





## OSCYLACJE KLIMATYCZNE W ZAKRESIE 20 000–11 000 cal BP ZAPISANE W UTWORACH FORMACJI PIASKI I SZEROKIE W ODKRYWKACH KOPALNI WĘGLA BRUNATNEGO BEŁCHA- TÓW: SPOJRZENIE POPRZEZ ANALIZĘ DAT RADIOWĘGLOWYCH

Climate oscillations in the 20 000–11 000 cal BP range recorded in the Piaski and Szerokie Formations in the Belchatów Opencast Lignite Mine: a look through radiocarbon date analysis

DANUTA J. MICHCZYŃSKA<sup>1</sup> , DARIUSZ WIECZOREK<sup>2</sup> , LUCYNA WACHECKA-KOTKOWSKA<sup>3\*</sup> ,  
DARIUSZ KRZYSZKOWSKI<sup>4</sup> 

**Zarys treści.** W artykule przedstawiono wyniki analizy 25 dat radiowęglowych spośród 31 oznaczeń wieku osadów organicznych pobranych z utworów formacji Piaski i Szerokie w odkrywkach Bełchatów i Szczerców. Wykorzystano w tym celu funkcję Sum w programie kalibracyjnym OxCal v4.4.4 oraz najnowszą wersję krzywej kalibracyjnej IntCal20, co pozwoliło na sporządzenie tzw. krzywych sumarycznych rozkładów gęstości prawdopodobieństwa dat kalibrowanych (ang. *PDF od Probability Density Functions*) w zakresie 20 000–11 000 cal BP.

Analiza kształtu rozkładów wskazała na zbieżność położenia otrzymanych pików rozkładu gęstości prawdopodobieństwa dat radiowęglowych na osi czasu z przebiegiem krzywej tlenowej w grenlandzkim rdzeniu lodowym NGRIP. Zaobserwowano grupowanie się dat w kilku zakresach czasowych, odpowiadających przede wszystkim przejściu GS–2b/GS–2a (ok. 17 800–17 300 cal BP, faza kamion) oraz GS–2a/GI–1e (ok. 15 200–14 300 cal BP). Dobrze widoczny jest pik w przedziale 19 500–18 900 cal BP. Wyraźnie zostały zapisane również przejścia pomiędzy chłodniejszymi a cieplejszymi okresami w obrębie GI–1 (14 700–12 900 cal BP), gdzie wyróżniono grupowanie się dat wokół: GI–1d (14 100–13 800 cal BP), GI–1c2 (13 600–13 550 cal BP) i GI–1b (13 250–13 050 cal BP). Najmłodsze analizowane daty związane są z drugą połową GS–1 (młodszeo dryasu, 12 500–11 700 cal BP).

**Słowa kluczowe:** późny vistulian, zmiany klimatu, analiza częstości dat radiowęglowych, Polska Środkowa

**Abstract.** This paper presents the results of analysis of 25 radiocarbon dates out of 31 age determinations of organic sediments taken from the Piaski and Szerokie Formations in the Belchatów Opencast Lignite Mine. The *Sum* function in the calibration program OxCal v4.4.4 and the latest version of the calibration curve IntCal20 were used to produce so-called Probability Density Function (PDF) curves of calibrated dates in the range of 20 000–11 000 cal BP.

Analysis of the shape of the distributions indicated that the position of the peaks of the probability density distribution of radiocarbon dates on the time axis coincided with the course of the oxygen curve in the Greenlandic ice core of the NGRIP. A clustering of dates was observed in several time ranges corresponding primarily to the GS–2b/GS–2a transition (about 17 800–17 300 cal BP, Kamion phase) and GS–2a/GI–1e (about 15 200–14 300 cal BP). Also clearly recorded were

<sup>1</sup> Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska, ul. S. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; danuta.michczynska@polsl.pl, ORCID: 0000-0001-5348-5791

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski im. Jana Czarnockiego, ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce; e-mail: dwie@pgi.gov.pl, ORCID: 0000-0001-6612-5349

<sup>3</sup> Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-5440-6300

<sup>4</sup> Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowaniu Środowiska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej, ul. W. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław; e-mail: dariusz.krzyszowski@uwr.edu.pl, ORCID: 0000-0003-4451-2051

\* autor korespondujący

the transitions between cooler and warmer periods within GI-1 (14 700–12 900 cal BP), where the grouping of dates around GI-1d (14 100–13 800 cal BP), GI-1c2 (13 600–13 550 cal BP) and GI-1b (13 250–13 050 cal BP) was distinguished. The youngest analysed dates are associated with the second half of the GS-1 (Younger Dryas, 12 500–11 700 cal BP).

**Key words:** Late Vistulian, climate changes, frequency analysis of radiocarbon dates, central Poland

## Wstęp

Zmienność warunków klimatycznych w młodszej części MIS 2 (20 000–11 000 cal BP) miała wymiar globalny (Clark i in. 2012). Krzywe izotopowe tlenu zarówno morskie (Lisiecki, Raymo 2005), jak i z grenlandzkich rdzeni lodowych (Rasmussen i in. 2006, 2014) dostarczają informacji o tempie tych zmian i ich intensywności. Szczególne znaczenie dla rekonstrukcji klimatu mają dane z Grenlandii, które cechuje wysoka rozdzielczość. Zmiany klimatu, głównie na podstawie danych paleobotanicznych, rejestrowano i opisywano także w Polsce (Madeyska 1995, 1998; Latałowa 2003; Mojski 2005; Marks i in. 2016). Inne analizy wykazały dużą zmienność ówczesnych warunków środowiskowych, które były sprzężone ze zmianami temperatury (Isarin, Bohncke 1999), czy wielkości opadów (Rotnicki 1996).

Celem niniejszej pracy jest zbadanie, w jaki sposób wahania klimatyczne z młodszej części MIS 2 zostały odzwierciedlone w wynikach datowania radiowęglowego próbek organicznych pochodzących z utworów formacji Piaski i Szerokie w analizowanych w odkrywkach Bełchatów i Szczerców – KWB Bełchatów. Problem ten spróbowano rozwiązać poprzez wizualizację wyników datowania za pomocą wykresów sumarycznych rozkładów gęstości prawdopodobieństwa dat kalibrowanych (ang. *PDF* od *Probability Density Functions*) w zakresie 20 000–11 000 cal BP i ich analizy na tle krzywej tlenowej z rdzenia grenlandzkiego NGRIP (Rasmussen i in. 2014).

Analiza sygnału klimatycznego zapisanego w częstości dat radiowęglowych była już przedmiotem kilku opracowań z obszaru Polski (Michczyńska, Pazdur 2004; Michczyński, Michczyńska 2006; Michczyńska i in. 2007, 2022; Starkel i in. 2013; Gębica i in. 2015; Dzieduszyńska 2017, 2019). W analizach tych

wykorzystywano duże zbiory danych, liczące ponad sto dat radiowęglowych. W obecnym opracowaniu wiodącym problemem wydaje się zagadnienie – czy zbiorcza analiza danych rozproszonych – tzn. około 30 dat radiowęglowych dla próbek pobieranych z stosunkowo małego obszaru (ok. 40 km<sup>2</sup>), ale z różnych profili, może ujawniać zauważalne korelacje tych danych z grenlandzkimi zapisami o dużej rozdzielczości.

