

O podziale klimatostratigraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski

Leszek Lindner¹, Leszek Marks^{1,2}



L. Lindner



L. Marks

Climatostratigraphic subdivision of the Pleistocene Middle Polish Complex in Poland.
Prz. Geol., 60: 36–45.

Abstract. The term Middle Polish Complex was introduced by the authors in 2007 as an informal superstage of the younger Middle Pleistocene in Poland. It replaced a previous inconsistent term of Middle Polish Glaciations, composed both of glaciations and interglacials. The Middle Polish Complex comprises deposits of 3 glaciations (Liwiecian, Krznanian and Odranian) and 3 interglacials (Mazovian, Zbójnian and Lublinian). Glacial and lake-marshy deposits of the complex correspond with loess sequences and separating palaeosols. Their common superposition in Poland and recorded palaeomagnetic episodes Emperor, Chagan, Jamaica and Blake of the Brunhes epoch verify a chronology of climatic changes and climatostratigraphic subdivision of the complex. Mutual relation of climate changes and their reference to glacial-interglacial

and loessy-palaeosol cycles in neighbouring countries support usefulness to more specified correlations. Successive interglacials and glaciations of the Middle Polish Complex correspond to rhythmic global climate changes reflected by oxygen isotope stages in deep-sea boreholes (MIS11-6).

Keywords: Pleistocene, Middle Polish Complex, glaciations, interglacials, Poland

Przedstawiona przed laty koncepcja wyróżniania w podziale stratygraficznym plejstocenu Polski czterech kompleksów: preglacjalnego, południowopolskiego, środkowopolskiego i północnopolskiego, z których trzy ostatnie grupują wszystkie zlodowacenia i interglacjały (Ber i in., 2007), skłania autorów do bliższej charakterystyki kompleksu środkowopolskiego, którego osady glacialne zajmują blisko połowę powierzchni naszego kraju (por. Marks i in., 2006).

Nazwa kompleksu środkowopolskiego nawiązuje do jednego z głównych zlodowaceń plejstocenijskich – środkowopolskiego, w czasie którego lądolód skandynawski kilkakrotnie zajął znaczną część środkowej Polski, a jego rozprzestrzenienie wyznaczają wyraźne moreny czołowe (Sawicki, 1922). Kompleks ten obejmuje interglacjał mazowsze oraz następujące po nim zlodowacenia liwiec, krzna i odra, oddzielone interglacjałami zbójno i lublin (Lindner & Marks, 1999, 2008). Włączenie do tego kompleksu interglacjału mazowsze (Ber i in., 2007) wiąże się z faktem, że przejście od warunków interglacialnych do zlodowacenia zachodzi stopniowo, zarówno pod względem klimatu, jak i ewolucji szaty roślinnej oraz sedymentacji (Krupiński, 2000; Nita, 2009).

Zróznicowanie wiekowe osadów kompleksu środkowopolskiego zostanie przedstawione w nawiązaniu do występowania na obszarze Polski osadów morza eemskiego, głównych stanowisk osadów interglacialnych i profilów lessowych oraz zasięgów lądolodów w czasie zlodowaceń (ryc. 1). Z uwagi na potrzebę maksymalnego ograniczenia objętości tekstu oraz większą przejrzystość ilustracji, przy podawaniu wyników datowania metodą termoluminescencji (TL) pominięto wartość błędu labora-

toryjnego wynoszącego $\pm 15\%$ wartości daty oraz skrócono bibliografię.

