maszynopis. Zakład Ekologii Roślin, Univ. Warszawski: 18 ss.
- Kittel P., Sygulski M., 2010 – Ślady osadnictwa pradziejowego i historycznego w otoczeniu torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 97-112.
- Kittel P., Forysiak J., Błaszczuk J., Cywa K., Wacnik A., Tomczyńska Z., Muzolf B., Obremśka M., 2008 – Przykłady oddziaływań społeczności pradziejowych na środowisko naturalne w rejonie Bechcic i Wierzbowej (Polska Środkowa). *Landform Analysis*, 9: 289-292.
- Kittel P., Muzolf B., Budek A., Cywa K., Forysiak J., Mueller-Bieniek A., Obremśka M., Pawłowski D., Stachowicz-Rybka R., Tomczyńska Z., Wacnik A., 2010 – Środowisko przyrodnicze, gospodarka i osadnictwo w świetle badań w dorzeczu środkowego Neru. V Symp. Archeologii Środowiskowej, VIII Warszt. Teren. „Środowisko przyrodnicze, gospodarka, osadnictwo i kultura symboliczna w V w. p.n.e. – VII w. n.e. w dorzeczach Odry, Wisły i Niemna”, Białowieża 22-24 września 201 r.: 74-76.
- Klajnert Z., Kobołek E., 2002 – The origin and age of "huge alluvial fans" in the eastern part of the Warsaw-Berlin Pradolina. *Quaest. Geogr.*, 22: 17-28.
- Klajnert Z., Piechocki A., 1972 – Górnoplejstocenne osady doliny Bobrowki koło Łowicza i ich zawartość malakologiczna. *Folia Quat.*, 40: 2-36.
- Klatkowska H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28: 220 ss.
- Klatkowska H., 1990 – Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfo-



- logii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu. *Acta Geogr. Lodz.*, 61: 8-18.
- Klatkova H., Załoba M., 1986 – Trasa 3 a: Łódź – Konstantynów – Lutomiersk – Szadek – Rossoszycza – dolina Warty – Skęczniew – Warta – Sieradz. Przew. wycieczek, II Zjazd Geografów Polskich. Łódź: 55-68.
- Klatkova H., Załoba M., 1991 – Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek. Wyd. Nauk UAM, Poznań: 33-44.
- Klatkova H., Załoba M., 1992a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Warta. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Klatkova H., Załoba M., 1992b – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Warta. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 40 ss.
- Klatkova H., Czyż J., Forysiak J., 2007a – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szadek. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 31 ss.
- Klatkova H., Czyż J., Forysiak J., 2007b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szadek. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kloss M., 1993 – Differentiation and development of peatland in hollows without run-off on young glacial terrains. *Pol. Ecological St.*, 19, 3-4: 115-219.
- Kloss M., 2005 – Identification of subfossil plant communities and paleohydrological changes in a raised mire development. *Monogr. Bot.*, 94: 81-116.
- Kloss M., 2007 – Roślinność subfosylna na tle historii wysokich torfowisk mszarnych w północno-wschodniej i środkowej Polsce oraz w Sudetach. Inst. Bad. Leśnictwa Sękoćcin Stary: 141 ss.
- Kloss M., 2009 – Analiza makroszczałków roślinnych ze stanowiska Bartochów. Maszynopis. Katedra Badań Czwartorzędu UŁ: 3 ss.
- Kloss M., Żurek S., 2005 – Geology of raised mire deposits. *Monogr. Bot.*, 94: 65-80.
- Kloss M., Żurek S., 2010 – Osady torfowiska Żabieniec i ich paleobotaniczna wymowa. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 115-127.
- Koboжек E., 2000 – Morfogenezja doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77: 157 ss.
- Koboжек E., 2009 – Naturalne uwarunkowania różnych reakcji rzek nizinnych na antropopresję na przykładzie środkowej Bzury i jej dopływów. Wyd. UŁ, Łódź: 274 ss.
- Koboжек E., Forysiak J., 2011 – Geologiczne uwarunkowania rozwoju torfowisk w dolinie Rawki. Warsz. Nauk. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym – funkcjonowanie i ochrona”. Wawrzkowizna, 1-3 czerwca 2011: 67.
- Kolstrup E., 1980 – Climate and stratigraphy in north-western Europe between 30 000 BP and 13 000 BP with special reference to the Netherlands. *Med. Rijks Geol. Dienst*, 32: 181-253.
- Kozarski S., 1981 – Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej. PAN Geografia t. VI. PWN Warszawa-Poznań: 44ss.
- Kozarski S., 1995 – The periglacial impact on the deglaciated area of Northern Poland after 20 kyr BP. *Biul. Peryglacjalny*, 34: 73-102.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1978 – Problemy późnowürmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niziu Polskim. *Pr. Kom. Geogr.-Geol., PTPN*, 19: 57 ss.
- Krajewski K., 1977 – Późnoplejstocenijskie i holocenijskie procesy wydmotwórcze i pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 39: 87 ss.
- Krajewski K., 1984 – Wpływ procesów eolicznych na rozwój lokalnej sieci dolinnej w schyłkowym vistulianie w okolicach Dąbia nad Nerem. Konf. robocza „Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”. Łódź: 25-29.
- Krajewski K., Balwierz Z., 1985 – Stanowisko böllingu w osadach wydmowych schyłku vistulianu w Roślu Nowym k/Dąbia. *Acta Geogr. Lodz.*, 50: 93-112.
- Krajewski T., 1960 – Torfowiska: Szczerców-Kluki. Maszynopis. Biuro Projektów Wodno-Melioracyjnych, Warszawa: 26 ss.
- Krasnodębski W., 1956 – Dokumentacja geologiczna złoża torfu „Święte Łąki”. Maszynopis. PPIBZT Geotorf. Warszawa: 22 ss.
- Kraużlis K., 1974 – Stanowisko Konopnica i Bartochów. Wpływ ruchów neotektonicznych na morfologię i litologię tarasów Warty Środkowej. Przew. wycieczek, Krajowe sympozjum „Rozwój den dolin rzek niżowych”. Wrocław-Poznań: 59-69.
- Kraużlis K., 1975 – Wpływ młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych na morfologię i budowę wewnętrzną tarasów środkowej Warty. I Krajowe Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”. Warszawa: 239-253.
- Krupiński M.K., 1996 – O wieku stożków napływowych Niziny Środkowomazowieckiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 113-119.
- Krzemiński T., Bezkowska G., 1987 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej

- Polski 1:50 000, ark. Widawa. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 119 ss.
- Krzętowska A., 2010 – Geneza torfowiska doliny Luciąży w rejonie Bęczkowic. Maszynopis pracy magisterskiej. Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach: 92 ss.
- Krzywański D., 1974 – Zbiorowiska roślinne starorzeczy środkowej Warty. *Monogr. Bot.*, 43: 1-80.
- Kucharski L., 1998 – Interesujące zbiorowiska roślinne występujące na torfowiskach Polski Środkowej. *Acta Univ. Lodz., Folia Bot.*, 12: 93-108.
- Kucharski L., 2011 – Zróżnicowanie szaty roślinnej torfowisk ze szczególnym uwzględnieniem Polski Środkowej – stan aktualny, zagrożenia i ochrona. *Warsz. Nauk. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym – funkcjonowanie i ochrona”*. Wawrzakowizna, 1-3 czerwca 2011: 47-57.
- Kucharski L., Pisarek W., 2001 – Roślinność terenów podmokłych w Polsce Środkowej i jej ochrona. *Chrońmy Przyrodę Ojczyzn*, 57, 5: 33-54.
- Kucharski L., Kloss M., 2005 – Contemporary vegetation of selected raised mires and its preservation. *Monogr. Bot.*, 94: 37-63.
- Kulczyński S., 1939 – Torfowiska Polesia. *Pr. Rolniczo-Leśne PAU*, 37, t. I: 394 ss.
- Kulczyński S., 1940 – Torfowiska Polesia. *Pr. Rolniczo-Leśne PAU*, 37, t. II: 394-777.
- Kurkowski S., Popielski W., 1991 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gorkowice. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 63 ss.
- Lamentowicz M., 2006 – Zmiany środowiskowe torfowiska Żabieniec – analiza ameb skorupkowych. *Przew. teren. II Sympozjum Archeologii Środowiskowej „Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa”*. Łódź, 27-29 września: 39-40.
- Lamentowicz M., Balwierz Z., Forsytek J., Płóciennik M., Kittel P., Kloss M., Twardy J., Żurek S., Pawlyta J., 2009 – Multiproxy study of anthropogenic and climatic changes in the last two millennia from a small mire in central Poland. *Hydrobiologia*, 631: 213-230.
- Lang G., 1994 – Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse. Gustav Fischer Verlag, Jena: 462 ss.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Bałaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Nagendank J.F.W., 2001 – Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1233-1249.
- Lowe J.J., Rasmussen S.O., Björk S., Hoek W.Z., Steffensen J.P., Walker M.J.C., Yu Z.C., the INTIMATE group, 2008 – Synchronization of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quat. Sci. Rev.*, 27: 6-17.
- Lowe J.J., Walker M.J.C., 1997 – Reconstructing Quaternary Environments. Second edition. Addison Wesley. Longman Lim., Edinburgh: 446 ss.
- Łajczak A., 2006 – Torfowiska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Inst. Bot. im. W. Szafera, PAN, Kraków: 147 ss.
- Łajczak A., 2007 – The Orawsko-Podhalańskie Peatlands. Inst. Bot. im. W. Szafera, PAN, Kraków: 139 ss.
- Łaszek Cz., 1960 – Torfowiska – dolina rzeki Luciąży. Maszynopis. Biuro Projektów Wodno-Melioracyjnych Warszawa: 37 ss.
- Magny M., Aalbersberg G., Bégeot C., Benoit-Ruffaldi P., Boussuet G., Disnar J-R., Heiri O., Laggoun-Defarge F., Mazier F., Millet L., Peyron O., Vannièrre B., Walter-Simonnet A.-V., 2006 – Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quat. Sci. Rev.*, 25: 414-445.
- Majeczka A., 2012 – Postwarciańskie przekształcenia rzeźby obszarów wododziałowych na Wysoczyźnie Łódzkiej (na przykładzie międzyrzecza Mrogi i Mroźnicy). Maszynopis pracy doktorskiej. Katedra Badań Czwartorzędowych UŁ: 175 ss.
- Maksymiuk Z., 2011 – Źródło w Podwódcie. Charakterystyczny przykład wpływów wód podziemnych w Polsce Środkowej. *Warsz. Nauk. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym”*, Przew. sesji teren. „Torfowiska dorzecza Widawki. Wybrane problemy i przykłady”. Łódź-Belchatów 2011: 45-47.
- Malicka A., 2008 – Charakterystyka środowiska geograficznego wybranych torfowisk Kotliny Szczercowskiej. Maszynopis pracy magisterskiej. Katedra Badań Czwartorzędowych UŁ: 91 ss.
- Mamiński M., 1986 – Zbiorowiska roślinne torfowisk Bełchatowskiego Okręgu Przemysłowego. *Acta Univ. Lodz., Folia Bot.*, 4: 85-137.
- Mamiński M., 1987 – Szata roślinna projektowanego rezerwatu Rąbień koło Aleksandrowa łódzkiego. *Acta Univ. Lodz., Folia Bot.*, 5: 3-39.

