

Możliwości rekonstrukcji zdarzeń ekstremalnych na podstawie dużych zbiorów dat ^{14}C

Danuta J. Michczyńska*¹, Adam Michczyński¹, Anna Pazdur¹, Leszek Starkel²

¹Politechnika Śląska, Centrum Doskonałości GADAM, Instytut Fizyki, ul. Bolesława Krzywoustego 2, 44-100 Gliwice

²Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

Badany materiał

W pracy wykorzystane zostały dwa duże zestawy dat radiowęglowych próbek organicznych – 785 dat dla próbek torfu i 331 dat dla próbek organicznych związanych z datowaniem zjawisk fluwialnych do sprawdzenia możliwości identyfikacji zdarzeń ekstremalnych na terenie Polski.

Wszystkie oznaczenia wieku zostały wykonane w Gliwickim Laboratorium Radiowęglowym. Po standardowej chemicznej preparatyce wstępnej i zwęgleniu próbki były spalane, a uzyskany dwutlenek węgla oczyszczany. Pomiar aktywności były przeprowadzone z wykorzystaniem techniki konwencjonalnej (Pazdur i in. 2000, Pazdur i in. 2003). Wyniki pomiarów ^{14}C były podawane w postaci zmierzonego wieku D i jego niepewności ΔD ($D \pm \Delta D$). Zgodnie z powszechnie przyjętą konwencją (Stuiver, Polach 1977), wartość ΔD jest obliczana tylko na podstawie statystycznej analizy wyników pomiarów i własności stosowanej aparatury, bez brania pod uwagę czynników pozalaboratoryjnych.

Dane torfowe

Pierwszy zestaw obejmuje 785 dat próbek torfów (Michczyńska, Pazdur 2004) pobranych z całego terytorium Polski, z wyjątkiem tych części pobrażone bałtyckiego, które w przeszłości były objęte ingresjami zbiornika bałtyckiego. Próbki torfu były pobierane z dużego obszaru przez wielu naukowców zainteresowanych różnymi dyscyplinami naukowymi. We wstępnych analizach zakładano zatem losowy charakter tego zbioru danych. Taki dobór danych do

analiz pozwala na zidentyfikowanie zmian o charakterze globalnym, tzn. dotyczących całego analizowanego terenu. W tym celu tworzony jest sumaryczny rozkład gęstości prawdopodobieństwa dat kalibrowanych, inaczej mówiąc sumowane są rozkłady poszczególnych dat kalibrowanych, a uzyskany rozkład normowany. Maksima uzyskanego rozkładu są identyfikowane z okresami sprzyjającymi sedymentacji torfu, a obniżenia – z okresami niesprzyjającymi sedymentacji.

W przypadku datowania radiowęglowego dotyczącego pojedynczego stanowiska w sumarycznym rozkładzie odtwarzane są zmiany zarówno o charakterze lokalnym, jak i te o charakterze regionalnym czy globalnym. Natomiast, jeśli do analiz zostanie użyty materiał pochodzący z dużego obszaru, to przy tworzeniu rozkładów sumarycznych zmiany o charakterze lokalnym ulegają wygładzeniu, a te o charakterze regionalnym czy globalnym są wzmocnione.

Dane fluwialne

W roku 2005, w ramach realizacji projektu GLO-COPH (Projekt „Past hydrological events related to understanding of Global Change” zlecony przez ICSU Komisji Paleohydrologii INQUA), została stworzona baza dat radiowęglowych próbek organicznych związanych ze środowiskiem fluwialnym dorzeczy Wisły i Odry (Starkel i in. 2006). Spośród zgromadzonych dat wybrano te o wieku radiowęglowym młodszym od 14 tys. BP – łącznie 331 dat.

W przeciwieństwie do danych torfowych, zbiór danych fluwialnych nie jest zbiorem danych losowych. Z bazy danych Gliwickiego Laboratorium Ra-

* e-mail: Danuta.Michczyńska@polsl.pl

diowęglowego (Piotrowska i in. 2004) dane fluwialne zostały wybrane w sposób celowy. Wszystkie próbki zostały przypisane do jednego z poniżej wymienionych ośmiu typów środowisk depozycyjnych:

