

Paleoekologia torfowisk — źródło informacji o historii klimatu i wpływie człowieka na środowisko

Mariusz Lamentowicz¹



Współczesne metody badań torfowisk umożliwiają tworzenie precyzyjnych rekonstrukcji paleoekologicznych (Goslar i in., 2005; Booth i in., 2006; Charman i in., 2006). Dzięki badaniom genezy i rozwoju torfowisk dowiadujemy się o historii roślinności oraz o jej roli w akumulacji osadów biogenicznych (Tobolski, 1976; Ammann & Tobolski, 1983; Tobolski, 1987; Kowalewski & Milecka, 2003; Tobolski, 2003a). Torfowiska ulegają przemianom na skutek procesów autogenicznych i allogenicznych. Zmiany autogeniczne są spowodowane głównie siedliskotwórczą działalnością roślin, np. mchów torfowców oraz roślin naczyniowych, czego przykładem jest prowadzący do powstania torfowiska szereg sukcesyjny roślinności w jeziorze. Jest to także wpływ zwierząt, np. bobrów, na akumulację osadów biogenicznych, a także fizyczne procesy związane z przemieszczaniem gleby i osadów (Charman, 2002). Zmiany allogeniczne w torfowiskach są powodowane m.in. przez pożary, zmiany klimatyczne i hydrologiczne oraz zjawiska wulkaniczne i działalność człowieka (Charman, 2002). W kontekście tak wielu czynników wpływających na strukturę torfowisk, wiedza o ekologii, biogeografii i geologii jest warunkiem kompetentnej analizy i interpretacji rozwoju tych środowisk (Tobolski, 2003b; 2004).

W ostatnich latach torfowiska są przedmiotem coraz większego zainteresowania przyrodników (Pawlaczyk, 2003). Szczególnie popularne stały się obecnie w Polsce projekty renaturyzacji torfowisk (Wolejko, 2000; Gorham & Rochefort, 2003), jednakże historia rozwoju większości z nich nie jest znana.

Celem publikacji jest przedstawienie potencjału torfowisk jako źródeł informacji o przemianach paleośrodowiskowych i zaprezentowanie podstawowych wskaźników biotycznych wykorzystywanych do paleoekologicznych badań torfowisk.

Metody badania torfowisk

W badaniach torfowisk stosuje się m.in. różne metody analizy subfosylnych pozostałości organizmów żywych (Berglund, 1986; Charman, 2002), w tym mikrofosyliów pochodzenia zwierzęcego i roślinnego, a także pozostałości grzybów i pierwotniaków (Chambers & Charman, 2004).

Najbardziej rozpowszechniona jest analiza palinologiczna, za pomocą której można rekonstruować lokalną i regionalną szatę roślinną (Birks & Birks, 1980). Wraz z wynikami datowań (np. radiowęglowych) umożliwia ona określanie wieku osadów biogenicznych. Dzięki analizie palinologicznej można rekonstruować klimat oraz historię wpływu człowieka na przyrodę (Davis, 2000; Makohonenko, 2000). Za pomocą tej metody analizuje się także mikrofosylia nie będące sporami ani pyłkami, tzw. pali-

nomorfy niepyłkowe (NPP — *non pollen palynomorphs*), w skład których wchodzi np. zarodniki grzybów, glony i fitolity (Van Geel, 2001).

Inną ważną metodą jest analiza makroszczątków roślinnych, pozwalająca odtworzyć historię lokalnej roślinności oraz warunki hydrologiczne torfowiska. Wyniki analizy makroszczątkowej stanowią tło interpretacji paleośrodowiskowych (Warner, 1990a) oraz umożliwiają opisanie etapów rozwoju torfowiska i sukcesji roślin torfotwórczych (Tobolski, 2000). Metoda ta jest również wykorzystywana w badaniach paleoklimatycznych torfowisk wysokich (Barber i in., 1998; Smith, 2002; Barber i in., 2003), jednakże możliwość zastosowania jej do ilościowych rekonstrukcji określonych parametrów środowiskowych (tj. pH i wilgotności) wymaga jeszcze dalszych badań. Spowodowane jest to stopniem komplikacji oznaczania makroszczątków w stanie subfosylnym, czego przykładem są mchy torfowce, które często można oznaczyć jedynie z dokładnością do sekcji (Barber i in., 1998; Tobolski, 2000).

Jedną z metod, która zyskała obecnie duże znaczenie, jest analiza ameb skorupkowych (Charman, 1999; 2001). Metoda ta umożliwia rekonstruowanie poziomu zwierciadła wody gruntowej i pH (Tolonen, 1986). Ameby skorupkowe są jednokomórkowymi pierwotniakami bardzo czułymi na zmiany wilgotności siedliska, dzięki czemu są dobrymi bioindykatorami (Grospletsch, 1990). Ich skorupki są corocznie deponowane razem z torfem w czasie sezonu wegetacyjnego. Analiza ameb skorupkowych pozwala ilościowo rekonstruować warunki hydrologiczne torfowiska.

W badaniach torfowisk najczęściej odtwarzanym parametrem jest poziom zwierciadła wód gruntowych, który w skali regionalnej jest funkcją zmian opadów atmosferycznych i temperatury, a w skali lokalnej może zależeć od działalności człowieka (Tolonen, 1986; Charman, 2001).

Wymienione wyżej metody stanowią współcześnie trzon badań paleośrodowiskowych holocenu, jednakże każda z nich wykorzystana oddzielnie nie pozwala na uzyskanie pełnego obrazu zmian środowiska w przeszłości.