- Manikowska B., 1985 – O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 52: 137 ss.
- Manikowska B., 1993 – Mineralogy and abrasion of sand grains due to Vistulian (Late Pleistocene) aeolian processes in Central Poland. *Geol. Mijnbouw*, 72: 167-177.
- Manikowska B., 1995 – Aeolian activity differentiation in area of Poland. *Biul. Peryglacjalny*, 34: 125-165.
- Margielewski W., 2006 – Record of the Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. Area (Polish Outer Carpathians). *Folia Quat.*, 76: 149 ss.
- Marosik P., 2000 – Geomorfologia okolic stanowisk archeologicznych w rejonie Szczercowa. W: R. Grygiel (red.) Badania archeologiczne na terenie odkrywki Szczerców Kopalni Węgla Brunatnego Bełchatów S.A., 1. Fundacja Badań Archeologicznych im. Prof. K. Jażdżewskiego, Łódź: 5-23.
- Marosik P., 2011 – Wydma i torfowisko Rąbień w Aleksandrowie Łódzkim w świetle badań geomorfologicznych. W: E. Niesiołowska-Sreniowska i in. (red.) Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego. Łódź: 11-36.
- Michalska-Hejduk D., Forysiak J., 2004 – Roślinność nieleśna nieczynnej doliny Balin-Chropy w dorzeczu środkowego Neru i jej uwarunkowania siedliskowe. W: T. Hesse, W. Puchalski W. (red.) Bliskie naturze kształtowanie dolin rzecznych. Koszalin: 263-284.
- Michalska-Hejduk D., Woziwoda B., 2008 – Wpływ warunków siedliskowych na kształtowanie się zbiorowisk roślinnych obszaru leśno-torfowiskowego w uroczysku „Czarny Las”. *St. Mat. CEPL w Rogowie*, 10, 2 (18): 149-161.
- Michalska-Hejduk D., Kopeć D., 2010 – Szata roślinna torfowiska Żabieniec – stan obecny i dynamika. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 75-87.
- Michczyńska D., Michczyński A., Pazdur A., Starkel L., 2008 – Kalendarzowe wartości granic chronostratygraficznych dla terenu Polski oszacowane na podstawie dużych zbiorów dat <sup>14</sup>C. *Pr. Kom. Paleogeogr. Czwart. PAU*, VI: 163-171.
- Mojski J.E., 2005 – Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. PIG, Warszawa: 404 ss.
- Nanson G.C., Knighton A.D., 1996 – Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surf. Proc. Land.*, 21: 217-239.
- Niedzielski K., 2011 – Morfogeneza doliny denudacyjnej we wsi Syberia na Wzniesieniach Łódzkich. Maszynopis pracy magisterskiej. Katedra Badań Czwartorzędu UŁ: 47 ss.
- Nowacki K., 1990 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łyszkowice. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowacki K., 1996 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Dąbie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowaczyk B., 1986 – Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie. UAM w Poznaniu, *Ser. Geogr.*, 28: 245 ss.
- Nowaczyk B., 2006 – Geneza jezior na sandrze Brdy. W: G. Kowalewski, K. Milecka (red.) Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie. PNB, Charzykowy: 43-52.
- Obremska M., 2011 – Wyniki analiz palinologicznych osadów torfowisk dolinnych w regionie łódzkim. Maszynopis. Katedra Badań Czwartorzędu UŁ: 10 ss.
- Okruszko H., 1983 – Zróżnicowanie warunków hydrologicznych mokradeł w aspekcie ich melioracji. *Wiad. IMUZ*, 15, 1: 13-31.
- Okruszko H., 1992 – Siedliska hydrogeniczne, ich specyfika i zróżnicowanie. *Bibl. Wiad. IMUZ*, 79: 5-14.
- Okruszko H., Oświt J., 1992 – Theory of Kulczyński on hydrological classification of peatlands in the light of contemporary investigations. *Acta Soc. Bot. Pol.*, 61: 21-35.
- Okruszko H., Dembek W., Oświecimska-Piasko Z., 2001 – Geomorfologia a mokradła jako problem naukowy. Woda – Środowisko – Obszary wiejskie. Wyd. IMUZ, 1, z. spec., 3: 17-21.
- Okupny D., 2009 – Cechy i geneza torfowisk południowej części Kotliny Kolskiej na tle warunków geomorfologicznych. W: R. Machowski, M.A. Rzętała (red.) Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko, t. 10. UŚL, Sosnowiec: 71-85.
- Okupny D., Forysiak J., 2009 – Geologiczna i geomorfologiczna charakterystyka wybranych torfowisk południowej części Kotliny Kolskiej. W: A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Tom V. Seria Geografia 88. Wyd. UAM: 353-367.

- Osvald H., 1925 – Die Hochmoortypen Europas. Geobot. Inst. Rübél, 3, Festschrift Carl Schröter, *Veröffentlichungen*, 3: 707-723.
- Oświt J., Żurek S., 1971 – Rekonstrukcja rozwoju zabagnień w Pradolinie Biebrzy. *Zesz. Nauk. AE we Wrocławiu, Rolnictwo*, 38: 59-69.
- Oświt J., Dembek W., 2001 – Geomorfologiczno-hydrologiczne uwarunkowania rozwoju mokradeł na przykładzie torfowiska Całowanie w dolinie środkowej Wisły. Woda – Środowisko – Obszary wiejskie, Wyd. IMUZ, 1, z. spec., 3: 119-134.
- Pawłowski D., 2010 – Analiza Cladocera z torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 129-139.
- Pawłowski D., Kloss M., Obremska M., Szymanowski M., Żurek S., 2012 – Evolution of small valley mire in central Poland as a result of hydroclimatic oscillations. *Geochronometria*, 39, 2: 133-148.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 164 ss.
- Płóciennik M., 2010 – Sukcesja zgrupowań Chironomidae torfowiska Żabieniec w późnym wistulianie i holocenie. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 141-150.
- Płóciennik M., Self A., Birks H.B.J., Brooks S.J., 2011 – Chironomidae (Insecta: Diptera) succession in Żabieniec bog and its palaeolake (central Poland) through the Late Weichselian and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307: 150-167.
- Podstawczyńska A., 2010 – Temperatura powietrza i opady atmosferyczne w regionie łódzkim w ostatnim stuleciu. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 63-73.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1999 – Zmiany klimatu i stosunków wodnych w holocenie. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN: 175-179.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Demske D., van Geel B., 1998a – Late-Glacial vegetation history recorded in the Lake Gościąż sediments. W: M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.) Lake Gościąż, Central Poland. A monographic study. Part 1. Inst. Bot. PAN Kraków: 128-143.
- Ralska-Jasiewiczowa M., van Geel B., Demske D., 1998b – Holocene regional vegetation history recorded in the Lake Gościąż sediments. W: M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.) Lake Gościąż, central Poland. A monographic study. Part 1. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków: 202-225.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Latałowa M., Wasylkowa K., Tobolski K., Madeyska E., Wright H.E., Turner Ch. (red.), 2004 – Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków: 444 ss.
- Rasmussen S.O., Vinther B.M., Clausen H.B., Andersen K.K., 2007 – Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.*, 26: 1907-1914.
- Rdzany Z., 2009 – Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Wyd. UŁ, Łódź: 310 ss.
- Renssen H., Seppä H., Heiri O., Roche D.M., Goosse H., Fichetef T., 2009 – The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience*, 2: 411-414.
- Rotnicki K., 1970 – Główne problemy wydym śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach. *PTPN, Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, 11, 2: 147 ss.
- Rotnicki K., 1991 – Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications. W: L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.) Temperate Palaeohydrology. J. Wiley&Sons: 431-472.
- Rotnicki K., Tobolski K., 1969 – Główne fazy działalności procesów wydymotwórczych w Kotlinie Grabowskiej na podstawie stratygrafii wydmy w Węglewicach. *Pr. Geogr. IG PAN*, 75: 239-247.
- Różycki F., 1966 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łódź Zachód. Inst. Geol., Warszawa.
- Ruksza S., 1958 – Dokumentacja geologiczna złoża torfu Niewiesz (podkategoria badań C2). Maszynopis. „Geotorf”, Warszawa.
- Rycharski M., Piórkowski H., 2001 – Wpływ warunków geologicznych i rzeźby terenu na zróżnicowanie siedlisk hydrogenicznych w wybranych mezoregionach strefy starogla-