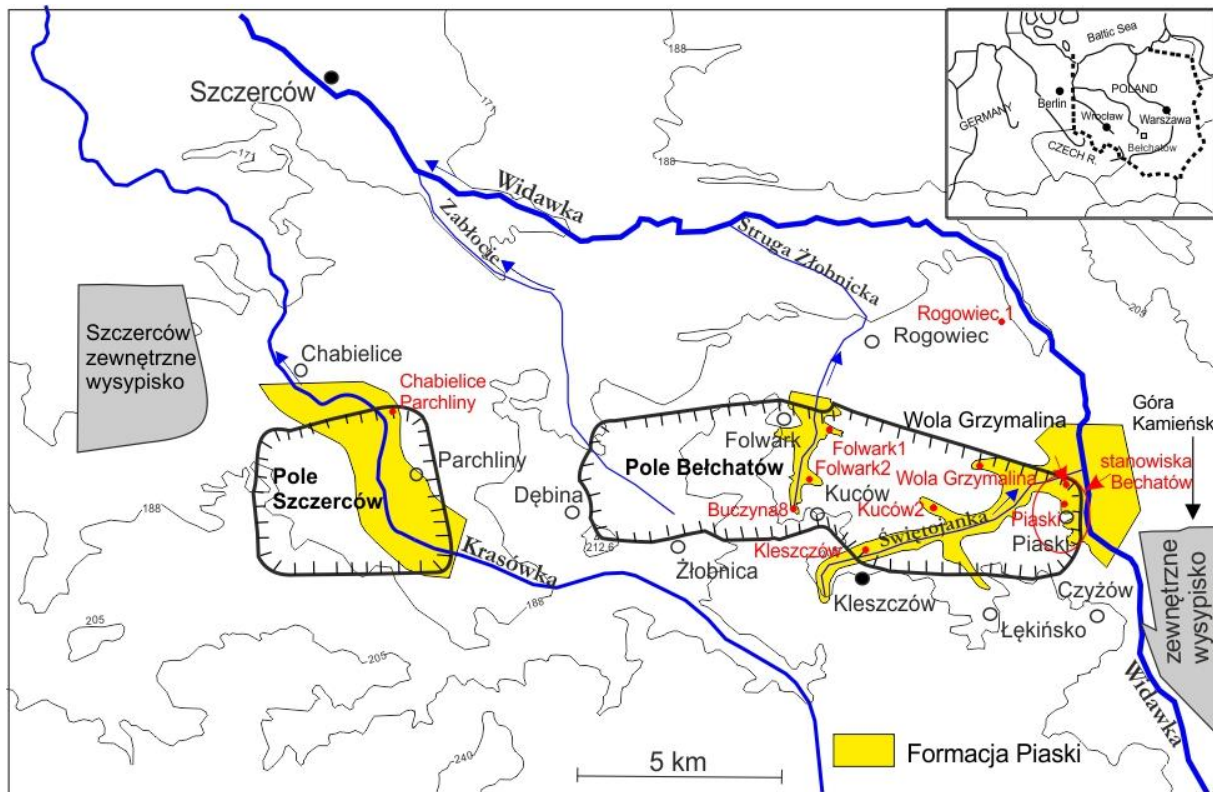
Dodatkowy aspekt tej analizy to porównanie rozkładów kalibrowanych dat radiowęglowych dla badanego przedziału czasu 20 000–11 000 cal BP, z granicami chronozon późnego glaciału wyróżnianymi według różnych autorów (Litt i in. 2001, 2007; Latałowa 2003; Walanus, Nalepka 2010; Dzieduszyńska 2017).

## Badany obszar i źródła danych

Obszar badań położony jest w centralnej Polsce, na pograniczu Wysoczyzny Bełchatowskiej i Kotliny Szczercowskiej, w dorzeczu rzeki Widawki (rys. 1). Jest to strefa lobu Widawki (Mojski 2005), która uformowała się podczas MIS 6, tj. zlodowacenia odry (stadiał warty), i która od tego czasu kształtowana była głównie przez procesy fluwialne, eoliczne i stokowe.

W wyniku prac górniczych w odkrywkach Bełchatów i Szczerców w stropie utworów czwartorzędowych odsłonięto dwie serie osadów, przez Krzyszkowskiego (1990, 1992, 1998) opisane jako utwory formacji Piaski i Szerokie.

Podstawowe profile utworów stropowej części formacji Piaski oraz spągowej części formacji Szerokie zostały przedstawione na Rysunku 2. Litologicznie są to: piaski, żwiry, mułki piaszczyste, często laminowane, mułki masywne, węglanowe osady jeziorne oraz torfy. Osady formacji Piaski w tej części, z której pochodzą analizowane daty składają się z dwóch jednostek osadowych – a i b. W jednostce a – starszej – występują głównie piaski i żwiry



Rys. 1. Położenie terenu badań z zaznaczeniem miejsc poboru próbek do datowania radiowęglowego

Investigated area and location of sampling sites for radiocarbon dating

Świętojanki, często laminowane z dużą domieszką mułków piaszczystych. W jednostce b – młodszej – osady są coraz drobniejsze (Goździk 1980, 1995; Krzyszkowski 1992; Manikowska 1995). Ponad utworami mineralnymi w profilu pojawia się kreda jeziorna, namuły i torf.

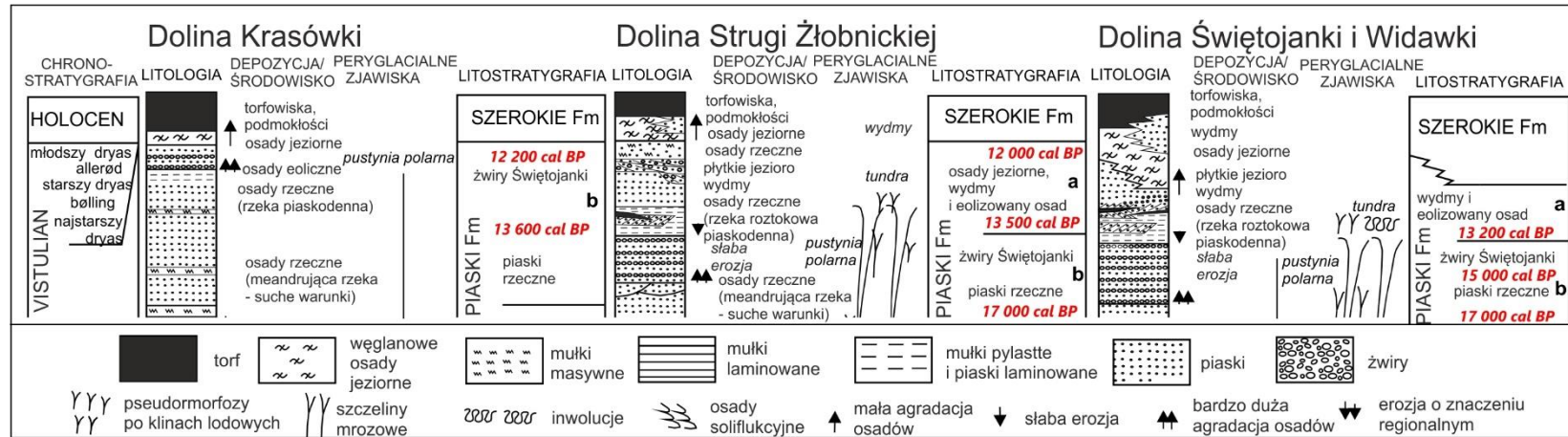
W młodszej części MIS 2, początkowo w surowych warunkach klimatycznych strefy ekstraglacialnej w dolinach rzek Krasówki, Strugi Żłobnickiej, Świętojanki oraz Widawki (Goździk 1980, 1991, 1995; French, Goździk, 1988; Manikowska 1996; Kasse i in. 1998; Krzyszkowski 1998) dominowały procesy rzeczne, którym towarzyszyły procesy eoliczne oraz stokowe. Okresowo procesy eoliczne mogły przeważać nad rzeczny. Duży udział ziaren eolizowanych jest charakterystyczny dla wyższej części profilu utworów formacji Piaski (Goździk 1980, 1991, 1995; French, Goździk, 1988; Goździk, Zieliński 1996; Kasse i in. 1998; Krzyszkowski 1998). Wśród utworów rzecznych osadzanych jeszcze na początku najstarszego dryasu rejestruje się miejscami występowanie struktur peryglacialnych, obecnie obserwowanych jako pseudomorfozy po klinach

lodowych (French, Goździk 1988; Krzyszkowski 1990, 1998; Goździk, Zieliński 1996). Warto dodać, że występowanie utworów eolicznych w obrębie dolinnych serii rzecznych z czasu MIS 2 jest znane także z innych obszarów Polski (Woronko i in. 2015; Zieliński 2016; Moska i in. 2022; Sokołowski i in. 2022).

W późnym glacialu, począwszy od bølilingu w związku z poprawą warunków środowiskowych oraz we wczesnym holocenie na obszarze badań pojawiła się także sedimentacja jeziorna i bagienna w zagłębieniach termokrasowych (Goździk, Konecka-Betley 1992) den dolinnych (rys. 2). Część utworów organicznych powstawała także w sąsiedztwie wydmy lub pokryw eolicznych (zagłębienia śródwydmowe).