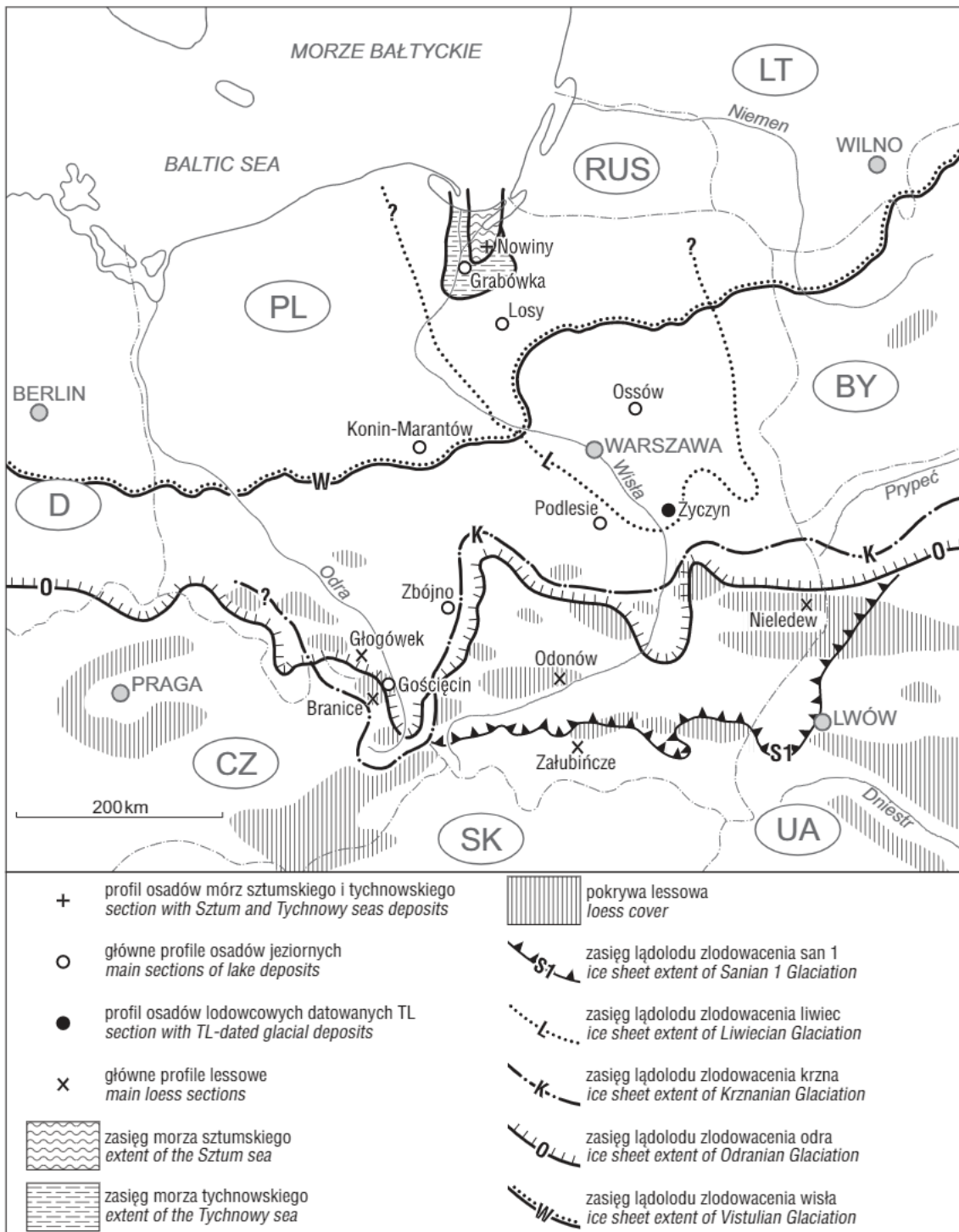
Rozwój poglądów

Kompleks środkowopolski obejmuje młodszą część środkowego plejstocenu następującą po zlodowaceniu san 2 (najmłodsze zlodowacenie kompleksu południowopolskiego) a przed interglacjałem eem (starsza część kompleksu północnopolskiego).

W ujęciu Różyckiego (1961, 1967) interglacjał mazowsze (ryc. 2) odznaczał się czterema wyraźnymi ociepleniami rozdzielonymi trzema ochłodzeniami. Analiza interglacialnych osadów jeziornych i kopalnych serii aluwialnych w dorzeczu środkowej Pilicy wskazała na ich różnowiekowość i powiązanie z odrębnymi cyklami klimatyczno-sedymentacyjnymi. Dwa młodsze miały odpowiadać ochłodzeniom rangi stadialnej, związanym z rozwojem lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego. W ujęciu Rühlego (1973) starsze z tych ochłodzeń (kader) odznaczało się mniejszą rangą od młodszego (krzna), bezpośrednio poprzedzającego maksymalny rozwój ówczesnego lądolodu (ryc. 2) określane przez Różyckiego (1967) jako stadiał radomka. Obaj autorzy stwierdzili, że w rejonie doliny środkowej Wisły wyraźne ocieplenie po maksymalnym rozwoju lądolodu środkowopolskiego, które Różycki (1967) nazwał interstadią pilica, a Rühle (1973) – interstadią wylezin (ryc. 2). Poprzedzały one rozwój lądolodu środkowopolskiego w czasie stadiałów warta, wkra i mława (Różycki, 1967); dwa starsze z nich Rühle (1973) określał odpowiednio jako mazowiecko-podlaski i kujawsko-północnomazowiecki (ryc. 2).