Badania torfowisk i jezior z wykorzystaniem wielu wskaźników (*multi-proxy*) są coraz powszechniejsze w paleoekologii i paleoklimatologii (Lotter, 2003). Zestawienie rezultatów badań wielu analiz (np. palinologicznej, makroszczątkowej i ameb skorupkowych) procentuje szerszym spojrzeniem na wydarzenia w historii ekosystemu i jest zwykle niezbędnym warunkiem uzyskania wiarygodnych wyników. Wyraźne jest też dążenie do uzyskania wyników ilościowych za pomocą modeli statystycznych opracowanych przez paleolimnologów (Birks, 1998). Interpretację wzbogaca także zastosowanie wskaźników abiotycznych, np. izotopów stałych (Pancost i in., 2003; Jędrzysek & Skrzypek, 2005).

Wśród palinomorforów niepyłkowych jest wiele wskaźników, których ekologii nie da się szczegółowo opisać i będą miały znaczenie pomocnicze, natomiast trzon badań będą stanowić metody kwantytatywne. Obecnie w paleoekologii dąży się do ilościowego określania zjawisk przyrodniczych, im bardziej szczegółowo można zrekonstruować wybrany parametr, tym większe jest znaczenie danej meto-

¹Instytut Biogeografii i Paleoekologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań, mariusz.l@amu.edu.pl

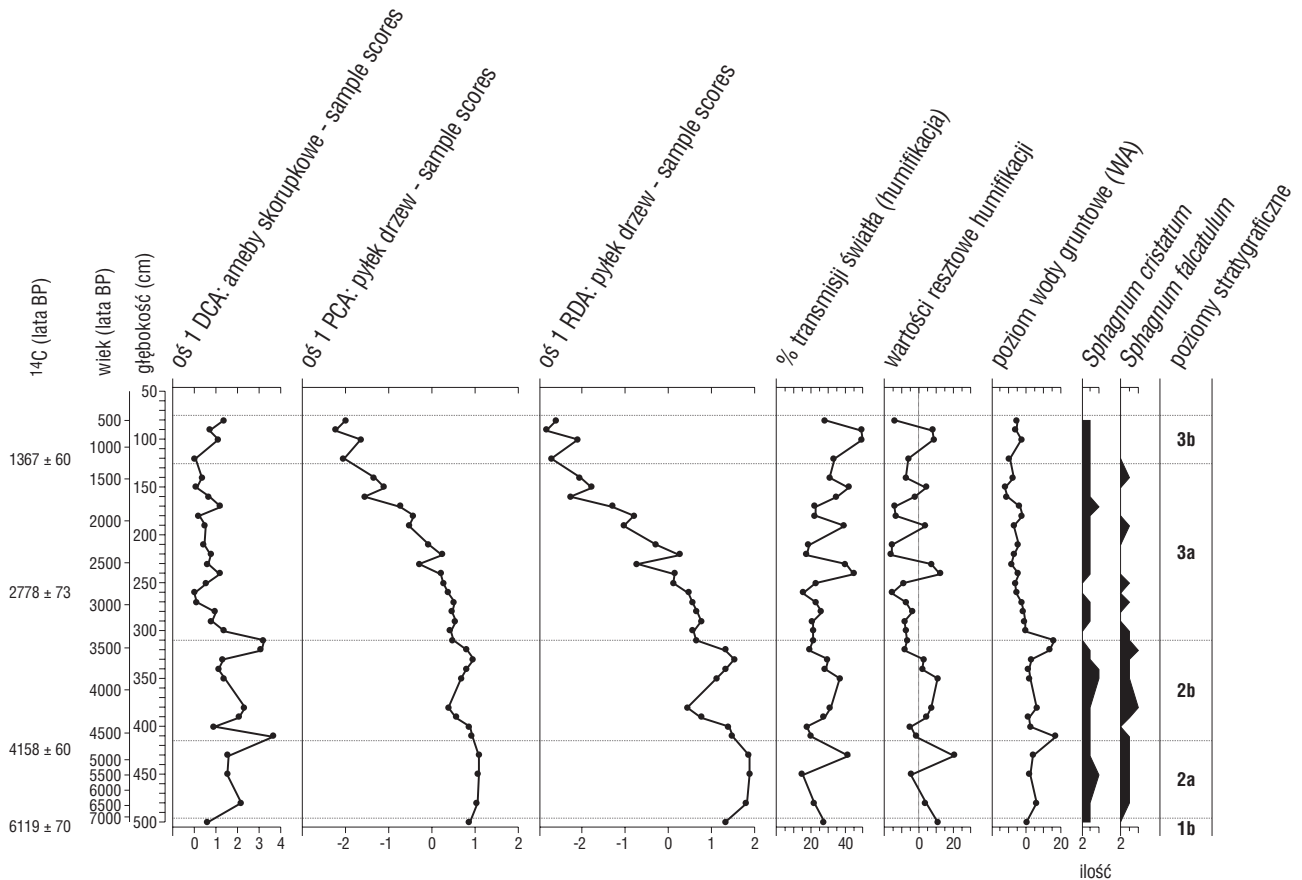
dy. W badaniach przeszłości jezior do oznaczeń ilościowych wykorzystuje się ochotkowate, okrzemki, wioślarki i złotowiciowce. Kwantytatywne rekonstrukcje torfowisk bazują głównie na makrocząstkach roślinnych i amebach skorupkowych, przy czym ten drugi wskaźnik zyskuje coraz większe znaczenie, ponieważ wnosi informacje o zmianach klimatu (Charman i in., 1999; Blackford, 2000). Bardzo pomocna w rekonstrukcjach paleoekologicznych jest analiza stopnia rozkładu torfu, stosowana niekiedy jako główny wskaźnik zmian wilgotności torfowiska (Roos-Barclough i in., 2004).