## Materiały i metoda analizy

Z odkrywki Bełchatów do badań wybrano 29 dat, a z odkrywki Szczerców 2 daty. Na stanowiskach Folwark 1 i 2 w dolinie Strugi Żłobnickiej wykonano 12 oznaczeń wieku (rys. 1; tab. 1). W dolinie Widawki, w stanowiskach



Rys. 2. Cechy litologiczne i środowiska sedimentacji utworów formacji Piaski i Szerokie na omawianym obszarze w młodszej części MIS 2 i na początku holocenu (za Krzyszkowski 1990, 1998)

Lithological features and sedimentation environment of the Piaski and Szerokie Formations on investigated area at the younger part of MIS 2 and the onset of Holocene (after Krzyszkowski 1990, 1998)

Tabela 1

Wykaz dat radiowęglowych z młodszej części MIS 2 i początku holocenu z rejonu odkrywek Bełchatów i Szczerców. Lokalizacja próbek jest zaznaczona na Rysunku 1

List of radiocarbon dates from the younger part of MIS 2 and the onset of Holocene of the Bełchatów and Szczerców outcrops. The location of the samples is indicated in Figure 1

Lp./ No.	Stanowisko/ Site	Lokalizacja/ Location	Datowany Materiał/ Dated material	Uwagi/ Notes	Wiek Radiowęglowy/ Radiocarbon age [BP]	Numer laboratoryjny/ Laboratory Code	Przedziały 68,3% ufności dat kalibrowanych/ 68.3% conf. intervals of calibrated dates [cal BP]	Literatura/ References
1	Parchliny-Chabielice	dolina Krasówki	torf	warstwa torfu nad gytą, dokumentuje przejście ku torfowiskowi po zaniku zbiornika wodnego	10 290±90	Lod-1133	12 450–12 350 (11,7%) 12 330–12 300 (2,6%) 12 260–12 230 (2,7%) 12 200–11 870 (50,4%) 11 850–11 830 (0,9%)	(Balwierz i in. 2005; Forsyś 2012)

2	Parchliny- -Chabielice	dolina Krasówki	gytia detrytu- sowa	nieco powyżej próbki Lp. 3, doku- mentuje istnienie zbiornika wodnego	11 840±110	Lod-1132	13 800–13 580 (62,9%) 13 550–13 520 (5,4%)	
3	Parchliny- -Chabielice	dolina Krasówki	gytia mineralno- -organiczna	spąg gytii, nad pia- skami rzecznyymi, dokumentuje po- wstanie zbiornika wodnego	15 440±160	Lod-1131	18 910–18 630 (58,9%) 18 440–18 360 (9,4%)	(Forysiak 2012)
4	Kuców C-IIa	odkrywka Bełchatów	namuły or- ganiczne	w obrębie utworów limnicznych	13 780±130	Lod-1108	16 950–16 520 (68,3%)	(Kanwiszer, Trzeciak 1986)
5	bez nazwy	odkrywka Bełchatów	materiał organiczny, poziom glebowy	w obrębie utworów recznych, wska- zuje na czasową przerwę w sedy- mentacji rzecznej i jednocześnie wa- runki względnie ciepłe	15 850±180	b. d.	19 360–18 930 (68,3%)	(Manikowska 1996)
6	Folwark 1; B/2693	dolina Strugi Żłobnickiej	torf, frakcja RES	w obrębie utworów eolicznych; torf su- geruje czasową przerwę w sedy- mentacji eolicznej i jednocześnie wa- runki względnie ciepłe	11 570±130	GrN-18151	13 590–13 540 (8,2%) 13 520–13 300 (60,1%)	(Kasse i in. 1998; Krzyszkowski 1998)
7			torf	potencjalne zanie- czyszczenie: kwasy humusowe	11 130±120	GrN-18152		
8	Folwark 1; B/2694	dolina Strugi Żłobnickiej	osady organiczne frakcja RES	w obrębie utworów eolicznych; wska- zuje czasową prze- rwę w sedymenta- cji eolicznej i jednocześnie	12 000±125	GrN-18153	wyniki dla średniej wa- żonej 12 035±120 <sup>1)</sup> : 14 060–13 790 (68,3%)	

9			osady organiczne	warunki względnie ciepłe	12 440±430	GrN-18154		
10			torf (spąg) frakcja RES	potencjalne zanieczyszczenie: korzenie	11 280±60	GrN-18163		
11	Folwark 2; B/2699	dolina Strugi Żłobnickiej	torf (spąg)	próbka pobrana nieco ponad spągiem utworów torfowych, dokumentuje powstanie torfowiska po zaniku misy jeziornej	11 590±50	GrN-18164	13 570–13 560 (1,4%) 13 510–13 400 (60,5%) 13 380–13 360 (6,4%)	
12			torf (spąg) frakcja RES	potencjalne zanieczyszczenie: korzenie	12 720±150	GrN-18159		
13	Folwark 2; B/2697	dolina Strugi Żłobnickiej	frakcja > 180 µm	próbka pobrana z utworów jeziornych zalegających na piaskach rzecznych, lub fluwioeoicznych	13 970±130	GrN-18160	wyniki dla średniej ważonej 13944±98 <sup>1)</sup> : 17 080–16 770 (68,3%)	(Kasse i in. 1998; Krzyszkowski 1998)
14			frakcja < 180 µm	próbka pobrana z utworów jeziornych zalegających na piaskach rzecznych lub fluwioeoicznych	13 910±150	GrN-20390		
15			frakcja węglanowa	potencjalne zanieczyszczenie: efekt rezerwuarowy	14 810±170	GrN-20527		
16	Folwark 2; B/2698	dolina Strugi Żłobnickiej	torf (strop) frakcja RES	potencjalne zanieczyszczenie: korzenie	11 210±60	GrN-18161		

17			torf (strop)	cienka wkładka torfu w utworach jeziornych	12 070±80	GrN-18162	14 050–13 980 (21,1%) 13 950–13 800 (47,2%)	
18	Kleszczów 3/90	dolina Świętojanki	torf	wkładka torfu w osadach rzecznych, wskazuje na czasową przerwę w sedimentacji rzecznej i jednocześnie warunki względnie ciepłe	11 460±120	Gd-5772	13 460–13 230 (65,8%) 13 210–13 190 (2,4%)	(Radiocarbon Database 2022)
19	Bełchatów	dolina Widawki	mułki organiczne	mułki organiczne zalegające pośród utworów eolicznych	12 400±240	Gd-2640	14 960–14 130 (68,3%)	(Goździk 1991)
20	Bełchatów	dolina Widawki	mułki organiczne	mułki organiczne zalegające pośród utworów rzecznych	12 440±180	b.d.	14 970–14 260 (68,3%)	materiały niepublikowane
21	Bełchatów	dolina Widawki	mułki organiczne	mułki organiczne zalegające pośród utworów fluwioeolicznych	13 670±240	Gd-4348	16 940–16 220 (68,3%)	
22	Bełchatów	dolina Widawki	mułki organiczne	?	14 350±170	b. d.	17 830–17 280 (68,3%)	(Goździk 1980; Kanwiszer, Trzeciak 1984; French, Goździk 1988)
23	Bełchatów	dolina Widawki	szczątki roślinne, drewno <i>Pinus</i> sp.	w obrębie utworów rzecznych, wskazuje na maksymalny wiek piasków pokrywowych i minimalny wiek końca akumulacji rzecznej	14 350±580	Lod-116	18 240–16 740 (68,3%)	

24	Bełchatów 3/88 BM; przekrój C	dolina Widawki	materiał or- ganiczny, gleba	w obrębie utworów eolicznych; gleba kopalna sugeruje czasową przerwę w sedymentacji eo- licznej i jednocze- śnie warunki względnie ciepłe	11 040±290	Gd-4349	13 240–13 200 (3,3%) 13 190–12 720 (65,0%)	(Manikowska 1992)
25	Bełchatów JG/82	dolina Widawki	mułki z materiałem organicz- nym	piaski pokrywowe, akumulacja rzeczna	11 630±180	Gd-2035	13 750–13 700 (5,2%) 13 660–13 310 (63,1%)	(French, Goździk 1988; Goździk 1995)
26	bez nazwy	brak danych	brak danych	w obrębie piasków pokrywowych	12 500± ?	brak danych	przy założeniu niepew- ności 180 lat: 15 070–14 760 (28,3%) 14 750–14 070 (40,0%)	(French, Goździk 1988)
27	Bełchatów; I/83/JG	dolina Widawki	torf	wkładka torfu w osadach rzecz- nych, wskazuje na czasową przerwę w sedymentacji rzecz- nej i jednocześnie warunki względnie ciepłe	11 170±110	Gd-1707	13 180–12 960 (64,0%) 12 950–12 920 (4,3%)	(Radiocarbon Database 2022)
28	Bełchatów II/83/JG	dolina Widawki	torf	wkładka torfu w osadach rzecz- nych, wskazuje na czasową przerwę w sedymentacji rzecz- nej i jednocześnie warunki względnie ciepłe	10 160±140	Gd-2189	12 040–12 020 (1,1%) 12 010–11 400 (67,2%)	(Radiocarbon Database 2022)



29	Buczyna 8	dolina Widawki	torf	w obrębie utworów eolicznych; sugeruje czasową przerwę w sedymentacji eolicznej i jednocześnie warunki względnie ciepłe	12 710±130	Gd-5031	15 380–14 930 (68,3%)	(Baraniecka 1989; Krzyszkowski 1990, 1998; Goździk, Konecka-Betley 1992)
30	Wola Grzymalina	dolina Widawki	torf	w obrębie utworów eolicznych; sugeruje czasową przerwę w sedymentacji eolicznej i jednocześnie warunki względnie ciepłe	12 540±120	Gd-1875 lub Gd-1975	15 120–14 800 (40,6%) 14 720–14 480 (27,7%)	(Krzyszkowski 1990; Goździk, Konecka-Betley 1992; Balwierz, Goździk 1997)
31	Rogowiec 1	dolina Widawki	węgielek drzewny z kopalnej gleby	w obrębie utworów eolicznych; wskazuje czasową przerwę w sedymentacji eolicznej i jednocześnie warunki względnie ciepłe	13 400±550	Lod-115	17 000–15 370 (68,3%)	(Kanwiszer, Trzeciak 1984)

Uwagi: 1) Datowanie dwóch frakcji z tej samej próbki dało zgodne wyniki, co daje podstawy do wyliczenia średniej ważonej;

\* Na szaro zaznaczono wyniki datowania radiowęglowego najprawdopodobniej obciążone błędem ze względu na wskazane źródło zanieczyszczeń.