- cialnej. Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, Wyd. IMUZ, 1 z. spec., 3: 23-36.
- Rydin H., Jeglum J., 2006 – The biology of peatlands. Oxford University Press: 343 ss.
- Schild R., 1982 – Stratygrafia archeologiczna wydm śródlądowych widziana z Mazowsza. *Rocz. Gleb.*, 33, 3-4: 59-79.
- Schild R., Tobolski K., Kubiak-Martens L., Pazdur F., Pazdur A., Vogel J.C., Strafford T.W., 1999 – Stratigraphy, palaeoecology and radiochronology of the site of Całowanie. *Folia Quat.*, 70: 239-268.
- Schumm S.A., 1977 – The fluvial system. John Wiley&Sons: 338 ss.
- Sergejev A.I., 1974 – Metodika inżyniero-geologicznego izučeńiâ torfânych massivov. Nauka, Moskwa: 135 ss.
- Sołtysik R., 2002 – Geneza mokradeł Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej. *Pr. Inst. Geogr. Akademia Świętokrzyska w Kielcach*, 9: 126 ss.
- Strzelczyk J., 2010 – Analiza makroszczatków roślinnych z torfowiska Ługi i Czarny Las. Maszynopis: 9 ss.
- Starkel L., 1977 – Paleogeografia holocenu. PWN, Warszawa: 362 ss.
- Starkel L., 1991 – Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. W: L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley&Sons: 473-495.
- Starkel L., 2002 – Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quat. Intern.*, 91: 25-32.
- Starkel L., 2005 – Anthropogenic soil erosion since the Neolithic in Poland. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.*, 139: 189-201.
- Starkel L., Kalicki T., Krąpiec M., Soja R., Gębica P., Czyżowska E., 1996 – Hydrological changes of valley floor in the Upper Vistula Basin during Late Vistulian and Holocene. *Geogr. St., Spec. Iss.*, 9: 5-128.
- Starkel L., Goslar T., Ralska-Jasiewiczowa M., Demske D., Różański K., Łacka B., Pelisiak A., Szeroczyńska K., Wicik B., Więckowski K., 1998a – Discussion of the Holocene events recorded in the Lake Gościąż Sediments. W: M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.) *Lake Gościąż, Central Poland. A monographic study. Part 1. Inst. Bot. PAN Kraków*: 239-246.
- Starkel L., Pazdur A., Pazdur M.F., Wicik B., Więckowski K., 1998b – Lake-level changes and palaeohydrological reconstructions during the Holocene. W: M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.) *Lake Gościąż, Central Poland. A monographic study. Part 1. Inst. Bot. PAN Kraków*: 225-229.
- Steffensen J.P., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M., Johnsen S.J., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Popp T., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Ruth U., Stauffer B., Siggaard-Andersen M-L., Sveinbjörnsdóttir A.E., Svendsen A., White J.W.C., 2008 – High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years. *Science*, 321 (5889): 680.
- Steiner G.M., 1992 – Österreichischer Moorschutzzkatalog. Grüne Reiche d. Bundesministeriums für Umwelt, Jugend und Familie Bd.1, Wien: 509 ss.
- Strack M. (red.), 2008 – Peatland and Climate Change. International Peat Society: 223 ss.
- Succow M., 1988 – Landschaftsökologische Moorkunde. Gustav Fische Verlag, Jena: 340 ss.
- Succow M., Joosten H. (red.), 2001 – Landschaftsökologische Moorkunde. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart: 622 ss.
- Tamošaitis J.S., 1965 – Łoża bołot Litowskoi SSR i ich gieneticzieskaja kłassifikacija. Awtorieferat. Vilniuskij Gosudarstviennyj Universitet, Vilnius: 1-20.
- Teisseyre A.K., 1991 – Kłasyfikacija rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej. *Pr. Geol.-Mineral.*, 22: 210 ss.
- Tiuremnov S.M., Vinogradova E.A., 1953 – Geomorfologiczieskaja kłassifikacija torfianych miestorozdienii. Trudy Moskovskogo Torfjanogo Instituta, 2: 217-231.
- Tobolski K., 1966 – Późnoglacialna i holocenska historia roślinności na obszarze wydmowym w dolinie środkowej Prosn. *PTPN. Pr. Kom. Biol.*, 32, 1: 69 ss.
- Tobolski K., 1969 – Fazy wydmowe w świetle badań paleobotanicznych – zagadnienie ich liczby i charakterystyka przebiegu. *Pr. Geogr. IG PAN*, 75: 101-116.
- Tobolski K., 2000 – Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum Geobotanicum*, PWN, Warszawa: 508 ss.
- Tobolski K., 2003 – Torfowiska na przykładzie Ziemi Świeckiej. TPDW, Świecie: 255 ss.
- Tobolski K., 2005a – Podstawy akumulacji biogenicznej. W: G. Miotk-Szpiganowicz, K. Tobolski, J. Zachowicz (red.) *Osady zbiorników akumulacji biogenicznej. Prze-*

- wodnik do prac laboratoryjnych i terenowych. *PIG*, Gdańsk: 7-16.
- Tobolski K., 2005b – Środkowoeuropejskie zbiorniki jeziorne i torfowiskowe. Torfowiska. W: G. Miotk-Szpiganowicz, K. Tobolski, J. Zachowicz (red.) *Osady zbiorników akumulacji biogenicznej. Przewodnik do prac laboratoryjnych i terenowych. PIG*, Gdańsk: 23-28.
- Tobolski K., 2006 – Torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie. PNBT, Charzykowy: 174 ss.
- Tołpa S., 1949 – Torfowiska Karkonoszy i Gór Izerskich. *Rocz. Nauk Roln.*, 52: 5-73.
- Tołpa S., Jasnowski M., Pałczyński A., 1971 – New classification of peat based on phytosociological methods. *Bull. Intern. Peat Soc.*, 2: 9-14.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 ss.
- Turkowska K., 1992 – Osady rzeczne ewolucja dolin w okresie 20 000 – 8 000 lat BP na niezłodowacych nizinnych obszarach Polski. *Prz. Geol.*, 10: 591-594.
- Turkowska K., 1995 – Recognition of valley evolution during the Pleistocene-Holocene transition in non-glaciated regions of the Polish Lowland. *Biul. Peryglacjalny*, 34: 209-227.
- Turkowska K., 1999 – Kryteria oceny roli morfogenezy peryglacjalnej w Polsce środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 76: 101-132.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 237 ss.
- Turkowska K., 2007 – Rzeźba i struktura wypełnień dolin górnej Mrożyca i Mrogi jako świadectwa polodowcowych etapów ewolucji międzyrzecza. *Acta Geogr. Lodz.*, 93: 87-105.
- Turkowska K., Dzieduszyńska D., 2011 – Local evidence of landform evolution vs. global changes – a case of Younger Dryas study in upper Ner Valley system, Central Poland. *Geogr. Pol.*, 84, *Sp. Iss.*, 1: 147-162.
- Turkowska K., Forsyśiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G., 2000 – Morfogeneza powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 89-134.
- Turkowska K., Forsyśiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G., 2004 – A Warta River system during the Younger Dryas in Koło Basin (Middle Poland). *Quest. Geogr.*, 23: 83-107.
- Turski R., 1986 (red.) – Gleboznawstwo. Ćwiczenia dla studentów wydziałów rolniczych. PWN.
- Twardy J., 2008 – Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wyd. UŁ, Łódź: 292 ss.
- Twardy J., 2009 – Późnovistuliańskie i holoceneskie profile palinologiczne w centralnej Polsce. IV Konf. Paleobotaniki Czwartorzędu „Późnovistuliańskie i holoceneskie zmiany środowiska abiotycznego i ich zapis paleobotaniczny”, Jeziorowskie, 16-19.06.2009: 39-42.
- Twardy J., 2010 – Położenie i ogólna charakterystyka torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyśiak (red.) *Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 11-16.
- Twardy J., Forsyśiak J., 2011a – Wpływ pobudzonych przez człowieka procesów geomorfologicznych na ewolucję torfowisk centralnej Polski. *Warsz. teren. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym – funkcjonowanie i ochrona”*. Wawrzkiowizna, 1-3 czerwca 2011: 92.
- Twardy J., Forsyśiak J., 2011b – Charakterystyka środowiska geograficznego okolic stanowiska archeologicznego Polesie 1 oraz neoholoceneskie zmiany jego budowy geologicznej i rzeźby. W: *Osady i cmentarzyska społeczności trzcinieckiego kręgu kulturowego w Polesiu, stanowisko 1, woj. Łódzkie*. Łódź, t. 1: 227-250.
- Twardy J., Forsyśiak J., Kittel P., 2004 – Dynamika procesów morfogenetycznych uruchomionych i zintensyfikowanych wskutek pradziejowej działalności ludzkiej w pradolinie warszawsko-berlińskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 88: 85-118.
- Twardy J., Żurek S., Forsyśiak J., 2010 – Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 214 ss.
- Wachecka-Kotkowska L., 1996 – Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie rozwoju doliny Luciąży. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 259-274.
- Wachecka-Kotkowska L., 2004 – Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczne a lokalne. *Acta Geogr. Lodz.*, 86: 161 ss.
- Walanus A., Goslar T., 2009 – Datowanie radiowęglowe. Wyd. AGH, Kraków: 147 ss.
- Walanus A., Nalepka D., 2010 – Calibration of Mangerud's boundaries. *Radiocarbon*, 52, 4: 1639-1644.
- Walisz M., 2010 – Bilans wodny torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyśiak (red.) *Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 49-53.