¹Institut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa.

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; leszek.marks@pgi.gov.pl.



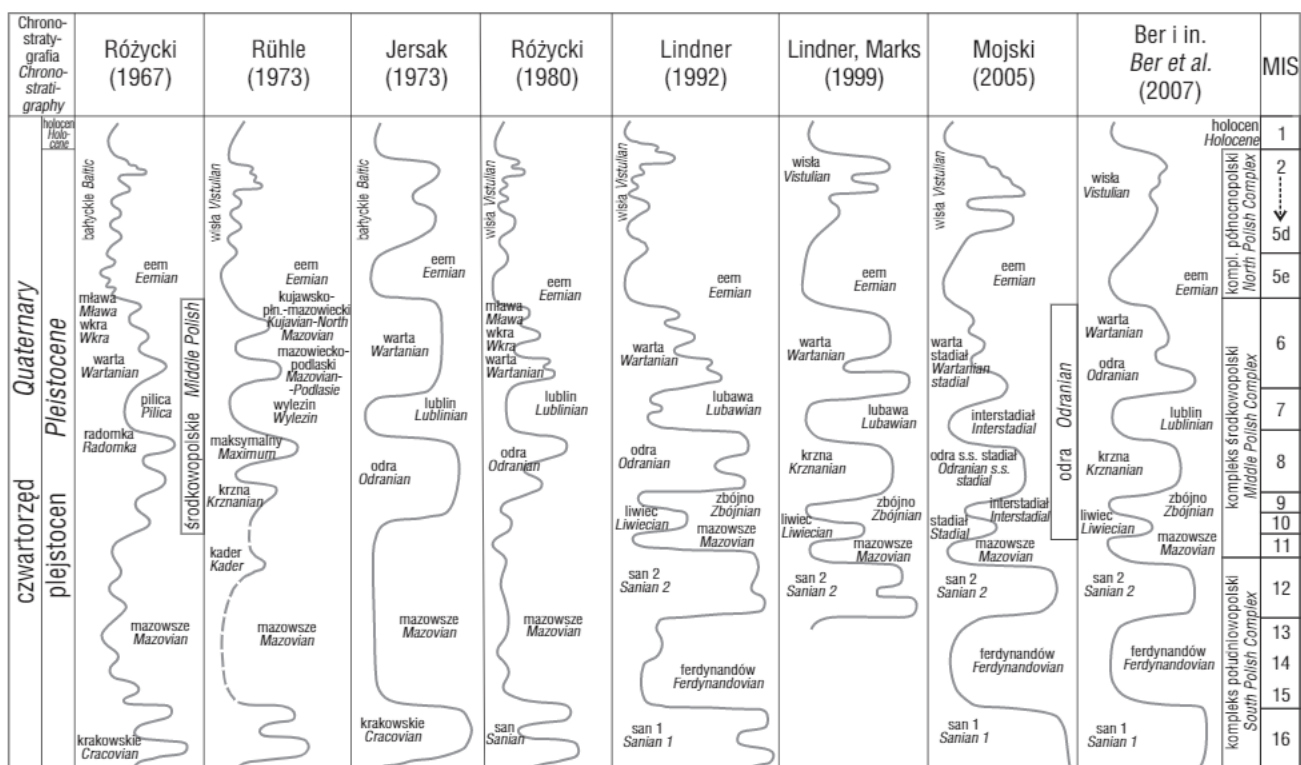
Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny głównych stanowisk osadów kompleksu środkowopolskiego w Polsce omawianych w tekście na tle zasięgów zlodowaceń skandynawskich w plejstocenie

Fig. 1. Location sketch of the main sites with sediments of the Middle Polish Complex in Poland cited in the text; indicated are limits of the Scandinavian ice sheets during Pleistocene