Torfowiska w badaniach paleośrodowiskowych — wybrane przykłady

W Holandii i Niemczech do rekonstrukcji zmian środowiskowych torfowisk wykorzystano wiele wskaźników biotycznych, tj. pyłek i spory, makroczątki roślinne, ameby skorupkowe (i inne pierwotniaki), zielenice oraz zarodniki grzybów (Van Geel, 1978). Profile torfowe pobrane z torfowiska wysokiego Engbertsdijksveen (Holandia) zostały opróbowane w odstępach jednocentymetrowych. Wykonano analizę pyłkową, makroczątków roślinnych oraz mikrofosyliów niepyłkowych (*op. cit.*). Wyniki badań NPP umożliwiły uzupełnienie interpretacji wynikających z analizy pyłkowej i makroczątkowej, mimo że duża część z NPP została oznaczona tylko do typu. Warto dodać, że Bas van Geel jest jednym z prekursorów wykorzystania palinomorforów niepyłkowych w badaniach paleoekologicznych. Wyniki ana-

lizy ameb skorupkowych ujawniły zmiany wilgotności torfowisk w holocenie. Natomiast zygospory sprzężniaków zinterpretowano jako wskaźniki sukcesyjnych etapów rozwoju torfowiska podczas wiosennych wzrostów poziomu wody gruntowej. Dzięki łącznemu zastosowaniu wymienionych wyżej metod możliwe było wyciągnięcie wniosku, iż zmiany lokalnej szaty roślinnej były powiązane z osuszeniem klimatu na przełomie okresu atlantyckiego i subborealnego — poziom N (nastąpiło wówczas obniżenie lustra wody). Zapis podobnych zmian klimatycznych stwierdzono także w torfowisku kotłowym Tuchola w południowej części Borów Tucholskich (Lamentowicz, 2005). Opracowanie van Geela jest przykładem prezentacji wyników badań wielowskaźnikowych, pokazującym, iż niezależne wskaźniki (pyłek, makroczątki roślinne, pozostałości grzybów i pierwotniaków) umożliwiają rozpoznanie autogenicznych i allogenicznych zmian środowiska.

Interesujące wyniki badań torfowiska ombrotroficznego z południowej Nowej Zelandii przedstawił Wilmschurst i in. (2003a). Do rekonstrukcji paleoekologicznych wykorzystał materiał palinologiczny, makroczątki, ameby skorupkowe oraz stopień rozkładu torfu (ryc. 1). W celu porównania zależności szaty roślinnej od warunków hydrologicznych torfowiska wykorzystał analizę głównych składowych (PCA — *Principal Components Analysis*), analizę redundancji (RDA — *Redundancy Analysis*) i nietendycyjną analizę zgodności (DCA — *Detrended Correspondence Analysis*). Wyniki tych analiz poświadczyły związek prze-



Ryc. 1. Wyniki badań torfowiska wysokiego Eweburn Bog w południowej części Nowej Zelandii (wg Wilmschurst i in., 2002) umożliwiające porównanie trendów rozwoju roślinności, wilgotności torfowiska i stopnia rozkładu torfu — wyznaczonych za pomocą analizy głównych składowych (PCA), nietendycyjnej analizy zgodności (DCA) oraz analizy redundancji (RDA). Krzywą zmian poziomu wód gruntowych, wyznaczoną z zastosowaniem modelu ważonego uśredniania (WA — *weighted averaging*) zestawiono z wynikami analizy dwóch gatunków mchów torfowców (*Sphagnum cristatum* i *Sphagnum falcatum*)

mian szaty roślinnej ze zmianami poziomu lustra wody gruntowej w torfowisku i sugerowały szerszy, klimatyczny kontekst zmian odczytanych z torfowiska. Na podstawie wyników analizy głównych składowych stwierdzono, iż zmiany wilgotności torfowiska wyjaśniały 32% zróżnicowania danych palinologicznych, co wskazuje na wyraźną zależność szaty roślinnej od wilgotności środowiska. Wilgotny okres trwał od 7000 lat BP do około 3500 BP, po czym nastąpiło obniżenie poziomu lustra wody gruntowej.

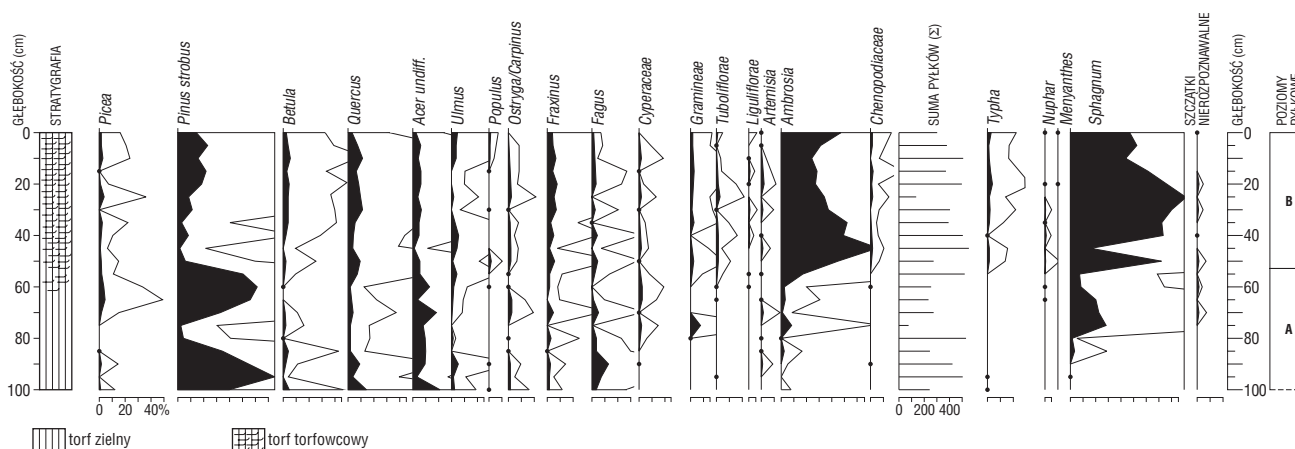
Dobrym przykładem opisu oddziaływania człowieka na ekosystem torfowiska jest praca Warnera i in. (1989). Do zbadania torfowisk kotłowych w Ontario (Kanada) wykorzystał on analizę palinologiczną i makroszczałkową. Wiek tych torfowisk mszarnych został określony na ok. 150 lat. Na podstawie wyników badań kilku torfowisk stwierdzono, że frekwencja torfowców rosła równocześnie z ilością pyłku *Ambrosia* — gatunek ten jest wskaźnikiem antropogenicznym w materiałach palinologicznych z Ameryki Północnej. Wzrost krzywej *Ambrosia* jest efektem „otwarcia” krajobrazu na skutek odlesienia (ryc. 2). Warner i in. (1989) wysunęli hipotezę, że wycinka lasów, dokonywana przez europejskich osadników w celach użytkowania rolniczego, spowodowała podniesienie poziomu lustra wody gruntowej oraz intensywniejszy spływ powierzchniowy do torfowisk. Wyższy poziom wody spowodował wyeliminowanie roślinności obecnej na torfowiskach przed wycinką. Zbiorniki zostały zdominowane przez rośliny naczyniowe, np: *Chamedaphne calyculata* i *Andromeda glaucophylla* oraz przez mchy torfowce, które przyczyniły się do rozrostu pła mszarnego i spowodowały szybsze zarastanie zbiorników wodnych. Wyniki badań wskazują na to, iż w tej części Kanady współczesne torfowiska kotłowe z pływającym płem mszarnym mają genezę antropogeniczną. W odpowiednich warunkach siedliskowych rozwój torfowisk może być wielokierunkowy, a gospodarka leśna może prowadzić zarówno do oligotrofizacji, jak i eutrofizacji.