- Walisch M., Ziułkiewicz M., 2010 – Warunki hydrogeologiczne torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyś (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 43-48.
- Wasylikowa K., 1964 – Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biul. Peryglacjalny*, 13: 261-417.
- Wasylikowa K., 1999 – Przemiany roślinności jako odbicie procesów wydymotwórczych i osadniczych w młodszym dryasie i holocenie na stanowisku archeologicznym w Witowie koło Łęczycy. *Pr. Mat. Muzeum Arch. i Etnogr. w Łodzi, Ser. Arch.*, 41: 43-80.
- Wasylikowa K., 2011 – Wiek osadów spągowych torfowiska Silne Bagno koło Witowa w świetle analizy pyłkowej. *Warsz. Nauk. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym – funkcjonowanie i ochrona”*. Wawrzkowizna, 1-3 czerwca 2011: 93-94.
- Weber C.A., 1908 – Aufbau Und Vegetation der Moore Nord Deutschlands. *Englers Bot. Jahrb. Beibl.*, 90, Leipzig.
- Wieczorkowska J., 1975 – Rola zagłębień bezodpływowych w rozwoju rzeźby okolic Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 37: 183-190.
- Więckowski K., 1978 – Bottom deposits in lakes of different region of Poland (their characteristics, thicknesses and rates of accumulation). *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 25, 1-2: 483-489.
- Więckowski K., 2009 – Zagadnienia genezy, wieku i ewolucji jezior poszczególnych regionów Polski w świetle badań ich osadów dennych. *St. Lim. et Tel., Supl. I*: 29-72.
- Wilgat T., 1954 – Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. *Ann UMCS, B*, 8. 37-121.
- Wilgat T., 1991 – Geneza jezior. *St. Ośrodka Dokum. Fizjogr.*, 19: 112-120.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., 1994 – The problem of the Warsaw ice-damed lake drainage through the Warsaw-Berlin Pradolina at the last ice-sheet maximum. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.*, 95: 141-149.
- Wojtanowicz J., 1994 – O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich. *Ann. UMCS, B*, 49: 1-18.
- Woziwoda B., Michalska-Hejduk D., 2008 – Badania szaty roślinnej obszarów leśno-torfowiskowych w sąsiedztwie zbiornika retencyjnego Jezioro w dolinie rzeki Warty. *St. Mat. CEPL w Rogowie*, 10, 2 (18): 140-148.
- Woziwoda B., Michalska-Hejduk D., 2011 – Impact of land use changes and dynamic vegetation changes on vascular flora diversity in Małków-Bartochów (the Warta river valley). *Acta Univ. Lodz., Folia Biol. Oecol.*, 7: 125-138.
- Wójcicki K.J., 2009 – Biofacyjna analiza osadów biogenicznych z doliny Kłodnicy. W: A. Kostrzewski, R. Paluszkiewicz R. (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Tom V. Seria Geografia 88. Wyd. UAM: 627-645.
- Załoba M., 1996 – Ślady oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prośny. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 275-288.
- Ziułkiewicz M., 2010 – Zmienność hydrochemiczna torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyś (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 55-62.
- Ziułkiewicz M., Forsyś J., Kopeć D., Żelazna-Wieczorek J., 2011a – Warunki przyrodnicze torfowiska Korzeń. *Warsz. Nauk. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym”*, Przew. sesji teren. „Torfowiska dorzecza Widawki. Wybrane problemy i przykłady”. Łódź-Belchatów 2011: 61-73.
- Ziułkiewicz M., Fortuniak A., Domińczak P., Okupny D., 2011b – Warunki funkcjonowania i współczesna kondycja źródeł w Wardzynie. *Warsz. teren. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym – funkcjonowanie i ochrona”*. Wawrzkowizna, 1-3 czerwca 2011: 102.
- Żelazna-Wieczorek J., 2010 – Zmiany warunków środowiska na podstawie okrzemek (Bacillariophyceae) w osadach torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyś (red.) Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 151-162.
- Żurek S., 1982 – Różnicowanie się torfowisk na tle rzeźby. *Torf*, 3: 26-47.
- Żurek S., 1986 – Szybkość akumulacji torfu i gytii w profilach torfowisk i jezior Polski (na podstawie danych <sup>14</sup>C). *Prz. Geogr.*, 58: 459-477.
- Żurek S., 1987 – Złoża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy. *Dok. Geogr.*, 4: 1-84.
- Żurek S., 1989 – Naturalne i antropogeniczne przemiany niżowego środowiska geograficznego Polski, ze szczególnym uwzględnieniem dolin rzecznych. W: Rola melioracji w środowisku przyrodniczym. Komitet Melioracji PAN, Warszawa: 23-57.
- Żurek S., 1990a – Związek procesów zatorfienia z elementami środowiska przyrodniczego wschodniej Polski. *Rocz. Nauk Rolniczych, Seria D, Monografie*, 220: 1-174.

- Żurek S., 1990 b – Identyfikacja torfowisk topogenicznych. *Wiad. Melioracyjne i Łąkarskie*, 1–3: 21-24.
- Żurek S., 1991 – Geomorfologia Pradoliny Biebrzy. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 372: 29-62.
- Żurek S., 1994 – Złoża torfowe. W: Atlas Rzeczypospolitej Polskiej 42: 4, 3. IGiPZ PAN Warszawa.
- Żurek S., 1995 – The development of the peat-forming processes versus the lowland relief of Poland and hydrological change in the postglacial period. *Quest. Geogr.*, 17/18: 95-100.
- Żurek S. (red.), 2001 – Rezerwat torfowiskowy Białe Ługi. Wyd. Homini, Bydgoszcz: 268 ss.
- Żurek S., 2005 – Abiotic natural environment in the area of selected raised mires. *Monogr. Bot.*, 94: 19-36.
- Żurek S., 2006 – Katalog rezerwatów przyrody na torfowiskach Polski. Wyd. AŚ, Kielce: 288 ss.
- Żurek S., 2009 – Rozwój torfowisk wysokich Polski w rzeźbie młodoglacjalnej, staroglacjalnej, wyżynnej i górskiej. W: A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Tom V. Seria Geografia 88. Wyd. UAM: 645-673.
- Żurek S., 2010 – Metody badań osadów bagiennych. *Landform Analysis*, 12: 137-148.
- Żurek S., 2011 – Rzeźba i litologia a proces zabagniania. *Warsz. Nauk. „Torfowiska w krajobrazie przekształconym – funkcjonowanie i ochrona”*. Wawrzkowizna, 1-3 czerwca 2011: 33-46.
- Żurek S., Tomaszewicz H., 1996 – Badanie bagien. W: M. Gutry-Korycka, H. Werner-Więckowska (red.) *Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych*, wyd. 2. PWN, Warszawa: 190-210.
- Żurek S., Pazdur A., 1999 – Zapis zmian paleohydrologicznych w rozwoju torfowisk Polski. W: A. Pazdur, W. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel (red.) *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*. Instytut Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach, Gliwice: 215-228.