Notes: 1) Dating of two fractions from the same sample yielded consistent results, warranting the calculation of a weighted average;

\* Gray indicates radiocarbon dating results most likely subject to error due to the indicated source of contamination.

Bełchatów 3/88 BM, JG/82, I/83/JG, II/83/JG, Buczyna 8, Rogowiec 1 i Wola Grzymalina zostało wykonanych 12 datowań (tab. 1). Stanowisko Kleszczów 3/90 niesie ze sobą dane o jednym datowaniu. Dwa kolejne oznaczenia wieku (Kanwiszer, Trzeciak 1984, 1986; Manikowska 1996) dotyczą odpowiednio stanowiska nieznanego oraz stanowiska Kuców C-IIa. Z kolei w dolinie Krasówki ze stanowiska Parchliny-Chabelice pozyskano trzy daty (tab. 1).

Zdecydowano się na odrzucenie z dalszych analiz pięciu dat  $^{14}\text{C}$ , dla których w źródłach literaturowych wskazano potencjalne źródło zanieczyszczeń próbki (daty te w Tabeli 1 zaznaczono na szaro). Dla dat o numerach porządkowych 7 i 8 oraz 12 i 13, które dla obu par zostały wykonane dla tej samej próbki, ale z różnych jej frakcji wyliczono średnie ważone, wynoszące odpowiednio  $12\,034 \pm 120$  i  $13\,944 \pm 98$ , i użyto je w dalszych analizach. Zdecydowano się na to, aby uniknąć nadreprezentacji tych dat w krzywych PDF. Daty o numerze 25 nie wykorzystano w analizach ze względu na nieznaną wielkość błędu laboratoryjnego.

Na podstawie pozostałych dat ujętych w Tabeli 1 sporządzono tzw. krzywe PDF w zakresie 20 000–11 000 cal BP. Wykorzystano przy tym funkcję Sum w programie kalibracyjnym OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey 2009) oraz najnowszą wersję krzywej kalibracyjnej IntCal20 (Reimer i in. 2020). Skala czasu jest wyrażona w latach kalibrowanych przed rokiem 1950, co w skrócie oznaczono jako „cal BP”. Zgodnie z wytycznymi czasopisma „Radio-carbon” skrót BP oznacza „lat przed rokiem 1950” (ang. *years before 1950*), zatem nie ma potrzeby dodawać słowa „lat” przed skrótem BP (Cambridge 2022).

W przedstawionym opracowaniu wykorzystano metodę analizy kształtu rozkładów (Michczyńska, Pazdur 2004; Michczyński, Michczyńska 2006; Michczyńska i in. 2007; Dzieduszyńska 2019). O przydatności analizy częstości dat radiowęglowych decyduje w istotny sposób preferencyjne próbkowanie oraz fakt, że zmiany koncentracji izotopu  $^{14}\text{C}$  w przeszłości wynikały ze zmian klimatu. Preferencyjne próbkowanie wynika przede wszystkim z ograniczonych funduszy na oznaczenia wieku, co skutkuje wybieraniem próbek przede wszystkim ze spągu i stropu warstwy organicznej lub z cienkiej wkładki organicznej. Jeżeli zmiana klimatu miała charakter co najmniej regionalny, to zbiór dat radiowęglowych nie

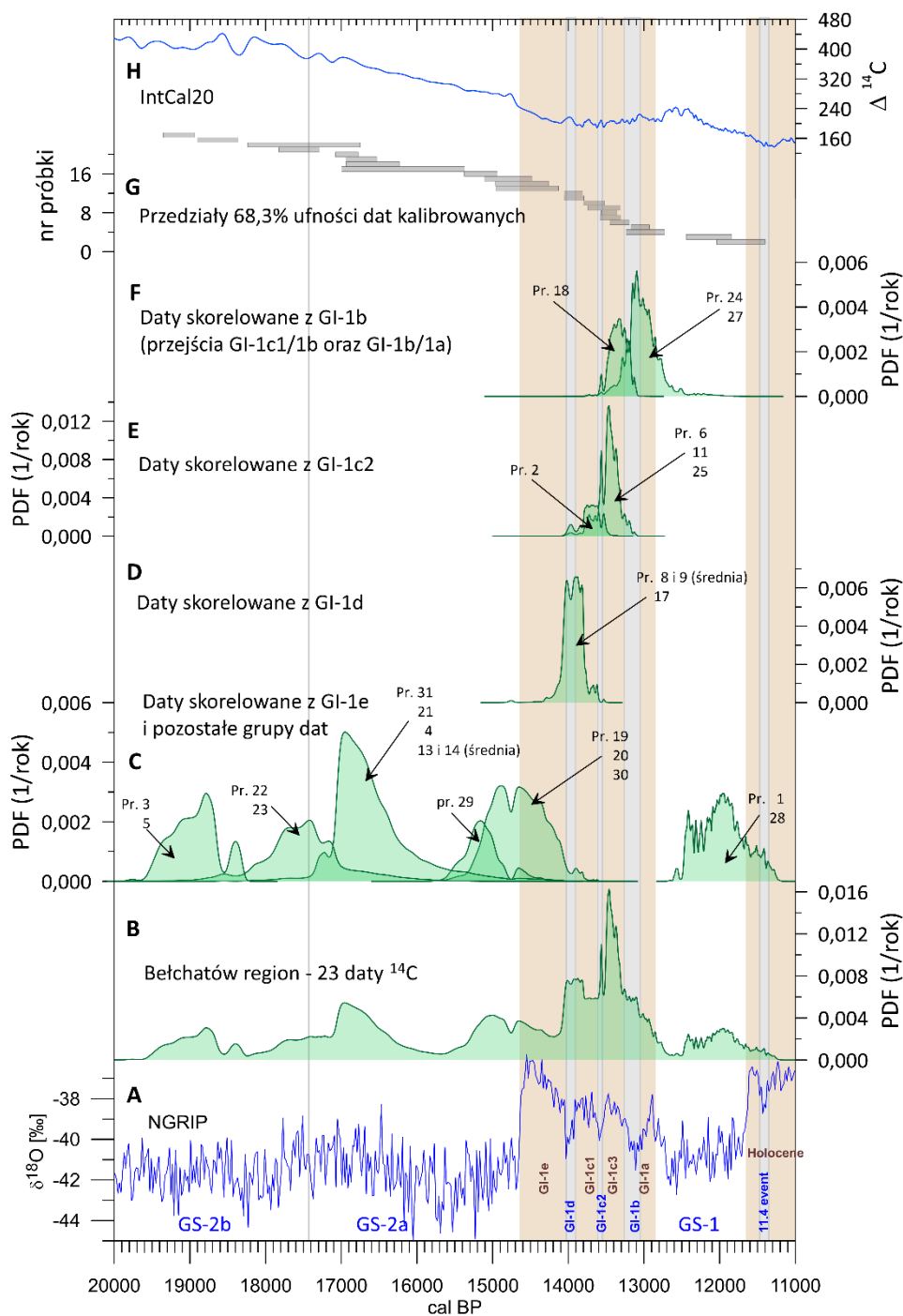
będzie jednorodnie rozłożony na osi czasu i będzie występowało grupowanie się dat w pewnych przedziałach. Jeśli takie nagromadzenia dat radiowęglowych przypadają na okresy zmian klimatu, które w krzywej kalibracyjnej są zapisane jako stromo nachylone odcinki, to w procesie ich kalibracji możemy mieć do czynienia ze wzmacnianiem sygnału i na rozkładach sumarycznych pojawiają się wysokie wąskie piki (Michczyński, Michczyńska 2006).