W Polsce jednym z najlepiej poznanych torfowisk mszarnych jest torfowisko Jelenia Wyspa w dolinie Stażki w Borach Tucholskich (Lamentowicz, 2003, 2005). Jak dotąd wykonano dla tego obiektu analizy: pyłkową, makroszczałkową roślinnych i ameb skorupkowych. Wyni-

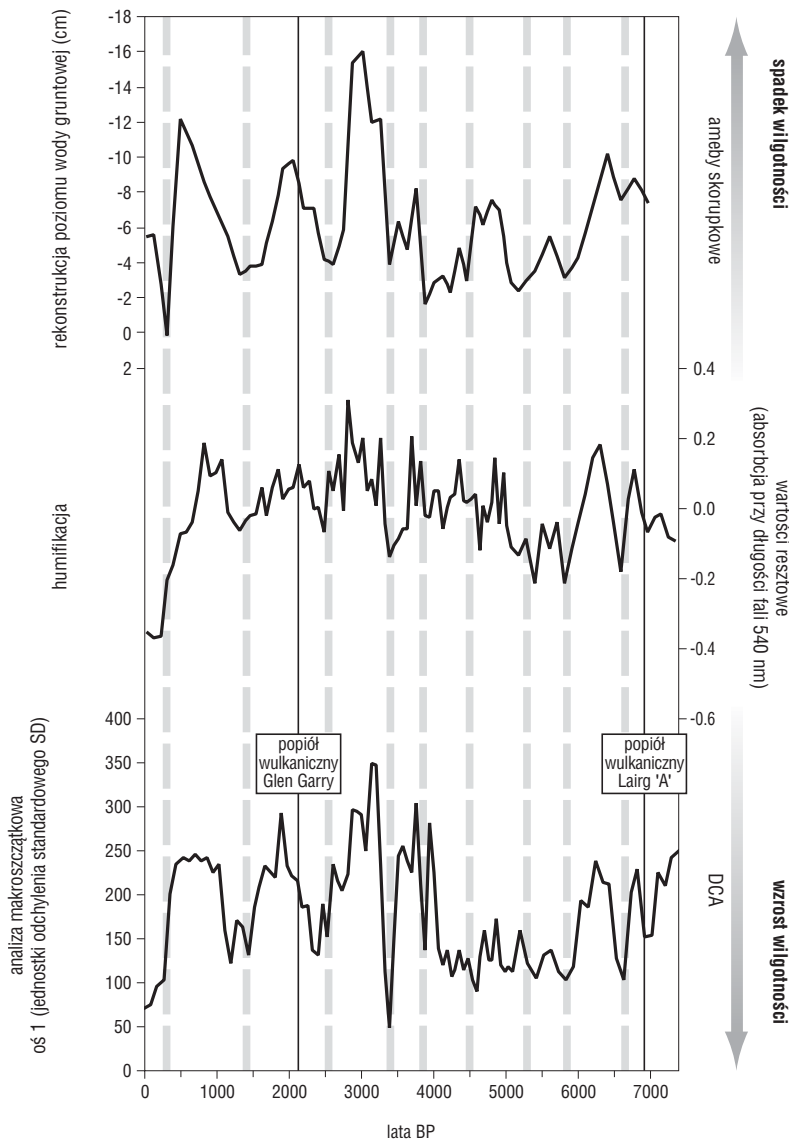
ki badań sugerują, że obiekt ten może mieć podobną historię rozwoju do kanadyjskich torfowisk opisanych przez Warnera i in. (1989). Po odlesieniu (ok. 300 lat temu) wzrósł udział mchów torfowców i następowały gwałtowne wahania poziomu wody gruntowej. Torfowisko przeszło ze stanu mezotrofii do oligotrofii. Wcześniej w genezie polskich torfowisk mszarnych udział czynnika antropogenicznego nie był rozważany.

Historia torfowiska Praz-Rodet w górach Jura (Mitchell i in., 2001) została zbadana za pomocą analizy makroszczałków, palinologicznej i ameb skorupkowych. Dzięki łącznemu zastosowaniu tych metod możliwa była rekonstrukcja zmiany poziomu zwierciadła wody gruntowej w torfowisku i historię działalności człowieka na tym obszarze, której początek datuje się na rok 6850 BP (wczesny neolit). Ważnym efektem badań torfowiska Praz-Rodet jest interpretacja zmian paleohydrologicznych. Na skutek odlesienia zlewni torfowisko Praz-Rodet uległo przesuszeniu, gdyż zaczęło podlegać oddziaływaniu ciepłych i suchych wiatrów, przez co zwiększyła się ewapotranspiracja. Inną przyczyną spadku poziomu wody mógł być wzrost temperatury powietrza spowodowany globalnymi zmianami klimatu.