## SPIS ILUSTRACJI

1. Lokalizacja obszaru badań na tle jednostek geomorfologicznych
2. Torfowiska w regionie łódzkim (wg SMGP 1:50 000) wraz z lokalizacją badanych obiektów
3. Torfowiska na tle wybranych elementów rzeźby terenu w strefie doliny Warty (wg SMGP 1:50 000)
4. Torfowisko Bartochów
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekroje geologiczne AB i CD
  - C. Szkic miąższości osadów biogenicznych
  - D. Zestawienie wyników analiz litologicznych osadów mineralnych
5. Torfowisko Bartochów. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profili B-1, B-2
6. Torfowisko Bartochów. Uproszczony diagram palinologiczny
7. Torfowiska Bartochów. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych.
8. Torfowisko Korzeń
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekrój geologiczny AB
  - C. Szkic miąższości osadów biogenicznych
  - D. Zestawienie wyników analiz litologicznych osadów mineralnych
9. Torfowisko Korzeń. Diagram palinologiczny profilu Kr-1
10. Torfowisko Korzeń. Zestawienie wyników analiz osadów biogenicznych profilu Kr-1
11. Torfowisko Ługi
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekroje geologiczne AB i CD
  - C. Szkic miąższości osadów biogenicznych
  - D. Zestawienie wyników analiz litologicznych osadów mineralnych
12. Torfowisko Ługi. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu Ł-1
13. Torfowisko Ługi. Uproszczony diagram palinologiczny
14. Torfowisko Ługi. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych
15. Torfowiska strefy pradoliny warszawsko-berlińskiej na tle wybranych elementów rzeźby terenu (wg SGMP 1:50 000)
16. Torfowisko Czarny Las
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekroje geologiczne AB i CD
  - C. Szkic miąższości osadów biogenicznych
  - D. Zestawienie wyników analiz litologicznych osadów mineralnych
17. Torfowisko Czarny Las. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu CL-3
18. Torfowisko Wilczków
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekrój geologiczny AB
  - C. Szkic miąższości osadów biogenicznych
19. Torfowisko Wilczków. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu Wil-1
20. Torfowisko Wilczków. Uproszczony diagram pyłkowy
21. Torfowisko Wilczków. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych
22. Torfowisko Ner-Zawada
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekroje geologiczne AB i CD
  - C. Szkic miąższości osadów biogenicznych;
23. Torfowisko Ner-Zawada. Zestawienie wyników analiz profilu NZ-1
24. Torfowisko Witów-Silne Błoto. Szkic geomorfologiczny otoczenia torfowiska
25. Torfowisko Witów-Silne Błoto. Diagram pyłkowy z wyspy zachodniej
26. Torfowisko Witów-Silne Błoto. Zestawienie badanych profili palinologicznych
27. Torfowisko Polesie
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekrój geologiczny
  - C. Szkic miąższości osadów biogenicznych
28. Torfowisko Polesie. Zestawienie wyników analiz rdzenia P-III
29. Torfowisko Kopanicha
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekrój geologiczny AB
  - C. Szkic miąższości osadów biogenicznych
  - D. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych
30. Torfowisko Kopanicha. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu Kop-1
31. Torfowisko Kopanicha. Diagram palinologiczny Kop-1
32. Torfowisko Kopanicha. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych
33. Torfowisko Mianów
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekroje geologiczne AB i C
  - C. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych
34. Torfowisko Mianów. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu Mi-1

35. Torfowiska środkowej i wschodniej części regionu łódzkiego na tle wybranych elementów rzeźby terenu (wg SGMP 1:50 000).
36. Torfowisko Rąbień
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekroje geologiczne AB i CD
  - C. Szkic miąższości osadów biogenicznych
  - D. Zestawienie wyników analiz litologicznych osadów mineralnych
37. Torfowisko Rąbień. Uproszczone wyniki analiz paleobotanicznych
38. Torfowisko Rąbień. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych
39. Torfowisko Żabieniec
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekrój geologiczny AB
40. Torfowisko Żabieniec. Zestawienie analiz paleoekologicznych osadów biogenicznych profilu Z-2
41. Torfowiska Chabielice i Parchliny. Szkic geomorfologiczny
42. Torfowiska Chabielice i Parchliny. Zestawienie wybranych wyników analizy pyłkowej
43. Torfowisko Napoleonów. Szkic geomorfologiczny
44. Torfowisko Napoleonów. Diagram palinologiczny
45. Torfowisko Bęczkowice
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekroje geologiczne AB i CD
  - C. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych
46. Torfowisko Bęczkowice. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profili B-1 i B-2
47. Torfowisko Bęczkowice. Uproszczony diagram pyłkowy
48. Zestawienie badań wykonanych dla osadów biogenicznych
49. Torfowisko Czarny Ług
  - A. Szkic geomorfologiczny
  - B. Przekroje geologiczne AB i CD
  - C. Zestawienie wyników analiz litologii osadów mineralnych
50. Torfowisko Czarny Ług. Wyniki analiz podstawowych cech fizykochemicznych osadów dla profilu 55
51. Podział morfogenetyczny torfowisk regionu łódzkiego
52. Zestawienie wieku osadów biogenicznych badanych torfowisk regionu
53. Schemat rozwoju torfowisk wysoczyznowych (na podstawie stanowiska Żabieniec)
54. Schemat rozwoju torfowisk związanych z formami eolicznymi
55. Schemat rozwoju torfowisk w martwych dolinach
56. Schemat rozwoju torfowisk w dnach aktywnych dolin
57. Zestawienie wyników analiz osadów torfowiska Żabieniec
58. Zestawienie rozwoju torfowisk dolinnych i tendencji w dolinach rzecznych
59. Zestawienie rozwoju torfowisk związanych z formami eolicznymi i aktywności procesów eolicznych
60. Położenie i wiek osadów biogenicznych torfowisk na podstawie analiz głównych rdzeni

**RECORD OF CHANGES IN THE NATURAL ENVIRONMENT  
OF THE LATE WEICHSELIAN AND HOLOCENE  
PRESERVED IN THE SEDIMENTS OF PEATLANDS OF THE ŁÓDŹ REGION**

SUMMARY

LIST OF ILLUSTRATIONS

1. Location of the study area against the geomorphological units
2. Peatlands in the Łódź Region (after Detailed Geological Map of Poland 1:50 000) and location of the studied sites
3. Peatlands against the selected landforms in the Warta River Valley (after Detailed Geological Map of Poland 1:50 000)
4. Bartochów peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-sections AB and CD
  - C. Sketch of the thickness of biogenic deposits
  - D. Results of analyses of mineral deposits
5. Bartochów peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profiles B-1, B-2
6. Bartochów peatland. Simplified pollen diagram
7. Bartochów peatland. Results of analyses of biogenic deposits
8. Korzeń peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-section AB
  - C. Sketch of the thickness of biogenic deposits
  - D. Results of analyses of mineral deposits
9. Korzeń peatland. Pollen diagram of the Kr-1 profile
10. Korzeń peatland. Results of analyses of biogenic deposits of the Kr-1 profile
11. Ługi peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-sections AB and CD
  - C. Sketch of the thickness of biogenic deposits
  - D. Results of analyses of mineral deposits
12. Ługi peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile Ł-1
13. Ługi peatland. Simplified pollen diagram
14. Ługi peatland. Results of analyses of biogenic deposits
15. Peatlands of the Warsaw-Berlin marginal valley against the selected landforms (after Detailed Geological Map of Poland 1:50 000)
16. Czarny Las peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-sections AB and CD
  - C. Sketch of the thickness of biogenic deposits
  - D. Results of analyses of mineral deposits
17. Czarny Las peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile CL-3
18. Wilczków peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-section AB
  - C. Sketch of the thickness of biogenic deposits
19. Wilczków peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile Wil-1
20. Wilczków peatland. Simplified pollen diagram
21. Wilczków peatland. Results of analyses of biogenic deposits
22. Ner-Zawada peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-section AB
  - C. Sketch of the thickness of biogenic deposits
23. Ner-Zawada peatland. Results of analyses of the NZ-1 profile
24. Witów-Silne Błoto peatland. Geomorphological sketch of the area in the vicinity of the peatland
25. Witów-Silne Błoto peatland. Pollen diagram from the western island
26. Witów-Silne Błoto peatland. Pollen profiles
27. Polesie peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-section AB
28. Polesie peatland. Results of analyses of the P-III core
29. Kopanicha peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-section AB
  - C. Sketch of the thickness of biogenic deposits
  - D. Results of analyses of mineral deposits
30. Kopanicha peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile Kop-1
31. Kopanicha peatland. Pollen profile Kop-1