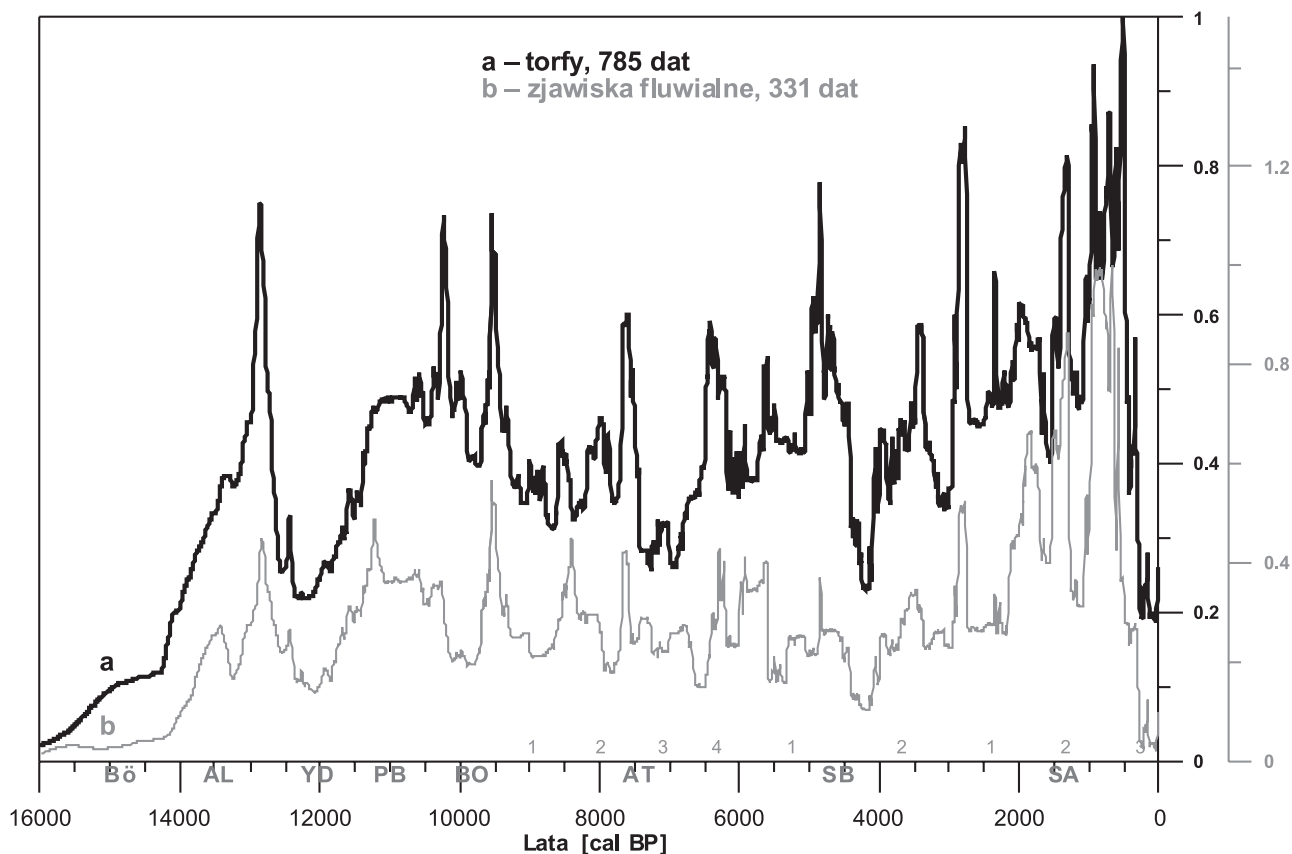
1. szczątki organiczne zachowane w osadach korytowych w formie soczewek lub drobnych fragmentów materii organicznej (sedymencja fluwialna Z i data D są równoległe, $Z = D$),
2. szczątki organiczne w spągu wypełnień odciętych paleokoryt (zdarzenie, czyli odcięcie koryta rzeki jest starsze od wieku datowanego materiału organicznego, $Z > D$),
3. materia organiczna (torf, mułki organiczne) ze stropu osadu facji pozakorytovej, przykryta przez osady korytowe ($Z < D$),
4. torf lub gleba kopalna przykryta przez osady facji pozakorytovej związane z powodzią ($Z < D$),
5. osad facji korytovej przykryty przez osady pozakorytovej zawierające szczątki organiczne ($Z < D$),
6. wkładki mineralne w sekwencji torfów ($Z = D$),
7. spąg torfu leżącego nad osadami pozakorytovej ($Z > D$),
8. wkładki organiczne w osadach pozakorytovej ($Z = D$).

Ze względu na możliwość redepozycji, z analiz zostały wykluczone daty uzyskane dla pni drzew.

Uzyskane wyniki i ich dyskusja

Sumaryczne rozkłady gęstości prawdopodobieństwa dla obu analizowanych zestawów dat przedstawione są na rycinie 1a i b. Przy analizie wykresów szczególną uwagę zwracają następujące fakty:

- cechą charakterystyczną obu wykresów jest występowanie wysokich, wąskich maksimumów;
- obydwa wykresy są dobrze skorelowane ze sobą;
- ocieplenie klimatu, które rozpoczęło się po okresie zlodowacenia znajduje swoje odzwierciedlenie w stopniowo narastającej wysokości rozkładów sumarycznych, przy czym wyraźny wzrost notuje się od 14 tys. lat BP – warunki klimatyczne sprzyjają sedymencji torfów, jak i zmianom reżimu hydrologicznego rzek;
- okres młodszego dryasu zaznaczony jest na obu wykresach przez obniżenie; był to okres chłodny i suchy, niesprzyjający ani sedymencji torfów, ani zachowaniu szczątków organicznych w osadach rzecznych;
- okres preborealny rozpoczyna się wzrostem wysokości obu wykresów, przy czym dane fluwialne rejestrują maksimum związane z nagłą zmianą reżimu hydrologicznego;
- początek i koniec okresu borealnego zaznaczony jest dla danych torfowych wysokimi wąskimi maksimumami, a dla danych fluwialnych wyraźny wzrost