W przeciwieństwie do torfowisk kotłowych, kopułowe torfowiska wysokie są niezależne od poziomu wód gruntowych (Succow, 1988; Timmermann & Succow, 2000; Wheeler & Proctor, 2000). Jednak również analizy makroszczałków roślinnych z torfowisk wysokich dostarczają ważnych informacji nt. zmian klimatycznych. Barber i in. (1994) zaproponowali np. metodę liczenia liści torfowców (QLC — *Quadrat Leaf Count*). Jest to próba podejścia ilościowego w analizie makroszczałkowej. Metoda ta została wykorzystana w badaniach torfowiska Temple Hill Moss w południowo-wschodniej Szkocji (Langdon i in., 2003). Na podstawie makroszczałków wykonano nietendycyjną analizę zgodności (DCA — *Detrended Correspondence Analysis*), która ujawniła wilgotne i suche okresy w rozwoju tego torfowiska. Ekstrakt torfowy analizowano za pomocą spektrofotometru z zastosowaniem długości fali 540 nm. Wykonano także analizę stopnia rozkładu torfu metodą kolorymetryczną (Blackford &



Ryc. 2. Skrócony diagram palinologiczny z torfowiska Oliver Bog w Ontario (Warner i in., 1989). W torfowisku tym pływające pło torfowcowe rozwija się przy brzegu jeziora. Należy zwrócić uwagę na jednoczesny wzrost frekwencji zarodników *Sphagnum* i *Ambrosia*



Ryc. 3. Wyniki badań torfowiska Temple Hill Moss w Wielkiej Brytanii (wg Langdona i in., 2003). Porównano wyniki analizy makroszczątków roślinnych i stopnia rozkładu torfu. Poziom wody gruntowej określono na podstawie analizy ameb skorupkowych z użyciem modelu ważonego uśredniania (WA). Zmiany wilgotności zrekonstruowano za pomocą nietendencji analizy zgodności (DCA). Szare pasy wskazują wilgotne i chłodne okresy w historii torfowiska

Chambers, 1993), a do rekonstrukcji zmian wilgotności wykorzystano subfosylne amebę skorupkowe (ryc. 3).

Dyskusja

Torfowiska oferują co najmniej dwie grupy organizmów, które mogą być wykorzystane jako kwantytatywne wskaźniki zmian środowiska — są to mchy (Janssens, 1983) i amebę skorupkowe (Charman, 2001). Rekonstruowanie warunków środowiska na podstawie analizy pyłkowej jest trudniejsze i mniej precyzyjne ze względu na różnorodność czynników wpływających na strukturę szaty roślinnej, jednakże próby takie były już podejmowane (Seppä i in., 2004). Obecnie naukowcy próbują skonstruować zbiory testowe na bazie współczesnego opadu pyłku (Gaillard i in., 1992; Hicks i in., 1998; Bunting i in., 2004; Wilmschurst & McGlone, 2005). Chemikalia stosowane do prób palinologicznych niszczą większość skorupki, skutkiem czego informacja ekologiczna ulega zatarciu (Hendon & Charman, 1997; Charman i in., 2000). Wydaje się, że wykorzystywana do rekonstrukcji wilgotności analiza ameb skorupkowych będzie odgrywać coraz większą rolę w badaniach paleoekologicznych i archeologicznych.

Metody ekologii numerycznej umożliwiają opisanie relacji gatunek–środowisko oraz obliczenie optimum i tolerancji poszczególnych taksonów w stosunku do parametrów środowiskowych, np. poziomu zwierciadła wody gruntowej i pH (Birks, 1995; Legendre & Legendre, 1998). Ilościowe rekonstrukcje, będące rezultatem zastosowania modelowania statystycznego, np. ważonego uśredniania (Birks, 1995) usprawniają interpretację.

Duże znaczenie mają wykonywane w wysokiej rozdzielczości badania torfowisk holocenicznych. Realizowane projekty badań paleoklimatu (np. *Millennium* — <http://geography.swan.ac.uk/millennium>) bazują na materiale o jednorocznej rozdzielczości.

Ilościowe badania paleohydrologiczne torfowisk są w Polsce na początkowym etapie rozwoju. Zmiany wilgotności w holocenie były wcześniej opisywane głównie na podstawie wyników badań środowisk jeziornych lub rzecznych (Ralska-Jasiewiczowa & Starkel, 1988). Wahania poziomu wody w torfowiskach rekonstruowano jakościowo za pomocą analizy stopnia rozkładu torfu (Żurek & Pazdur, 1999; Żurek i in., 2002). Obiecująca jest możliwość zastosowania kolorymetrycznej analizy stopnia rozkładu torfu (Blackford & Chambers, 1993) z wykorzystaniem polskich materiałów. Połączenie tej metody z analizą ameb skorup-

kowych daje interesujące rezultaty (Charman i in., 1999). Według Barbera i in. (1994) makroszczałki roślinne mogą uzupełniać rekonstrukcje paleohydrologiczne i paleoklimatyczne.