32. Kopanicha peatland. Results of analyses of biogenic deposits
33. Mianów peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-sections AB and CD
  - C. Results of analyses of mineral deposits
34. Mianów peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile Mi-1
35. Peatlands of the middle and eastern part of the Łódź Region against the selected landforms (after Detailed Geological Map of Poland 1:50 000)
36. Rąbień peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-sections AB and CD
  - C. Sketch of the thickness of biogenic deposits
  - D. Results of analyses of mineral deposits
37. Rąbień peatland. Simplified results of palaeobotanical analyses
38. Rąbień peatland. Results of analyses of biogenic deposits
39. Żabieniec peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-section AB
40. Żabieniec peatland. Results of palaeoecological analyses of biogenic deposits of the Z-2 profile
41. Chabielice and Parchliny peatlands. Geomorphological sketch
42. Chabielice and Parchliny peatlands. Some results of pollen analysis
43. Napoleonów peatland. Geomorphological sketch
44. Napoleonów peatland. Pollen diagram
45. Bęczkowice peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-sections AB and CD
  - C. Results of analyses of mineral deposits
46. Bęczkowice peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profiles B-1 and B-2
47. Bęczkowice peatland. Simplified pollen diagram
48. Bęczkowice. Results of analyses of biogenic deposits
49. Czarny Ług peatland
  - A. Geomorphological sketch
  - B. Geological cross-sections AB and CD
  - C. Results of analyses of mineral deposits
50. Czarny Ług peatland. Results of basic analyses of physical and chemical properties of deposits for the profile 55
51. Morphogenetic division of peatlands of the Łódź Region
52. Age of biogenic deposits of the studied peatlands
53. Scheme of development of peatlands located on morainic plains (on the basis of the Żabieniec peatland)
54. Scheme of development of peatlands related to aeolian forms
55. Scheme of development of fen peatlands in inactive valleys
56. Scheme of development of fen peatlands in active valleys
57. Results of analyses of Żabieniec peatland deposits
58. Development of valley peatlands and tendencies in river valleys
59. Development of peatlands related to aeolian forms and aeolian activity
60. Location and age of biogenic deposits of peatlands on the basis of analyses of the cores

## ABSTRACT

The paper presents the geological and geomorphological description of selected peatlands of the Łódź region. It also summarises the results of studies on biogenic sediments documented in their basins. The detailed study concerned 16 objects with currently functioning peat-forming vegetation assemblages. Valley peatlands prevail, and few plateau peatlands occur. Some of them occur in depressions accompanying aeolian landforms. The basins of the peatlands studied developed in the Late Weichselian and Holocene by fluvial, aeolian, slope, and thermokarst processes. Also basins of modern peatlands of glacial origin, transformed by the aforementioned processes in the Weichselian, are encountered. The thickness of the documented biogenic sediments in the profiles analysed varies from 2 to more than 12 m. Several types of gyttja and several species of peat were observed at the study sites. Sediments from selected sites were subject to palaeoecological and geochemical analyses as well as absolute datings.

The analysis of the geomorphology and geological structure of peatland basins permitted the determination of the origin of the depressions in which they occur. Substantial differentiation of the study objects allowed for the distinguishing of four groups: basins located on plateaus, of glacial origin, basins of aeolian origin, basins located in dead valleys, and basins located on active river valley beds. For each of the groups of peatlands distinguished, a pattern of development of its reservoir (lake or peatland) from the origin to the contemporary stage of anthropogenic transformations was proposed, concerning all of the studied peatland of the region.

Based on the biogenic sediments analysed, a description of changes in the natural environment of the Łódź region within the last dozen thousand years was prepared. The oldest sediments recorded were deposited at the end of the Upper Pleniveichselian, in the basin of the Żabieniec peatland. This peatland is the only one from all the study sites with a continuous record of environmental changes until the modern times. The Late Weichselian is represented by limnic sediments or peats deposited in almost all of the peatlands studied. Two of them include sediments correlated with the epe warming. In the Oldest Dryas, further biogenic accumulation reservoirs developed, both in the vicinity of aeolian landforms, and in

river valleys. Sediments of majority of the objects analysed include a record of climatic and palaeohydrological changes of the Böllig and Alleröd, as well as the Younger Dryas. The palaeoecological and palaeogeographical image of the Holocene was obtained in biogenic sediments from sites located in all of the distinguished groups of peatland basins. Only several objects include a continuous record of changes. In the remaining ones, peat sedimentation was interrupted. Peatlands developed in the basins again at the end of the Subboreal and in the Subatlantic. All of the peatlands studied were transformed as a result of economic activity, and the currently functioning peat-forming assemblages often occupy post-exploitation areas.

**Key words:** central Poland, geology and geomorphology of peatlands, telmatological studies, palaeogeography, paleoecology

## INTRODUCTION

Peatlands are a type of wetlands encountered in the present-day environment. A peatland is a permanent (peat-forming) wetland, where the water table is usually maintained at a level higher than half a meter below the ground surface. It is different in the case of non-peat-forming (periodical) wetlands, where more substantial lowering of the water table occurs (among others: Żurek, Tomaszewicz 1989; Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1993). From the palaeoecological point of view, a peatland is an area where due to the high water level, peat-forming vegetation develops, and growth of biogenic mass occurs, with the thickness of the accumulated peat layer reaching at least 30 cm (Tobolski 2000). The study concerned modern-day peatlands of the Łódź region showing active peat-forming processes. So far, the peatlands of the region have not been a subject of any large-scale, complex telmatological studies.

Peat deposits of some of them were subject to lithological analyses (preliminary documentation). For some, geological and geomorphological, as well as palaeobotanical analyses were performed in the scope of other studies (e.g. archaeological, geological mapping).

The work discusses the geological and geomorphological conditions of the modern-day peatlands of the Łódź region. It attempts to determine the effect of such conditions on the development of the peatlands studied. The biogenic sediments were subject to palaeoecological analyses. This permitted the reconstruction of the changes of the components of the natural environment during the functioning of the biogenic accumulation reservoirs studied. It also provided the basis for the palaeogeographical reconstructions of the study area from the Late Weichselian and Holocene.

The results of geomorphological, geological, and palaeoecological studies on the peatlands of the Łódź region presented in this paper

are the effect of works conducted within the last several decades. The description of some of the sites was exclusively based on published material. For further three sites studied in the second half of the 20<sup>th</sup> century, new geological research was carried out, based on cores sampled for palaeoecological analyses. Majority of the peatlands studied was subject to works in the scope of the aforementioned projects financed from the state budget. The scope of the field and laboratory works, as well as desk studies, determined at the planning stage, was only slightly extended during their execution. The adopted methodology of the works refers to published studies in the scope of the geomorphology and geology of the Quaternary, telmatology, and palaeoecology. The analyses of the peatlands can be divided into three research stages: field, laboratory, and desk study stage. The field works involved: documentation of the geological structure of the peatlands and their vicinity, documentation of the thickness of biogenic sediments, sampling of cores of biogenic formations, and the lithogenetic description of biogenic sediments. In the scope of the laboratory works, the following was carried out: the determination of calcination losses, the determination of the content of calcium carbonate, analyses of the grain-size composition of mineral sediments, and analyses of quartz grains abrasion. The biogenic sediment cores obtained were delivered to specialists for the purpose of performing plant macrofossils, pollen, Cladocera, diatom, and Chironomidae analyses, as well as the analysis of the chemical composition (geochemical analysis) and radiocarbon datings of sediments. The effect of the desk studies are geomorphological and geological maps, as well as geological cross-sections of the peatlands studied, comparisons of results of laboratory analyses, and patterns of development of the peatlands of the Łódź region in the Late Weichselian and Holocene.

## GEOMORPHOLOGICAL AND GEOLOGICAL CONDITIONS OF PEATLANDS AND THE STATE OF KNOWLEDGE ON THEIR DEPOSITS

So far, the geological and geomorphological works, permitting the determination of the geological structure and configuration of the mineral bedrock of peatlands, the thickness and lithological variability of biogenic formations filling their basins, and the character of the land relief surrounding the peatlands, as well as the genesis of their basins, covered 16 peatlands in the Łódź region (Fig. 3). They are located within various geomorphological forms, and are distinguished by varied geological structure of their basins, as well as lithology of the deposited biogenic formations. For the purposes of detailed analyses, objects distinguished by a thickness of biogenic deposits higher than the average in the region were selected. This allowed for obtaining a record of the longest possible period of environmental changes in the sediments.

The Bartochów peatland is relatively thoroughly studied. In addition to geological, geomorphological (Fig. 4), and botanical works, its sediments were subject to palaeobotanical analyses (Figs 5, 6). Their basic physiochemical parameters were determined. The sediments were also subject to datings (Fig. 7). The pollen analysis of the biogenic sediments from core B-1 and their dating suggest the Late Weichselian age of the peatland, in contrast to the opinion of Kraużlis (1974). They should be categorised as valley fens, fed in the past by soligenic and fluvio-genic waters. The development of a peatland in the basin using the flood pool with a system of fossil channels occurred in the Alleröd. The biogenic sediments show significant lithological variability, and were accumulated with interruptions until the modern times.

The Korzeń peatland is relatively very thoroughly studied. In addition to geological, geomorphological (Fig. 8), hydrological, and botanical works, its sediments were subject to palaeobotanical and palaeozoological analyses (Figs 9, 10). The geochemical and physiochemical parameters of the sediments were determined, and their datings were carried out. All of the aforementioned analyses were conducted within the last three years. The Korzeń peatland should be categorised as a valley fen, with the past alimentation dominated by topo-

genic and ombrogenic waters. The fossil channel system became a lake with the accumulation of biogenic formations in the Alleröd period. The development of a peatland in the lake occurred at the end of the Younger Dryas. The accumulation of biogenic formations in the Holocene was not continuous, and the near-surface peat layer developed in post-exploitation reservoirs.