Ryc. 1. Sumaryczne rozkłady gęstości prawdopodobieństwa dla danych torfowych i fluwialnych

powodzi rysuje się u schyłku okresu borealnego (Starkel 1999, 2002);

- w okresie atlantyckim pojawiają się podobne maksima dla ok. 8500 cal BP (granica AT1/AT2), 7500 cal BP (granica AT2/AT3) i 6300 cal BP;
- granica atlantyk/subboreał zaznaczona jest maksimami na obu krzywych dla ok. 5600 cal BP;
- granica SB1/SB2 zaznaczona jest maksimami obu krzywych dla ok. 4850 cal BP;
- granicę SB/SA znaczą wyraźne maksima ok. 2750 cal BP.

Krzywe dla ostatnich 2000 lat wykazują wyraźne rozbieżności, które należy tłumaczyć nakładaniem się ingerencji człowieka na wahania klimatu (Starkel 2005).

Nie można kulminacji krzywych jednoznacznie łączyć z konkretnymi warunkami środowiskowymi. Zastosowana metoda pozwala jedynie na rekonstrukcję jakościowe, tzn. stwierdzenie intensywnych zmian w częstości zjawisk powodziowych lub ich stabilności w przypadku danych fluwialnych bądź warunków sprzyjających sedymentacji torfu czy też niesprzyjających tej sedymentacji w przypadku danych torfowych.

Wysokie wąskie maksima obu rozkładów są interpretowane jako wynik nałożenia się preferencyjnego próbkowania i kształtu krzywej kalibracyjnej (Michczyńska, Pazdur 2004, Michczyński, Michczyńska 2006). Ze względów finansowych (określone fundusze na badania) do oznaczeń wieku wybierana jest ograniczona liczba próbek – przede wszystkim z miejsc o widocznej zmianie w typie osadu, np. ze spągu i stropu warstwy organicznej. Fakt ten powoduje, że próbki z miejsc odpowiadających granicom chronostratygraficznym są pobierane częściej niż z innych, a na wykresach sumarycznych rozkładów gęstości prawdopodobieństwa obserwuje się wysokie wąskie maksima. Obecność tych wysokich pików niekoniecznie świadczy o znacznie intensywniejszych zmianach niż w sąsiadujących przedziałach czasu. Jest raczej wskazaniem miejsc występowania granic faz. Dwa sąsiadujące piki mogą wyznaczać np. początek i koniec dłuższej fazy (Starkel i in. 2006). Właściwa interpretacja wykresów wymaga wykorzystania niezależnych danych środowiskowych.

Fakt występowania zgodnych wysokich maksimów dla obu diskutowanych zestawów danych został wykorzystany przez autorów do próby sprecyzowania wieku granic chronostratygraficznych dla obszaru Polski w skali lat kalendarzowych we wcześniejszym opracowaniu (Michczyńska i in. 2008).

Literatura

- Michczyński A., Michczyńska D.J. 2006. The effect of pdf peaks' height increase during calibration of radiocarbon date sets. *Geochronometria*, 25: 1–4.
- Michczyńska D.J., Pazdur A. 2004. A shape analysis of cumulative probability density function of radiocarbon dates set in the study of climate change in Late Glacial and Holocene. *Radiocarbon*, 46(2): 733–744.
- Michczyńska D.J., Michczyński A., Pazdur A., Starkel L. 2008. Kalendarzowe wartości granic chronostratygraficznych dla terenu Polski oszacowane na podstawie dużych zbiorów dat ¹⁴C. Kraków, Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU, w druku.
- Pazdur A., Michczyński A., Pawlyta J., Spahiu P. 2000. Comparison of the radiocarbon dating methods used in the Gliwice Radiocarbon Laboratory. *Geochronometria*, 18: 9–13.
- Pazdur A., Fogtman M., Michczyński A., Pawlyta J. 2003. Precision of ¹⁴C dating in Gliwice Radiocarbon Laboratory. FIRI Programme. *Geochronometria*, 22: 27–40.
- Piotrowska N., Szczepanek M., Pazdur A., Zajadacz W. 2004. RoS – A new database system in the Gliwice Radiocarbon Laboratory. *Geochronometria*, 23: 51–58.
- Starkel L. 1999. 8500–8000 yrs BP Humid Phase – Global or Regional? *Science Reports of Tohoku University, 7th Series (Geography)*, 49, 2 (Special Issue on GLOCOPH '98): 105–133.
- Starkel L. 2002. Changes in the frequency of the extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial system). *Quaternary International*, 91: 25–32.
- Starkel L. 2005. Role of climatic and anthropogenic factors accelerating soil erosion and fluvial activity in central Europe. *Studia Quaternaria*, 22: 27–33.
- Starkel L., Soja R., Michczyńska D.J. 2006. Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *CATENA*, 66: 24–33.
- Stuiver M., Polach H.A. 1977. Discussion: reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon*, 19(3): 355–363.