Większość polskich torfowisk nie ma szczegółowej dokumentacji paleoekologicznej. Niewiele obiektów zostało opracowanych pod kątem genezy i rozwoju, a przecież każdy rezerwat torfowiskowy powinien być kompetentnie rozpoznany (Tobolski, 2003b; 2004). Dotyczy to w szczególności torfowisk wysokich, które zamierza się w Polsce renaturyzować (Pawlaczyk i in., 2005). Dane paleoekologiczne mogą być bardzo pomocne w ocenie stopnia degeneracji i wzorców regeneracji obiektów. Zdarza się, że torfowiska zdominowane przez mchy torfowce są postrzegane jako prawie pierwotne. Jednakże wyniki badań świadczą o tym, iż w wielu torfowiskach zapoczątkowanie akumulacji torfu było spowodowane odlesieniem obszaru przez ludzi. Również na podstawie wyników badań torfowisk w Borach Tucholskich stwierdzono, że w części z nich intensywna ekspansja torfowców nastąpiła po odlesieniu obszaru, a następnie transformacji drzewostanu w monokulturę sosnową (Lamentowicz, 2005).

Paleoekologiczne badania torfowisk mają szczególne znaczenie dla kompleksowych studiów nad globalnymi przemianami przyrody (Campbell i in., 2000; Bradley i in., 2003). Mogą także pomóc w oszacowaniu skali zmian spowodowanych działalnością człowieka (Oldfield & Dearing, 2003; Chiverrell i in., 2004; Sjögren, 2006). Dane zapisane w osadach torfowiskowych mogą być wykorzystane do prognozowania przyszłych zmian środowiskowych (Bradley, 2000; Chambers & Charman, 2004).

Dziękuję profesorowi dr. hab. Leszkowi Marksowi oraz doc. dr. hab. Krzysztofowi M. Krupińskiemu za krytyczne, lecz życzliwe uwagi, które pozwoliły wzbogacić treść niniejszej publikacji. Badania paleośrodowiskowe torfowisk Pomorza są finansowane z grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego 2P04G03228: Zmiany klimatyczne w ostatnim tysiącleciu na podstawie badań pomorskich torfowisk w oparciu o analizy o dużej rozdzielczości

Literatura

- AMMANN B. & TOBOLSKI K. 1983 — Vegetational development during the Late-Würm at Lobsigensee (Swiss Plateau). Studies in the late Quaternary of Lobsigensee 1. Rev. Paléob., 2: 163–180.
- BARBER K.E. 1981 — Peat stratigraphy and climatic change. A palaeoecological test of the theory of cyclic bog regeneration. A.A. Balkema, Rotterdam.
- BARBER K.E., CHAMBERS F.M. & MADDY D. 2003 — Holocene palaeoclimates from peat stratigraphy: macrofossil proxy climate records from three oceanic raised bogs in England and Ireland. Quatern. Science Rev., 22: 521–539.
- BARBER K.E., CHAMBERS F.M., MADDY D., STONEMAN R.E. & BREW J.S. 1994 — A sensitive high resolution record of Late Holocene climatic change from a raised bog in Northern England. The Holocene, 4: 198–205.
- BARBER K.E., DUMAYNE-PEATY L., HUGHES P.D.M., MAUQUOY D. & SCAIFE R. 1998 — Replicability and variability of the recent macrofossil and proxy-climate record from raised bogs: field stratigraphy and macrofossil data from Bolton Fell Moss and Walton Moss, Cumbria, England. J. Quarter. Sc., 13: 515–528.
- BERGLUND B.E. (Ed.) 1986 — Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. John Wiley & Sons.
- BIRKS H.J.B. 1995 — Quantitative Palaeoenvironmental Reconstructions. Statistical Modelling of Quaternary Science Data. [In:] Maddy D. & Brew J.S., Cambridge, Quaternary Research Association. Technical Guide, 5: 161–254.
- BIRKS H.J.B. 1998 — Numerical tools in palaeolimnology — Progress, potentialities, and problems. J. Paleolim., 20: 307–332.
- BIRKS H.J.B. & BIRKS H.H. 1980 — Quaternary palaeoecology. Arnold, London.
- BLACKFORD J. 2000 — Palaeoclimatic records from peatbogs. Tree, 15: 193–198.
- BLACKFORD J. J. & CHAMBERS F. M. 1993 — Determining the degree of peat decomposition for peat based palaeoclimatic studies. Intern. Peat J., 5: 7–24.
- BOOTH R.K. 2001 — Ecology of testate amoebae (Protozoa) in two lake Superior coastal wetlands: implications for paleoecology and environmental monitoring. Wetlands, 21: 564–576.