The Ługi peatland is thoroughly studied. In addition to geological, geomorphological (Fig. 11), and botanical works, its sediments were subject to palaeobotanical analyses (Figs 12, 13). Their physiochemical parameters and age were determined. Almost the entire documentation was prepared during works conducted lately. Datings of organic material were conducted earlier. The object should be classified as a valley peatland, with the past alimentation dominated by topogenic and precipitation waters. A fragment of the fossil valley bed with river channels became a lake with the accumulation of biogenic formations at the turn of the Epe phase and the Oldest Dryas. The development of a peatland in the lake occurred in the Younger Dryas. The accumulation of biogenic formations in the Holocene was not continuous.

The Czarny Las peatland is thoroughly studied. In addition to geological, geomorphological (Fig. 16), and botanical works, its sediments were subject to a plant macrofossils analysis. Their physiochemical parameters and age were determined. The studies were conducted in the years 2008-2010. The peatland should be classified as a valley fen. The peatland was mainly fed by soligenic and fluvio-genic waters. A fragment of the fossil valley bed with river channels was subject to peat formation in the Alleröd. The accumulation of peats occurred in the Late Weichselian and Holocene, but it was not continuous.

The Wilczków peatland is thoroughly studied. In addition to geological, geomorphological (Fig. 18), and botanical works, its sediments were subject to palaeobotanical analyses (Fig. 20). Their geochemical and physiochemical parameters and age were determined (Fig. 19). The peatland should be classified as a valley fen. It was mainly fed by soligenic waters. Peat

development in the fossil river valley occurred in the Younger Dryas. The sedge peatland functioned until the end of the Atlantic, when peat formation was interrupted. Peat-forming vegetation occupied the studied part of the peatland again in the Sub-Atlantic.

The Ner-Zawada peatland is thoroughly studied. In addition to geological and geomorphological works (Fig. 22), its sediments were subject to pollen and fossil Cladocera analyses (Fig. 23). Their physiochemical parameters and age were determined. The analyses were conducted in the years 2007-2009. The studies permit the peatland's classification as a valley fen. The object was fed by soligenic and partially by fluviogenic waters. Peat development in the basin occurred in the Bölling period. At the beginning of the Alleröd, the peatland was covered with water, and the lake functioned until the beginning of the Boreal, when it was filled with a peatland. Lack of formations from a major part of the Atlantic and Subboreal periods in the profile suggests an interruption in peat sedimentation.

The Witów-Silne Błoto peatland and the adjacent dune was a subject of palaeobotanical studies (Figs 25, 26) the results of which are recognised as the basis for the stratigraphy of the Late Weichselian in Poland (Wasylikowa 1964, 1999). The peatland developed in the Oldest Dryas. The accumulation of peat and gyttja in the Late Vistulian also occurred in the coastal zone of the lake, on a slope of the dune, where it was interrupted by the processes of accumulation of aeolian sediments. The course of the accumulation of biogenic sediments in the peatland in the Holocene was not determined.

The study site in Polesie is an example of small peaty oxbow lakes within the river valley floors of the Łódź region (Fig. 27). A fen functioned in the oxbow lake, mainly fed by fluviogenic waters, with a lower participation of soligenic waters. Due to the thorough documentation of its deposits, the object can be recognised as one of few examples of peatlands in oxbow lakes in the region with almost continuous record of environmental changes from the beginning of the Holocene to the modern times preserved in the sediments.

The Kopianicha peatland is very thoroughly studied. In addition to geological, geomorphological (Fig. 29), hydrological, and botanical works, its sediments were subject to pa-

laeobotanical and palaeozoological analyses (Fig. 31). Their geochemical and physiochemical parameters and age were determined. The studies were conducted in the years 2008-2011, and some of the results of the analyses have not been published yet. The object described can be classified as a valley fen. The object was fed by soligenic waters. Peat development in the oxbow lake complex occurred at the beginning of the Atlantic period, and peat growth lasted until the modern times, but with clear interruptions in the Atlantic and Subatlantic.

Geomorphological and palaeoecological studies on the Mianów peatland, conducted in the years 2008-2011, permit its classification as a valley fen (Fig. 33). The object was fed by soligenic, and partially by fluviogenic waters. Peat development in the oxbow lake complex occurred at the end of the LateWeichselian. The fen functioned in the Preboreal. After a relatively long break, growth of peat mass occurred again in the Subboreal and Subatlantic.

The Rąbień peatland is very thoroughly studied. In addition to geological, geomorphological (Fig. 36), hydrological, and botanical works (Figs 37, 38), its sediments were subject to palaeobotanical analyses. Their geochemical and physiochemical parameters and age were determined. The results of the analyses conducted in the years 2001-2004 will be supplemented by results of the study on the longest biogenic sediment core (R-II). Currently, the peatland is a transitional bog, with patches of assemblages typical of raised bogs. In the past, the object was fed by soligenic, and partially by ombrogenic waters. The bottom part of the sediments deposited in the basin is constituted by limnic sediments. The intrusion of water occurred in the Oldest Dryas, and the lake functioned until the end of the Atlantic, when it was subject to peat formation. In the Subboreal, a typical change in assemblages occurred from those typical of a fen, through those typical of a transitional bog, to a raised bog. Therefore, the sediments provide a continuous record of environmental changes from the beginning of the Lake Vistulian to the modern times.

The Żabieniec peatland is the most thoroughly studied peatland of the Łódź region. It has geological (Fig. 39), hydrological, and botanical documentation. Its sediments were subject to palaeoecological analyses (Fig. 40) and age determination. It is a transitional bog lo-

cated on a plateau, developed as a result of the terrestriation of a lake. It underwent a transformation from a fen through a transitional bog to a raised bog. The object was primarily fed by soligenic, and then by precipitation waters. It functioned as a lake from the end of the Upper Plenivistulian to the Subboreal, when it was transformed into a peatland.

The Chabielice and Parchliny peatlands were subject to geological and palynological analyses before the beginning of the exploitation of the brown coal deposit Szczerców in the area of which they are located (Figs 41, 42). They are fen peatlands. Their development in the Late Vistulian and beginning of the Holocene is related to the paludification of flood pools in the Krasówka River valley.

The Napoleonów peatland is located in a valley of glacial origin, functioning in the Weichselian as a denudational basin with low discharge (Fig. 43). The object requires continuation of geological and palaeoecological works. The results of studies obtained in the 1970's permit the classification of the peatland as a valley fen, with a transitional bog in the central part. The object was fed by soligenic waters, with low participation of precipitation waters. The lake existing in the Late Weichselian was subject to peat formation at the turn of the Late Weichselian and Holocene (Fig. 44).

The Bęczkowiec peatland is thoroughly studied. In addition to geological, geomorphological (Fig. 45), hydrological, and botanical works, its sediments were subject to palaeobotanical and palaeozoological analyses (Figs 46, 47). Their geochemical and physicochemical parameters and age were determined. The studies were conducted in the years 2008-2011. The peatland is a valley fen with patches of a transitional bog. The object was fed by soligenic, and partially by fluviogenic and precipitation waters. Overdeepenings within the valley bed became limnic accumulation reservoirs already at the beginning of the Late Weichselian. Then they were subject to peat formation together with the entire area of the valley floor. Peat sedimentation was interrupted at the beginning of the Atlantic. The peatland developed again in the Subatlantic.

The geomorphological and palaeoecological studies on the Czarny Ług peatland permit its classification as a raised bog, located in the zone of plateaus covered with aeolian forms (Figs 49, 50). The object was fed by precipitation waters. Peat development in the shallow basin occurred at the beginning of the Subatlantic.

Geological and geomorphological studies with a narrower scope of works, and partial palynological studies were also conducted on a dozen or so other peatlands of the region (Fig. 2).

#### MORPHOGENETIC DIFFERENTIATION OF THE PEATLANDS OF THE VICINITY OF ŁÓDŹ AND ITS SIGNIFICANCE FOR THE COURSE OF ACCUMULATION OF BIOGENIC SEDIMENTS

The documentation collected reveals significant differentiation of the geological structure and geomorphology of basins of peatlands in the Łódź region. Stratification and lithological heterogeneity of the documented biogenic formations in the peatlands studied is also observed. In reference to the basic criterion systematising the image of the current relief of the Łódź region, the basins of peatlands are located on plateaus or in valleys. The differentiation of landforms in those two zones was determined by geomorphological processes, active from the period of the occurrence in the region of the last ice sheet until the modern times. The most important ones include: glacial, fluvioglacial, slope, aeolian, thermokarst, and fluvial processes. The effect of their activity is high differentiation of landforms of the Łódź region, and

their polygenetic character. It is possible to determine the process determining the development of the basin of a peatland. Its effects were not significantly changed before the commencement of biogenic accumulation.

The basins developed as a result of glacial and fluvioglacial processes are located on plateaus and in valleys. The thermokarst landforms on plateaus include scarce peatlands.

Depressions developed as a result of aeolian processes as basins of modern-day peatlands are located on plateaus and in valleys (Fig. 51). Many of them were developed by fluvial and denudation processes, but constituted open landforms. Their closing to the form of closed-drainage depressions occurred as a result of aeolian transport of sands, and their accumulation in the form of covers and dunes.