## Wyniki i interpretacja chronostratygraficzna

Wyniki kalibracji zestawu oznaczeń wieku radiowęglowego w formie graficznej przedstawiono na Rysunku 3. W części A zamieszczono wykres zmian delty izotopowej tlenu  $\delta^{18}\text{O}$  w rdzeniu lodowym NGRIP (Rasmussen i in. 2014). Zaznaczono na nim fazy ochłodeń (GS) i ociepleń (GI). Wykresy od 3B do 3F to sumaryczne rozkłady prawdopodobieństwa wszystkich analizowanych dat i ich podgrup. Wykres 3G przedstawia wyniki kalibracji w postaci przedziałów 68,3% ufności. Natomiast najwyżej zamieszczony wykres (rys. 3H) przedstawia zapis zmian koncentracji izotopu  $^{14}\text{C}$  w przeszłości wyrażony w wartościach  $\Delta^{14}\text{C}$  (Reimer i in. 2020).

Na krzywej PDF stworzonej dla wszystkich analizowanych dat (rys. 3B) widać ich grupowanie się w kilku zakresach czasowych, odpowiadających przede wszystkim przejściu GS-2a/GI-1e (ok. 14 700 cal BP) oraz przejściom pomiędzy chłodniejszymi a cieplejszymi okresami w obrębie GI-1 (14 700–12 900 cal BP). Poza tym występują też piki rozkładu dla przedziałów ok. 19 300–18 900 cal BP i 18 000–16 000 cal BP. Grupowanie dat można zaobserwować również na wykresie 3G. Wykres 3G pozwolił na podzielenie zbioru dat na podgrupy, dla których następnie stworzono cząstkowe wykresy PDF, które są prezentowane na wykresach od 3C do 3F. Dodatkowo, posługując się przedziałami czasowymi chronozon późnego glaciału zaproponowanymi przez różnych autorów (tab. 2), dokonano również analizy porównawczej otrzymanych krzywych PDF na tle chronozon tam, gdzie jest to możliwe.

Pik z maksimum około 19 500–18 900 cal BP wypada w górnym pleniglacjale (rys. 3B,



Rys. 3. Wyniki analizy dat radiowęglowych z rejonu Bełchatowa na tle krzywej tlenowej w rdzeniu NGRIP i zmian koncentracji izotopu  $^{14}\text{C}$  w atmosferze

- A – zmiany koncentracji tlenu w rdzeniu lodowym NGRIP i stratygrafia INTIMATE (Rasmussen i in. 2014),  
 B – wyniki kalibracji wszystkich analizowanych dat zaprezentowane w formie wykresu PDF, C–F – przebieg krzywych PDF dla podgrup dat wyodrębnionych na podstawie wykresu (G),  
 G – przedziały 68,3% ufności pojedynczych dat kalibrowanych, H – zmiany koncentracji izotopu  $^{14}\text{C}$  w atmosferze (Reimer i in. 2020)

Results of analysis of radiocarbon dates from the Belchatów area against the oxygen curve in the NGRIP core and changes in  $^{14}\text{C}$  isotope concentration in the atmosphere

- A – Changes in oxygen concentration in the NGRIP ice core and INTIMATE stratigraphy (Rasmussen *et al.* 2014),  
 B – Calibration results of all analysed dates presented as a PDF plot Graphs, C–F – PDF curves for the subgroups of dates extracted from graph (G), G – 68.3 % confidence intervals of individual calibrated dates, H – changes in atmospheric  $^{14}\text{C}$  isotope concentration (Reimer *et al.* 2020)

C). Pochodzi on dwóch dat radiowęglowych (tab. 1; Lp. 3 i 5).

W próbce nr 3 datowano spagową część gytii, które według danych z profilu geologicznego zalegają na utworach rzecznych (Forysiak 2012). Gytie dowodzą utworzenia się w tym czasie jeziora. Brak jest jednak danych o wielkości, czy głębokości ówczesnego akwenu. Niestety brak jest danych co do genezy tego jeziora. Można przypuszczać, że mogło ono powstać na skutek działalności rzeki (Krasówki), procesów termokrasowych, czy eolicznych. Jednak biorąc pod uwagę warunki środowiskowe jakie mogły mieć miejsce około 19 000 cal BP, wydaje się, że wielce prawdopodobna jest geneza złożona.

W próbce nr 5 datowano części organiczne z poziomu glebowego (Manikowska 1996). Wg. autorki była to tundrowa gleba brunatna z fragipanem. Około 19 000 ( $\pm 1\ 600$ ) BP lądolód skandynawski po osiągnięciu swego maksimum na Litwie i Białorusi zaczął „wycyfować się” (Rinterknecht i in. 2006). Jednocześnie około 20 000–18 000 BP to czas stadiału Frankfurt w Niemczech, czy faza poznańska w Polsce (Marks 2015). Zarówno data nr 5, jak i data nr 3 mogą wskazywać na ocieplenie, które w sprzyjających warunkach środowiskowych na przedpolu lądolodu (~120–130 km od czoła lądolodu), mogło skutkować tworzeniem się inicjalnych gleb pod wpływem roślinności tundrowej, lub tworzeniem się gytii w zbiornikach wodnych. Analizy dat radiowęglowych z Polski południowej (Gębica i in. 2015; Michczyńska i in. 2022) czy centralnej (Michczyńska i in. 2022; Moska i in. 2022; Sokołowski i in. 2022) wskazują na zmiany środowiskowe, które mogły wtedy sprzyjać powstawaniu osadów organicznych, czy formowaniu się gleb. Manikowska (1996) uważała jednak, że data ta jest odmłodzona. Porównując rozkład wieku kalibrowanego próbki tej gleby z wykresem  $\delta^{18}\text{O}$  można stwierdzić, że maksimum rozkładu przypada na okres stopniowo rosnących wartości  $\delta^{18}\text{O}$  (tym samym temperatur) po lokalnym minimum (patrz rys. 3A).

Rozciągnięty pik 18 000–16 000 cal BP pochodzi od sześciu dat (rys. 3B i C). Przy czym dwie daty (tab. 1; Lp. 22 i 23) pochodzą z doliny Widawki, a jedna z nich została oznaczona na podstawie szczątków *Pinus* sp. Daty te korelują z granicą GS–2b/GS–2a. Kolejne cztery oznaczenia wieku radiowęglowego, które tworzą maksimum koło 17 000–16 500 cal BP,

pochodzą od próbek z doliny Widawki (tab. 1; Lp. 31 i 20), z doliny Strugi Żłobnickiej (daty o liczbach porządkowych 13 i 14, z których wyznaczono średnią ważoną) oraz odkrywki bełchatowskiej (tab. 1; Lp. 4). W przypadku ostatniej w tej grupie próbek (tab. 1; Lp. 31) datowano węgielki drzewne z kopalnej gleby.

Około 17 800–16 100 cal BP miało miejsce ocieplenie, które zaznacza się na krzywej NGRIP (por. rys. 3A). Na ziemiach polskich jest to czas, gdy czoło lądolodu skandynawskiego znajdowało się pomiędzy zasięgiem subfazy chodzieskiej, a linią moren fazy pomorskiej (Rinterknecht i in. 2006; Marks 2015), tj. około 250–300 km na północ od obszaru badań (Marks i in. 2006). Narastające ocieplenie powodujące zanik lądolodu skandynawskiego zaznaczyło się w środowiskach sedymentacyjnych (m. in. dolinnych) tworzeniem się osadów organicznych. O skali ocieplenia w rejonie badań możemy wnosić z datowanego materiału, który świadczy o rozwoju gleb, obecności szczątków sosny, czy występowania węgielków drzewnych (patrz tab. 1). Manikowska (1992) wyróżniała dla tego przedziału czasu fazę kamion.