- BOOTH R.K., JACKSON S.T. & GRAY C.E.D. 2004 — Paleocology and high-resolution paleohydrology of a kettle peatland in upper Michigan. Quatern. Res., 61: 1–13.
- BOOTH R.K., NOTARO M., JACKSON S.T. & KUTZBACH J.E. 2006 — Widespread drought episodes in the western Great Lakes region during the past 2000 years: Geographic extent and potential mechanisms. Earth and Planetary Science Letters, 242: 415–427.
- BRADLEY R.S. 2000 — Past global changes and their significance for the future. Quatern. Science Rev., 19: 391–402.
- BRADLEY R.S., BRIFFA K.R., COLE J.E., HUGHES M.K. & OSBORN T.J. 2003 — The Climate of the Last Millennium. [In:] Alverson K., Bradley R. & Pedersen T. (Eds.), Paleoclimate, global change, and the future. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York: 105–142.
- BUNTING M. J., GAILLARD M.-J., SUGITA S., MIDDLETON R. & BROSTRÖM A. 2004 — Vegetation structure and pollen source area. The Holocene, 14: 651–660.
- CAMPBELL I.D., CAMPBELL C., YU Z., VITT D.H. & APPS M.J. 2000 — Millennial-Scale Rhythms in Peatlands in the Western Interior of Canada and in the Global Carbon Cycle. Quatern. Res., 54: 155–158.
- CHAMBERS F.M. & CHARMAN D.J. 2004 — Holocene environmental change: contributions from the peatland archive. The Holocene, 14: 1–6.
- CHARMAN D.J. 1999 — Testate amoebae and the fossil record: issues in biodiversity. J. Biogeogr., 26: 89–96.
- CHARMAN D.J. 2001 — Biostratigraphic and palaeoenvironmental applications of testate amoebae. Quatern. Science Rev., 20: 1753–1764.
- CHARMAN D.J. 2002 — Peatlands and environmental change. John Wiley & Sons, Chichester.
- CHARMAN D.J., BLUNDELL A., CHIVERRELL R.C., HENDON D. & LANGDON P.G. 2006 — Compilation of non-annually resolved Holocene proxy climate records: Stacked Holocene peatland palaeo-water table reconstructions from northern Britain. Quatern. Science Rev. 25: 336–350.
- CHARMAN D.J., HENDON D. & PACKMAN S. 1999 — Multiproxy surface wetness records from replicate cores on an ombrotrophic mire: implications for Holocene palaeoclimate records. J. Quatern. Science 14: 451–463.
- CHARMAN D.J., HENDON D. & WOODLAND W. A. 2000 — The identification of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in peats. Technical Guide No. 9. London, Quaternary Research Association.
- CHIVERRELL R.C., INNES J.B., BLACKFORD J.J., WOODCOCK J.J., DAVEY P.J., TOMLINSON P.R., RUTHERFORD M.M. & THOMAS G.S.P. 2004 — Palaeoecological and archaeological evidence for Bronze Age human activity on the Isle of Man. The Holocene, 14: 346–360.
- DAVIS M.B. 2000 — Palynology after Y2K — understanding the source area of pollen in sediments. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 28: 1–18.
- FRELÉCHOUX F., BUTTLER A., GILLET F., GOBAT J.M. & SCHWEINGRUBER F.H. 2003 — Succession from bog pine (*Pinus uncinata* var. *rotundata*) to Norway spruce (*Picea abies*) stands in relation to anthropic factors in Les Saignolis bog, Jura Mountains, Switzerland. Ann. For. Sci., 60: 347–356.
- GAILLARD M.-H., BIRKS H.J.B., EMANUELSSON U. & BERGLUND B.E. 1992 — Modern pollen/land-use relationships as an aid in the reconstruction of past land-uses and cultural landscapes: and example from south Sweden. Veget. Hist. Archaeobot., 1: 3–17.
- GORHAM E. & ROCHEFORT L. 2003 — Peatland restoration: A brief assessment with special reference to Sphagnum bogs. Wetlands Ecology and Management, 11: 109–119.
- GOSLAR T., VAN DER KNAAP W.O., HICKS S., ANDRIC M., CZERNIK J., GOSLAR E., RÄSÄNEN S. & HYÖTYLÄ H. 2005 — Radiocarbon dating of modern peat profiles: pre- and postbomb ¹⁴C variations in the construction of age-depth models. Radiocarbon, 47: 115–134.
- GROSPIETSCH T. 1990 — Rhizopoden in der Moorforschung. Moor und Torfkunde, Stuttgart.