The study area, like the entire old glacial zone, is dominated by valley peatlands. The most numerous group are basins developed by fluvial processes. This results from the degree of development of the fluvial system in this morphogenetic zone, but mainly from a high number of depressions developed within the valleys, with favourable location in relation to the groundwater tables. The peatlands occur within active river valleys, as well as on terraces and in inactive river valleys.

The presented pattern of genetic differentiation of basins of peatlands of the Łódź region was based on the objects studied. The inspiration for the development of the pattern was provided by the classifications by Tamošaitis (1965) and Żurek (1990a), described in the literature. The differentiation of basins of peatlands depending on the location: on plateaus or in valleys, and processes forming basins of peatlands, also largely reflects the course of development of the peatlands in landforms included to those genetic groups. Among a dozen or so peatlands studied, it is difficult to specify objects with identical course of the palaeogeographical and palaeoecological development. It is possible to determine four patterns of development of peatlands in the region, distinguishing four groups of reservoirs:

- those located in the zone of plateaus, of glacial origin (with five stages of development: I – lake, II – fen, III – transitional bog, IV – raised bog, V – stage of anthropogenic transformations) – Fig. 53

- those of aeolian origin (with five stages of development: I – lake, II – fen, III – transitional bog, IV – raised bog, V – stage of anthropogenic transformations) – Fig. 54

- those located in inactive valleys (with four stages of development: I lake-peatland, II – transitional bogs and fens, III – fens and transitional bogs (regress), IV – stage of anthropogenic transformations) – Fig. 55

- those located on active river valley beds (with four stages of development: I – fens, II – transitional bogs and fens, III – fens and transitional bogs, IV – fens and transitional bogs and their anthropogenic transformations) – Fig. 56.

Record of changes in the natural environment preserved in peatland sediments and its significance for the palaeography of the Łódź region in the Late Weichselian and Holocene.

Results of studies on biogenic sediments deposited in peatland basins, the analysis of their lithology, and in particular palaeoecological analyses, permitted tracing changes occurring in the objects studied from the moment of origin of the basin and commencement of accumulation of limnic sediments or peats to the modern peatland. The collected results of works conducted at a dozen sites provided new data on the natural environment in the Łódź region and its palaeogeographical development from the end of the Upper Plenivistulian to the modern times. They were summed up in the chronostratigraphic system referring to the proposition of the division of the Weichselian applied in Polish and West European literature.

The oldest mineral-organic sediments documented in the sediments deposited in basins of peatlands of the Łódź region developed at the end of the Upper Pleniweichselian. They occur in the bottom part of the series of limnic sediments in Żabieniec. During that time, geomorphological landforms within which the remaining peatlands studied appeared were not developed yet, or peatland basins did not have definitely developed morphology. The presence of sediments in the Żabieniec peatland basin constitutes an exception at the regional scale.

Changes in the natural environment occurring at the turn of the Pleniweichselian and Late Weichselian provided conditions for the development of depressions, later filled with biogenic sediments. The highest number of relevant landforms were generated by the fluvial environment in which climatic changes induced changes in developmental tendencies in the river valleys of central Poland. The record of the natural environment of the Epe phase is preserved in the limnic sediments of Żabieniec (Fig. 58). The record does not reach the Epe phase in any of the peatlands located in active river valleys. Conditions appropriate for the development of a biogenic accumulation reservoir and its maintenance occurred in separated valleys. An example is the Ługi peatland, where carbonate gytja was accumulated in a palaeochannel.

The Oldest Dryas involved the functioning of reservoirs developed earlier. New lake-peatland basins also developed in the vicinity of aeolian landforms (e.g. Witów and Rąbień; (Fig. 59)). The evidence of the development of lakes and wetlands in the period of the Oldest Dryas was also documented in the formations

of peatlands located in valleys in the vicinity of Łódź (Fig. 58).

Among the peatlands studied in the vicinity of Łódź, in the period of warming in the Bölling, biogenic formations were accumulated in a higher number of peatland basins than in the preceding period. The accumulation of limnic sediments continued in the Żabieniec peatland, and in peatlands adjacent to the dunes. In the river valleys of the Łódź region, a higher number of peatlands were documented than in the preceding period. The Older Dryas was not significantly recorded in the functioning of the peatlands of the region, but the record of the deterioration of climatic conditions in the period is clearly visible in the profiles studied.

The Alleröd was very important for the development of the basins of the peatlands studied (Figs 52, 60). It was a period during which a number of biogenic accumulation reservoirs developed, in particular in river valleys (Fig. 56), and the rate of sediment growth in basins located on plateaus and in the vicinity of aeolian landforms developed in the Older Dryas increased. In addition of substantial warming, also changes in the manner and rate of alimentation of wetlands are visible, as reflected in the sediments.

In almost all of the analysed peatlands of the region, biogenic formations deposited in the Younger Dryas were recorded (Figs 58, 60). This permits the supplementation of the image of this cooling in the region (compare Dzieduszyńska 2011). The development of peatlands in the period was not interrupted by active aeolian processes or increased denudation. Peatlands in river valleys functioned in the Younger Dryas in good humidity conditions. This was favoured by the aggradation of valley floors, and long-term annual or multi-seasonal ground freezing.

The chronostratigraphic boundary between the Late Weichselian and Holocene is very clear in the results of palaeoecological analyses. No significant changes are observed in the development of biogenic sediments, however. It can be presumed that the climatic changes did not disturb the development of the wetlands studied. In the Preboreal in river valleys, as a result of the prevalence of erosional tenden-

cies and dissecting of valley floors, peatlands located on the surface of low terraces lost the possibility of alimentation by fluvial waters. They could only develop due to the groundwater and precipitation alimentation. The ceasing of slope and aeolian processes, and free circulation of groundwaters with outflows in the form of springs, provided favourable conditions for further development of peatlands outside river valleys.

The stabilisation of river channels in the Boreal, and the lowering of the groundwater table in valleys, resulted in a slow regress of valley peatlands – a decrease in the growth rate or retreat of peat-forming vegetation, and commencement of the decomposition of the older mass of sediments (Figs 52, 60). Objects with stable alimentation recorded variations in water stages in the reservoirs, or slight climatic changes.

In the Atlantic, in basins of the peatlands studied located on plateaus, limnic sediments were still deposited. In majority of peatlands located in valleys, peat growth was limited, or even ceased. Simultaneously, in objects with stable groundwater alimentation, continuous peat sedimentation occurred.

Peatlands of the Łódź region in the Subboreal period were still at the stage of regress (Figs 52, 58, 60). At the end of the period, the situation improved as a result of the aggradation of river valleys, accompanied by an increase in the groundwater table in valleys. In some peatlands, peat mass commenced to develop again. In objects located on plateaus, peat-forming vegetation covered the entire water surfaces. Since then, they functioned as peatlands.

In the Subatlantic, the humidity conditions improved in the case of many objects, but human economic interference is visible in all of the peatlands studied. The reconstruction of the conditions of the natural environment of the period is very difficult, and in some cases even impossible. This results from the poor preservation of the uppermost parts of the sediment cores studied, drying out, and very advanced process of peat decession on a number of peatlands. Secondary succession of peat-forming vegetation occurred on meliorated or exploited peatlands.

## CONCLUSIONS

The geomorphological and geological works conducted in the basins of selected peatlands in the Łódź region, as well as the geological analysis of the deposited biogenic sediments and palaeoecological studies, suggest several basic conclusions:

- The modern-day peatlands of the Łódź region are located in depressions of varied origin and geological structure.

- The differentiation permitted their division depending on the location (plateau and valley peatlands) and processes forming peatland basins (glacigenic, aeolian, fluvial, and thermokarst). Valley peatlands predominate. Peatlands located on moraine plateaus are very scarce.

- The structure of sediments filling the peatlands studied is dominated by peats, and particularly fen peats. The participation of raised peats is low. In some objects, limnic sediments occur, usually constituting the bottom parts of sediment profiles. The mean thickness of biogenic sediments in peatlands amounts to approx. 2.0 m, although it sometimes exceeds 12.0 m.

- The longest and continuous record of environmental changes in the sediments was obtained in the Żabieniec peatland. Shorter, but also continuous profiles were provided from reservoirs located in the vicinity of aeolian

landforms, where the geological structure and the surrounding catchment provide stable water conditions.

- The development of plateau peatlands and valley peatlands of aeolian origin is of autogenic character. It begins with a lake phase, followed by the phases of a fen, transitional bog, and raised bog. The sediments of the peatlands include records of denudation and aeolian processes occurring in their direct vicinity in the Late Weichselian and Holocene.

- Biogenic accumulation reservoirs located in river valleys do not provide the continuity of sediment growth, because they strongly depend on the variable dynamics of fluvial processes. Therefore, the recorded biogenic sediment growth is not synchronous in all of the valleys of the region. Objects fed by groundwaters, located in dead valleys, also show variable rate of biogenic sediment growth.

- Studies on a dozen valley peatlands contributed new data on environmental changes in river valleys, and fluvial processes occurring in the Łódź region from the beginning of the Late Vistulian to the modern times.

- Some of the profiles studied include limnic sediments of the Holocene. This suggests the functioning of lakes also outside river valley beds in the period.

*Translated by Małgorzata Kornijów*