Jedna data (tab. 1; Lp. 29) pochodzi ze stanowiska Buczyna w dolinie Widawki. Data kalibrowana próbki torfu (rys. 3C i G) przypada na okres chłodny, ale też powolnego ocieplania się klimatu (rosnący trend krzywej NGRIP), tuż przed gwałtownym wzrostem temperatury. Wyprzedza ona nieco (por. wyniki kalibracji w formie odcinkowej na rys. 3G) grupę dat z maksimum około 15 200–14 300 cal BP (rys. 3B i 3G), skorelowaną z ociepleniem, które około 14 650 cal BP skokowo narasta na wykresie krzywej tlenowej (por. rys. 3A). Ocieplenie to oprócz odniesień do krzywej NGRIP znajduje też swoje powiązanie z chronozonami późnego glacjału (tab. 2). Może ono stanowić część bøllingu (Walanus, Nalepka 2010), czy interstadiału Meiendorf (Litt i in. 2007). Podczas tego ocieplenia, około 14 750 cal BP zaznaczyło się prawdopodobnie chwilowe pogorszenie warunków klimatycznych (np. wzrost aridyzacji), które ma też swoje odbicie w krzywej NGRIP tuż przed gwałtownym jej „wzrostem” około 14 650 cal BP. Na krzywej  $\Delta^{14}\text{C}$  zaznacza się wtedy zmiana w trendzie malejącym (lokalny pik). Wykres cząstkowy SRGP związany z przejściem GS–2a/GI–1 powstał na bazie interpretacji czterech dat (tab. 1; LP. 18, 19, 25

Tabela 2

Granice chronozon późnego glacjału według różnych autorów  
Late Glacial chronozone boundaries according to various authors

LSZP/ LPAZ	Walanus, Nalepka (2010)	LSZP/ LPAZ	Latałowa (2003)	LSZP/ LPAZ	Litt i in. (2001, 2007)	Chronozony/ Chronozones	Dzieduszyńska (2017)
	[cal BP]		[cal BP]		[cal BP]		[cal BP]
YD	11 450– –12 950	YD	11 550–12 650	YD	11 570 (11 590)– –12680	YD	< 12 600
AL	12 950– –13 650	AL	12 650–13 350	AL	12 680 (12 880)– –13 350	AL	12 600–13 250
OD	13 650– –13 850	OD	13 350–13 540	OD	13 350–13 540	OD	13 250–13 500
BO	13 850– –15 550	BO	13 540–13 670	BO	13 540–13 670	BO	13 500–14 200
		ODD	> 13 670	ODD	13 670–13 800	ODD	14 200–17 200
				MI	13 800–14 450	kamion	17 200–18 000

LSZP – lokalne strefy zespołów pyłkowych, ODD – najstarszy dryas, BO – bølling, OD – starszy dryas, AL – allerød, YD – młodszy dryas, H1 – zdarzenie Heinricha 1, MI – interstadiał meiendorf, MP – faza maklenburska

LPAZ – local pollen assemblage zones, ODD – the Oldest Dryas, BO – Bølling, OD – the Older Dryas, AL – Allerød, YD – the Younger Dryas, H1 – Heinrich event 1, MI – Meiendorf Interstadial, MP – Mecklenburg Phase

i 29 – rys. 3C). Datowano tutaj torfy i mułki organiczne z doliny Widawki (tab. 1). W tym czasie, przy ogólnie postępującym ociepleniu, w dolinach rzecznych mogło dojść do osłabienia akumulacji osadów mineralnych, co mogło sprzyjać zwiększonej akumulacji utworów organicznych (Moska i in. 2022). Odległość aktywnego czoła lądolodu od obszaru badań wynosiła ponad 450–550 km (Marks 2015).

Kolejny czytelny pik na krzywej PDF występuje około 14 100–13 800 (rys. 3B). Pik pochodzi od dwóch dat osadów organicznych z doliny Strugi Żłobnickiej (średnia ważona z dat o numerach 8 i 9 oraz data dla próbki 17). Pik ten występuje w pobliżu chłodnej oscylacji, oznaczonej jako GI–1d na krzywej NGRIP (rys. 3A). Według różnych autorów można byłoby go łączyć z końcem bøllingu (Walanus, Nalepka 2010), interstadią Meiendorf (Litt i in. 2001, 2007), czy przejściem najstarszy dryas–bølling (Dzieduszyńska 2017). Tak duże rozbieżności w wydzieleniu ram czasowych zon wskazują na wagę problemu, który wymaga rozwiązania. Ich występowanie może częściowo wynikać z używania do określania zon różnych wersji radiowęglowej krzywej kalibracyjnej, która dopiero ulega stopniowemu doprecyzowaniu dla przedziału późnego glacjału. Biorąc pod uwagę dominującą wśród naukowców tendencję poboru do datowania  $^{14}\text{C}$  próbek z granic zaznaczających się w litologii osadów (np. strop i spąg warstwy organicznej, bądź cienka wkładka organiczna) – co miało miejsce

również i w tym przypadku – pik można wiązać z przejściem GI–1e/GI–1d lub GI–1d/GI–1c1. Preferencyjne próbkowanie widać również w grupowaniu się dat na przejściu GS–2b/2a, GS–2a/GI–1e jak i młodszych dat.

Rozkłady zaprezentowane na Rysunku 3E jako skorelowane z ochłodzeniem GI–1c2, zgrupowane w przedziale 13 800–13 400 cal BP, pochodzą od jednej daty (tab. 1; Lp. 2) z granicy GI–1c1/GI–1c2 (por. rys. 3G) oraz trzech dat (tab. 1; Lp. 5, 10, 24) z przejścia GI–1c2/GI–1c3 (patrz również rys. 3G). Próbkę gytii, osadów organicznych i torfów pochodziły z doliny Krasówki, Strugi Żłobnickiej i Widawki. Otrzymane rozkłady można łączyć z bøllingiem (Walanus, Nalepka 2010), końcem bøllingu lub starszym dryasem i początkiem allerødu (Litt i in. 2001, 2007; Latałowa 2003), końcem bøllingu i starszym dryasem (Dzieduszyńska 2017, 2019). W tym czasie (ok. 13 600–13 250 cal BP) lądolód znajdował się w obrębie Skandynawii (Marks 2015).

Daty zaznaczone na Rysunku 3F jako skorelowane z GI–1b (13 400–12 900 cal BP) w opinii autorów należy wiązać z próbą określenia przejścia GI–1c1/1b (tab. 1; Lp. 18, próbka torfu z doliny Świętojanki) oraz przejścia GI–1b/1a (próbka gleby – tab. 1; Lp. 24 i próbka torfu – tab. 1; Lp. 27, obie z doliny Widawki). Rozkłady tych dat można łączyć z allerødem i częścią młodszego dryasu (Walanus, Nalepka 2010) starszym dryasem i allerødem (Litt i in. 2001, 2007; Latałowa 2003; Dzieduszyńska 2017, 2019).

Najmłodszy pik na krzywej PDF, pochodzący od dwóch dat dla próbek torfu (tab. 1; Lp. 1 i 27), zaznacza się około 12 500–11 700 cal BP (rys. 3C). Daty tworzące go pochodzą z doliny Krasówki oraz Widawki. Ich położenie na osi czasu koresponduje z fluktuacjami krzywej NGRIP, poprzedzającymi holocen. Można je łączyć z młodszym dryasem (Litt i in. 2001, 2007; Latałowa 2003; Walanus, Nalepka 2010). Czoło lądolodu skandynawskiego w tym czasie znajdowało się ponad 1 000 km na północ od obszaru badań (Marks 2015).

## Podsumowanie

Przeprowadzone analizy pokazały użyteczność analizy sumarycznych rozkładów gęstości prawdopodobieństwa kalibrowanych dat radiowęglowych w badaniu osadów rejestrujących zmiany klimatu w przeszłości, nawet przy stosunkowo niedużej liczbie użytego zbioru dat.

Położenie otrzymanych pików rozkładu gęstości prawdopodobieństwa dat radiowęglowych na osi czasu wykazuje zgodność z krzywą tlenową z rdzenia grenlandzkiego NGRIP (Rasmussen i in. 2014). Przyczynił się do tego preferencyjny pobór próbek do datowania z miejsc, gdzie były widoczne zmiany w litologii osadu (spąg i strop warstwy torfu, gleba na osadach mineralnych, spąg wypełnienia starorzeczy itp.). Z tego też względu nie należy łączyć pików otrzymanych rozkładów jedynie z ciepłymi okresami, ale raczej z przejściami od warunków zimnych do ciepłych albo od ciepłych do zimnych. Pomimo, że analizowany zbiór dat nie jest zbyt liczny, to ewidentne grupowanie się dat pozwala na sugerowanie ich związku z reakcją środowisk sedymentacyjnych (eolicznego, bagiennego, jeziornego czy rzecznoego) na zmiany klimatu w kilku zakresach czasowych:

- 19 500–18 900 cal BP (pik w obrębie GS–2b);
- 17 800–17 300 cal BP (pik na przejściu GS–2b/GS-2a);
- 16 800–16 600 cal BP (pik położony w GS–2a);
- 15 200–14 300 cal BP (pik na przełomie GS–2a i GI–1e);
- 14 100–13 800 cal BP (pik około GI–1d);

- 13 600–13 550 cal BP (pik około GI–1c2);
- 13 250–13 050 cal BP (pik około GI–1b);
- 12 500–11 700 cal BP (pik w drugiej połowie GS–1).

Rozdzielczość przeprowadzonych analiz jest rzędu średniej niepewności analizowanych dat radiowęglowych, tzn. około 100 lat.