- HENDON D. & CHARMAN D.J. 1997 — The preparation of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) samples from peat. *The Holocene*, 7: 199–205.
- HICKS S., BOŽILOVA E., DAMBACH K., DRESCHER-SCHNEIDER R. & LATAŁOWA M. 1998 — Sampling methodologies for the collection of modern pollen data and related vegetation and environment. *Palaeoclim. Res.*, 27(European Palaeoclimate and Man 18): 141–143.
- JANSSENS J.A. 1983 — A quantitative method for stratigraphic analysis of bryophytes in Holocene peat. *J. Ecology*, 71: 189–196.
- JĘDRYSEK M.-O. & SKRZYPEK G. 2005 — Hydrogen, carbon and sulphur isotope ratios in peat: the role of diagenesis and water regimes in reconstruction of past climates. *Environ. Chem. Lett.*, 2: 179–183.
- KOWALEWSKI G. & MILECKA K. 2003 — Palaeoecology of basins of organic sediment accumulation in the reserve Dury. *Stud. Quaternaria*, 20: 73–82.
- LAMENTOWICZ M. 2003 — Zmiany roślinności i zespołów korzonózek skorupkowych Testacea (Protozoa) w późnym Holocenie na torfowisku mszarnym Jelenia Wyspa w rezerwacie Bagna nad Stążką (Tucholski Park Krajobrazowy). [W:] Kostrzewski A. (red.), *Litologia, Stratygrafia i Geneza Utworów Czwartorzędowych*, tom IV. Wyd. Naukowe UAM, Poznań: 231–242.
- LAMENTOWICZ M. 2005 — Geneza torfowisk naturalnych i seminaturalnych w Nadleśnictwie Tuchola. *Wyd. Naukowe Bogucki, Poznań*.
- LANGDON P.G., BARBER K.E. & HUGHES P.D.M. 2003 — A 7500-year peat-based palaeoclimatic reconstruction and evidence for an 1100-year cyclicity in bog surface wetness from Temple Hill Moss, Pentland Hills, southeast Scotland. *Quatern. Science Rev.*, 22: 259–274.
- LEGENDRE P. & LEGENDRE L. 1998 — *Numerical Ecology*. Elsevier, Amsterdam.
- LOTTER A. 2003 — Multi-proxy climatic reconstructions. [In:] Mackay A., Battarbee R.W., Birks H.J.B. & Oldfield F., *Global change in the Holocene*. Hodder Arnold: 373–383.
- MAKOHONIENKO M. 2000 — *Przyrodnicza historia Gniezna*. Homini, Bydgoszcz–Poznań.
- MITCHELL E.A.D., VAN DER KNAAP W.O., LEEUWEN J.F.N., BUTTLER A., WARNER B.G. & GOBAT J.M. 2001 — The palaeoecological history of the Praz-Rodet bog (Swiss Jura) based on pollen, plant macrofossils and testate amoebae (Protozoa). *The Holocene*, 11: 65–80.
- OLDFIELD F. & DEARING J.A. 2003 — The role of human activities in the past environmental change. *Paleoclimate, Global Change and the Future*. [In:] Alverson K.D., Bradley R.S. & Pedersen T.F., Springer.
- PANCOST R.D., BAAS M., VAN GEEL B. & SINNINGHE D. 2003 — Response of an ombrotrophic bog to a regional climate event revealed by macrofossil, molecular and carbon isotopic data. *The Holocene*, 13: 921–932.
- PAWLACZYK P. 2003 — Torfowiska wysokie typu bałtyckiego w projektowanej sieci Natura 2000 w Polsce — raport roboczy. Arch. Klubu Przyrodników, Świebodzin.
- PAWLACZYK P., HERBICHOVA M. & STAŃKO R. 2005 — *Ochrona torfowisk bałtyckich*. Wyd. Klubu Przyrodników, Świebodzin.
- RAJSKA-JASIEWICZOWA M. & STARKEL L. 1988 — Record of hydrological changes during the Holocene in the lake mire and fluvial deposits. *Fol. Quatern.*, 57: 91–127.
- ROOS-BARRACLOUGH F., VAN DER KNAAP W.O., VAN LEEUWEN J.F.N. & SHOTYK W. 2004 — A Late-glacial and Holocene record of climatic change from a Swiss peat humification profile. *The Holocene*, 14: 7–19.
- SCHOUTEN M G C. (Ed.) 2002 — *Conservation and restoration of raised bogs; geological, hydrological and ecological studies*. Staatsbos-beheer, Department of the Environment and Local Government.
- SEPPÄ H., BIRKS H.J.B., ODLAND A., POSKA A. & VESKI S. 2004 — A modern pollen-climate calibration set from northern Europe: developing and testing a tool for palaeoclimatological reconstructions. *J. Biogeography*, 31: 251–267.
- SJÖGREN P. 2006 — The development of pasture woodland in SW Swiss Jura Mountains over 2000 years, based on three adjacent peat profiles. *The Holocene*, 16: 210–223.
- SMITH B.M. 2002 — *A palaeoecological study of raised mires in the Humberhead Levels*. Doncaster, Bar British Series.
- SUCCOW M. 1988 — *Landschaftsökologische Moorkunde*. Gebrüder Borntraeger, Berlin–Stuttgart.
- TIMMERMANN T. & SUCCOW M. 2000 — *Kesselmoore*. Landschaftsökologische Moorkunde. [In:] Succow M. & Joosten H., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart: 379–390.
- TOBOLSKI K. 1976 — Przemiany klimatyczno-ekologiczne w okresie czwartorzędu a problem zmian we florze. *Phytocenosis*, 5: 187–197.
- TOBOLSKI K. 1987 — Holocene vegetational development based on the Kluki Reference Site in the Gardno–Leba Plain. *Acta Paleobot.*, 27: 179–222.
- TOBOLSKI K. 2000 — *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych*. PWN.
- TOBOLSKI K. 2003a — Stan badań paleoekologicznych w Borach Tucholskich. *Botanical Guidebooks*, 26: 95–103.
- TOBOLSKI K. 2003b — Torfowiska na przykładzie Ziemi Świeckiej. *Towarzystwo Przyjaciół Dolnej Wisły, Świecie*.
- TOBOLSKI K. 2004 — Kryterium geologiczne w badaniach zbiorników akumulacji biogenicznej. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Kieleckie Tow. Naukowe*, 5: 119–126.
- TOLONEN K. 1986 — *Rhizopod Analysis*. [In:] Berglund B.E. (ed.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons: 645–666.
- VAN GEEL B. 1978 — A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 25: 1–120.
- VAN GEEL B. 2001 — Non-pollen palynomorphs. [In:] Smol J.P., Birks H.J.B. & Last W.M., *Tracking environmental change using lake sediments*. Volume 3: Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 99–119.
- WARNER B.G. 1990a — *Plant Macrofossils. Methods in Quaternary Ecology*, Geosc. Canada, reprint series; 5: 53–64.
- WARNER B.G., KUBIWI H.J. & HANF K.I. 1989 — An anthropogenic cause for quaking mire formation in southwestern Ontario. *Nature*, 340: 380–384.
- WHEELER B.D. & PROCTOR M.C.F. 2000 — Ecological gradients, subdivisions and terminology of north-west European mires. *J. Ecology*, 88: 187–203.
- WILMSHURST J.M., MCGLONE M. & CHARMAN D.J. 2002 — Holocene vegetation and climate change in southern New Zealand: linkages between forest composition and quantitative surface moisture reconstructions from an ombrotrophic bog. *J. Quatern. Sc.*, 17: 653–666.
- WILMSHURST J.M. & MCGLONE M. S. 2005 — Origin of pollen and spores in surface lake sediments: Comparison of modern palynomorph assemblages in moss cushions, surface soils and surface lake sediments. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 136: 1–15.
- WILMSHURST J.M., WISER S.K. & CHARMAN D.J. 2003b — Reconstructing Holocene water tables in New Zealand using testate amoebae: differential preservation of tests and implications for the use of transfer functions. *The Holocene*, 13: 61–72.
- WOŁĘJKO L. 2000 — *Dynamika fitosocjologiczno-ekologiczna ekosystemów źródłiskowych Polski północno-zachodniej w warunkach ekstensyfikacji rolnictwa*. Wyd. Akad. Rolniczej w Szczecinie.
- ŻUREK S., MICHCZYŃSKA D. & PAZDUR A. 2002 — Time record of palaeohydrological changes in the development of mires during the late glacial and holocene, north Podlasie lowland and Holy Cross mts. *Geochronometria*, 21: 109–118.
- ŻUREK S. & PAZDUR A. 1999 — *Zapis zmian paleohydrologicznych w rozwoju torfowisk Polski*. [W:] Pazdur A. (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*, Gliwice: 215–228.

Praca wpłynęła do redakcji 22.05.2006 r.
Akceptowano do druku 12.05.2007 r.