O przydatności analizy częstości dat radiowęglowych decyduje w istotny sposób również fakt, że zmiany koncentracji izotopu  $^{14}\text{C}$  w przeszłości wynikały ze zmian klimatu. Zatem w trakcie kalibracji dat radiowęglowych możemy mieć do czynienia ze wzmacnianiem sygnału klimatycznego (Michczyński, Michczyńska 2006).

W przeprowadzonych analizach wykorzystano daty wykonane techniką konwencjonalną, cechujące się stosunkowo dużymi niepewnościami. Zapewne włączenie nowych stanowisk i precyzyjnych oznaczeń wieku  $^{14}\text{C}$  techniką AMS przyczyniłyby się do większej rozdzielczości tego typu analiz.

Autorzy wyrażają głęboką wdzięczność anonimowym Recenzentom za ich wnikliwe recenzje i komentarze, które znacząco przyczyniły się do podniesienia poziomu merytorycznego manuskryptu.

## Literatura

- Balwierz Z., Goździk J. 1997. Paleosrodowiskowe zmiany w świetle analiz palinologicznych późnowistulianskich osadów węglanowych w zagłębieniach bezodpływowych w Bełchatowie. *Acta Universitatis Lodzianensis. Folia Geographica Physica*, (1): 6-21.
- Balwierz Z., Marosik P., Muzolf B., Papiernik P., Siciński W. 2005. Osadnictwo społeczności rolniczych i zmiany środowiska naturalnego nad środkową Krasówką (Kotlina Szczercowska). Wstępna charakterystyka. W: Wasylikowa K., Lityńska-Zajac M., Bieniek A. (red.) *Botanical Guidebooks*. Instytut Botaniki PAN Kraków: 53-86.
- Baraniecka M.D. 1989. Przykłady zgodności datowań osadów czwartorzędowych z kopalni Bełchatów metodą termolumiscencji w różnych laboratoriach. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, seria Matematyka – Fizyka* 61 (*Geochronometria* 6): 223-227.

- Bronk Ramsey C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51(1): 337-360, DOI: 10.1017/s0033822200033865.
- Cambridge. 2022. *Wytyczne dla autorów*. Czasopismo *Radiocarbon*. Online: <https://www.cambridge.org/core/journals/radiocarbon/information/author-instructions/> (data ostatniego dostępu: 12.12.2022).
- Clark P.U., Shakun J.D., Baker P.A., Bartlein P.J., Brewer S., Brook E., Carlson A.E., Cheng H., Kaufman D.S., Liu Z., Marchitto T.M., Mix A.C., Morrill C., Otto-Bliesner B.L., Pahnke K., Russell J.M., Whitlock C., Adkins J.F., Blois J.L., Clark J., Colman S.M., Curry W.B., Flower B.P., He F., Johnson T.C., Lynch-Stieglitz J., Markgraf V., McManus J., Mitrovica J.X., Moreno P.I., Williams J.W. 2012. Global climate evolution during the last deglaciation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 109(19), DOI: 10.1073/pnas.1116619109.
- Dzieduszyńska D. 2017. Przydatność zbioru dat radiowęglowych do rekonstrukcji zmian w środowisku schyłku vistulianu Polski Środkowej. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 117-127, DOI: 10.26485/agl/2017/106/9.
- Dzieduszyńska D.A. 2019. Timing of environmental changes of the Weichselian decline (18.0–11.5 ka cal BP) using frequency distribution of <sup>14</sup>C dates for the Łódź region, Central Poland. *Quaternary International* 501: 135-146, DOI: 10.1016/j.quaint.2017.08.012.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99: 1-163.
- French H.M., Goździk J.S. 1988. Pleistocene epigenetic and syngenetic frost fissures, Bełchatów, Poland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25(12): 2017-2027, DOI: 10.1139/e88-188.
- Gębica P., Michczyńska D.J., Starkel L. 2015. Fluvial history of the Sub-Carpathian Basins (Poland) during the last cold stage (60–8 cal ka BP). *Quaternary International* 388: 119-141, DOI: 10.1016/j.quaint.2015.06.012.
- Goździk J. 1980. Osady i struktury peryglacialne z plejstocenu okolic Bełchatowa. Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Wyd. Geologiczne: Warszawa, 322-325.
- Goździk J. 1991. Sedimentological record of aeolian processes from the upper Plenivistulian at the turn of Pleni- and Late Vistulian in Central Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 9*: 51-60.
- Goździk J. 1995. Vistulian sediments in the Bełchatów open cast mine, Central Poland. *Quaternary Studies in Poland* 13: 13-26.
- Goździk J., Konecka-Betley K. 1992. Późnovistuliańskie utwory węglanowe w zagłębieniach bezodpływowych rejonu kopalni Bełchatów. Cz. I. Geneza i stratygrafia. *Roczniki Gleboznawcze* 43(3/4): 103-112.
- Goździk J., Zieliński T. 1996. Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski – przykład z kopalni Bełchatów. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 373: 67-77.
- Isarin R.F.B., Bohncke S.J.P. 1999. Mean July temperatures during the Younger Dryas in northwestern and central Europe as inferred from climate indicator plant species. *Quaternary Research* 51(2): 158-173, DOI: 10.1006/qres.1998.2023.
- Kanwiszer A., Trzeciak P. 1984. Lodz Radiocarbon Dates I. *Radiocarbon* 26(1): 111-126, DOI: 10.1017/S0033822200006470.
- Kanwiszer A., Trzeciak P. 1986. Oznaczanie chronologii bezwzględnej metodą radiowęglową w pracowni Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi (część 6). *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi. Seria Numizmatyczna i Konserwatorska* 6: 265-269.
- Kasse C., Huijzer A.S., Krzyszkowski D., Bohncke S.J.P., Coope G.R. 1998. Weichselian Late Pleniglacial and Late-glacial depositional environments, Coleoptera and periglacial climatic records from central Poland (Bełchatów). *Journal of Quaternary Science* 13(5): 455-469, DOI: 10.1002/(sici)1099-1417(1998090)13:5<455:aid-jqs398>3.0.co;2-t
- Krzyszkowski D. 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. *Boreas* 19(4): 333-350, DOI: 10.1111/j.1502-3885.1990.tb00138.x.
- Krzyszkowski D. 1992. Czwartorzęd Rowu Kleszczowa – litostratygrafia i tektonika. Zarys problematyki na podstawie obserwacji w odkrywcę KWB "Bełchatów". *Acta*

- Universitatis Wratislaviensis 1252, Studia Geograficzne* 54.
- Krzyszowski D. 1998. Stratigraphy and sedimentology of Weichselian deposits at Folwark, Bełchatów outcrop, central Poland. *Quaternary Studies in Poland* 15: 3-26.
- Latałowa M. 2003. Późny vistulian. W: S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska (red.) *Paliнология*. Wyd. Instytutu Botaniki Polskiej Akademii Nauk: 266-273.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20(1): 1-17, DOI: 10.1029/2004PA001071.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Balaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Negendank J.F.W. 2001. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 20(11): 1233-1249, DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00149-9.
- Litt T., Behre K.E., Meyer K.D., Stephan H.J., Wansa S. 2007. Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. *E&G Quaternary Science Journal* 56: 7-65.
- Madeyska T. 1995. Roślinność Polski u schyłku części ostatniego zlodowacenia. *Przegląd Geologiczny* 43(7): 595-599.
- Madeyska T. 1998. Zróżnicowanie roślinności Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia. *Studia Geologica Polonica* 113: 137-180.
- Manikowska B. 1992. Gleby kopalne w osadach z okresu 20 000–8 000 lat BP w Polsce. *Przegląd Geologiczny* 40(10): 598-600.
- Manikowska B. 1996. Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacjalnego w Polsce Środkowej podczas vistulianu. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 373: 97-106.
- Marks L. 2015. Last deglaciation of northern continental Europe. *Cuadernos de Investigación Geografica* 41(2): 279-293, DOI: 10.18172/cig.2698.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.). 2006. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Marks L., Gałązka D., Woronko B. 2016. Climate, environment and stratigraphy of the last Pleistocene glacial stage in Poland. *Quaternary International* 420: 259-271, DOI: 10.1016/j.quaint.2015.07.047.
- Michczyńska D.J., Pazdur A. 2004. Shape analysis of cumulative probability density function of radiocarbon dates set in the study of climate change in the Late Glacial and Holocene. *Radiocarbon* 46(2): 733-744, DOI: 10.1017/S0033822200035773.
- Michczyńska D.J., Michczyński A., Pazdur A. 2007. Frequency distribution of radiocarbon dates as a tool for reconstructing environmental changes. *Radiocarbon* 49(2): 799-806, DOI: 10.1017/S0033822200042673.
- Michczyńska D.J., Dzieduszyńska D.A., Petera-Zganiacz J., Wachecka-Kotkowska L., Krzyszowski D., Wieczorek D., Ludwikowska-Kędzia M., Gębica P., Starkel L. 2022. Climatic oscillations during MIS 3–2 recorded in sets of 14C and OSL dates – A study based on data from Poland. *Radiocarbon*, First View: 1-14, DOI: 10.1017/RDC.2022.69.
- Michczyński A., Michczyńska D.J. 2006. The effect of PDF peaks' height increase during calibration of radiocarbon date sets. *Geochronometria* 25: 1-4.
- Mojski J.E. 2005. Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Moska P., Sokołowski R. J., Zieliński P., Jary Z., Raczyk J., Mroczek P., Szymak A., Krawczyk M., Skurzyński J., Poręba G., Łopuch M., Tudyka K. 2022. An Impact of Short-Term Climate Oscillations in the Late Pleniglacial and Lateglacial Interstadial on Sedimentary Processes and the Pedogenic Record in Central Poland. *Annals of the American Association of Geographers*, DOI: 10.1080/24694452.2022.2094325
- Radiocarbon Database. 2022. *Radiocarbon Sample Information*. Silesian University of Technology, Radiocarbon Laboratory. Online: [http://www.carbon14.pl/IB\\_Grdb/Inform/Gd5772.html](http://www.carbon14.pl/IB_Grdb/Inform/Gd5772.html); [http://www.carbon14.pl/IB\\_Grdb/Inform/Gd1707.4.pl/IB\\_Grdb/Inform/Gd1707.html](http://www.carbon14.pl/IB_Grdb/Inform/Gd1707.4.pl/IB_Grdb/Inform/Gd1707.html); [http://www.carbon14.pl/IB\\_Grdb/Inform/Gd2189.html](http://www.carbon14.pl/IB_Grdb/Inform/Gd2189.html) (data ostatniego dostępu: 12.12.2022).
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Röthlisberger R., Fischer H.,



- Goto-Azuma K., Hansson M.E., Ruth U. 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 111(6): 1-16, DOI: 10.1029/2005JD006079.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J., Winstrup M. 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106: 14-28, DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.09.007.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., Van Der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62(4): 725-757, DOI: 10.1017/RDC.2020.41
- Rinterknecht V.R., Clark P.U., Raisbeck G.M., Yiou F., Bitinas A., Brook E.J., Marks L., Zelčes V., Lunkka J.P., Pavlovskaya I.E., Piotrowski J.A., Raukas A. 2006. The Last Deglaciation of the Southeastern Sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Science* 311(5766): 1449-1452, DOI: 10.1126/science.112070.
- Sokołowski R., Moska P., Zieliński P., Jary Z., Piotrowska N., Raczyk J., Mroczek P., Szymak A., Krawczyk M., Skurzyński J., Poręba G., Łopuch M., Tudyka K. 2022. Reinterpretation of Fluvial–Aeolian Sediments From Last Glacial Termination Classic Type Localities Using High–Resolution Radiocarbon Data From the Polish Part of the European Sand Belt. *Radiocarbon*, First View: DOI: <https://doi.org/10.1017/RDC.2022.37>
- Starkel L., Michczyńska D.J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climato-stratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40(1): 1-21, DOI: 10.2478/s13386-012-0024-2.
- Turkowska K. 1997. Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraglacjalnych na niżu polskim w okresie przejściowym plejstocen–holocen. *Acta Universitatis Lodziansis. Folia Geographica Physica* 1: 67-87.
- Walanus A., Nalepka D. 2010. Calibration of Mangerud's boundaries. *Radiocarbon* 52(4): 1639-1644, DOI: 10.1017/S0033822200056368
- Woronko B., Zielinski P., Sokolowski R.J. 2015. Climate evolution during the Pleniglacial and Late Glacial as recorded in quartz grain morphoscopy of fluvial to aeolian successions of the European Sand Belt. *Geologos* 21(2): 89-103, DOI: 10.1515/logos-2015-0005.
- Zieliński P. 2016. Regionalne i lokalne uwarunkowania późnowistuliańskiej depozycji eolicznej w środkowej części europejskiego pasa piaszczystego. Wyd. Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.

## Summary

Radiocarbon dates of organic sediments, taken from the soil horizon, gyttja, peats, plant remains and mineral-organic sediments – silts and silty-sandy sediments with admixture of organic material – were collected and analysed. Age determinations were made for samples collected over a number of years from the upper part of sediments of the Piaski and Szerokie Formations in the Bełchatów Lignite Open Cast Mine (28 dates) and their surroundings (2 dates) (Fig. 1; Tab. 1).

The organic sediments analysed are mainly associated with the valleys of the Krasówka, Struga Żłobnicka, Świętojanka and Widawka Rivers. They were formed within alluvia (probably fillings of oxbow lakes). Some of the organic deposits were formed in the vicinity of dunes or aeolian covers (mid-dune depressions). During the Late Glacial in this area, aggradation dominated the river valleys. Fluvial processes were accompanied by aeolian processes. A large proportion of aeolian grains is characteristic of the upper part of the profile of the sands formations. Despite the filling of the valleys with fluvio-aeolian sediments, fluvial erosion also occurred in places.

The Folwark 1 and 2 sites in the Struga Żłobnicka River valley yielded 12 age determinations (from  $14\,810 \pm 170$  to  $11\,130 \pm 120$  BP, i.e.  $18\,270$ – $12\,900$  cal BP). In the Widawka valley, the sites Bełchatów 3/88 BM, JG, I/83/JG, II/83/JG, Buczyzna 8, Rogowiec 1 and Wola Grzymalina yielded 12 dates falling in the period  $14\,350 \pm 580$  to  $10\,160 \pm 140$  BP, i.e.  $18\,240$ – $11\,400$  cal BP. In the Kleszczów 3/90 site, only one date of  $11\,460 \pm 120$  BP ( $13\,460$ – $13\,190$  cal BP) related to peat in the Świętojanka River valley. The last two determinations, archived as site unknown and Kuców C-IIa, are dated  $15\,850 \pm 180$  ( $19\,360$ – $18\,930$  cal BP) and  $13\,780 \pm 130$  BP ( $16\,950$ – $16\,520$  cal BP). In the area of the present Szczerców field, the Parchliny-Chabielice site yielded three dates in the Krasówka River valley –  $10\,290 \pm 90$  ( $12\,450$ – $11\,830$  cal BP),  $11\,840 \pm 110$  BP ( $13\,800$ – $13\,520$  cal BP) and  $15\,440 \pm 160$  ( $18\,910$ – $18\,360$  cal BP) (Tab. 1).

Based on the collected dates, so-called PDF (Probability Density Functions) curves were drawn up in the range  $20\,000$ – $11\,000$  cal BP (Fig. 3). The analysis used the shape analysis method of the summed probability density distributions of the calibrated radiocarbon dates (Fig. 3). The position of peaks of the obtained distributions on the time axis is in good agreement with the oxygen curve from the Greenland core NGRIP. There is a clear clustering of dates around the beginning of GI-1, but also around GI-1d, GI-1c2 and GI-1b. This was contributed to by the preferential sampling for dating from locations where changes in sediment lithology were evident (bottom and top of peat layer, soil on mineral deposits, bottom of oxbow fill, etc.). Therefore, the peaks of the obtained distributions should not be linked only to warm periods, but rather to transitions from cold to warm conditions or from warm to cold conditions. Although the dataset analysed is small-scale, the evident clustering of dates makes it possible to identify environmental responses to climate change over several time scales:

- $19\,500$ – $18\,900$  cal BP (peak within GS-2b);
- $17\,800$ – $17\,300$  cal BP (peak at transition GS-2b/GS-2a);
- $16\,800$ – $16\,600$  cal BP (peak located at GS-2a);
- $15\,200$ – $14\,300$  cal BP (peak at GS-2a/GI-1e transition);
- $14\,100$ – $13\,800$  cal BP (peak around GI-1d);
- $13\,600$ – $13\,550$  cal BP (peak around GI-1c2);
- $13\,250$ – $13\,050$  cal BP (peak around GI-1b);
- $12\,500$ – $11\,700$  cal BP (peak around the second half of GS-1)

The resolution of the analyses carried out does not make it possible to determine whether there were delays in the environmental response of the study area in relation to the changes recorded in the Greenlandic core, but any delays must be less than the average uncertainty of the radiocarbon dates analysed, i.e. ~100 years.

The analyses carried out used dates made using conventional techniques, which have relatively large uncertainties. It is probable that including new sites and precise  $^{14}\text{C}$  age determinations by the AMS technique would contribute to a higher resolution of this type of analysis.