Na Wyżynie Małopolskiej pod śródlessową glebą kopalną typu Nietulisko I z interglacjału eem i początku zlodowacenia wisła występuje starsza, śródlessowa gleba kopalna typu Tomaszów o charakterze interglacialnym (Jersak, 1973). W nawiązaniu do opinii Środonia (1969), że w środkowej Polsce część stanowisk flory kopalnej starszej od eemu reprezentuje interglacjał mazowski, a część interglacjał młodszy (lublin), któremu odpowiada gleba typu Tomaszów, oddzielająca less ochłodzenia odry od lessu ochłodzenia warty (ryc. 2), Różycki (1980)

w pozycji stratygraficznej uprzednio wyróżnionego interstadiału pilica umieścić interglacjał lublin (ryc. 2).

W Dolinie Dolnej Wisły, w Grabówce, Makowska (1977) stwierdziła występowanie interglacialnych osadów jeziornych, rozdzielających gliny zlodowacenia środkowopolskiego, położone pod osadami morskimi interglacjału eem (ryc. 1). Na tej podstawie wyróżniono interglacjał grabówkowy poprzedzający eem (Lindner, 1984), a później za jego odpowiednik wiekowy uznano podglinowe osady jeziorne w stanowisku Losy koło Lubawy (Krupiński



Ryc. 2. Rozwój poglądów na stratygrafię środkowego i młodszego plejstocenu w Polsce w latach 1967–2007; krzywe odzwierciedlają zmiany temperatury (w lewo – cieplej, w prawo – chłodniej); MIS – morskie stadia izotopowe

Fig. 2. Stratigraphy of Middle and Upper Pleistocene in Poland after different authors (1967–2007); curves reflect changing temperatures (left – warm, right – cool); MIS – marine isotope stages

& Marks, 1986). Mimo podobieństwa do interglacjału eem w diagramie pyłkowym osadów w Losach stwierdzono znacznie późniejsze pojawienie się pyłku leszczyny niż lipy, obecność *Azolla* oraz bardzo duży udział pyłku modrzewia i jesionu. Ponadto odrębność gatunkowa okrzemek (Marciniak w: Lindner, 1992) oraz wiek TL w przedziale 273–230 ka BP (Krupiński & Marks, 1986) stały się podstawą nazwania tego ocieplenia interglacjałem lubawa (Lindner, 1992; ryc. 2).

Interglacjałna sukcesja florystyczna, inna niż pozostałych interglacjałów, została stwierdzona w stanowisku osadów jeziornych w Zbójnie w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Lindner & Brykczyńska, 1980). Optimum klimatyczne tego interglacjału, nazwanego interglacjałem zbójno (ryc. 1, 2), wyrażało się dwoma kulminacjami rozwoju graba i leszczyny, znaczną obecnością pyłku olszy oraz gwałtownym rozwojem lipy przy stałej obecności dębu.

Analiza rozpręszczenia glin lodowcowych zlodowaceń środkowopolskich oraz ich relacja do starszych osadów jezioro-bagiennych, lessów i gleb kopalnych (Marks i in., 1995) umożliwiły rewizję wieku i zasięgu lądolodu w tym czasie (Lindner & Marks, 1999). Okazało się, że warciańska glina lodowcowa stanowi bezpośrednie podłoże osadów organicznych i gleb kopalnych z interglacjału eem aż do linii maksymalnego (odrzańskiego) zasięgu zlodowaceń środkowopolskich. Starszą glinę, zidentyfikowaną na znacznym obszarze środkowej Polski i utożsamianą wcześniej (Różycki, 1967) z młodszym, przedmaksymalnym stadiem zlodowacenia odra (ryc. 2) lub (Rühle, 1970) z przedmaksymalnym stadiem krzna tego zlodowacenia, przypisano zlodowaceni krzna (Lindner & Marks, 1999; ryc. 2). Z kolei Mojski (2005) w obrębie

zlodowacenia odra wyróżnił stadia odra s.s., oddzielony interstadiem od stadia warta. Ostatnio wyodrębniono (Ber i in., 2007) starszą transgresję lądolodu zlodowacenia krzna, poprzedzoną interglacjałem lublin, od młodszego zlodowacenia odra wraz jego recesyjnym stadiem warta (ryc. 2).

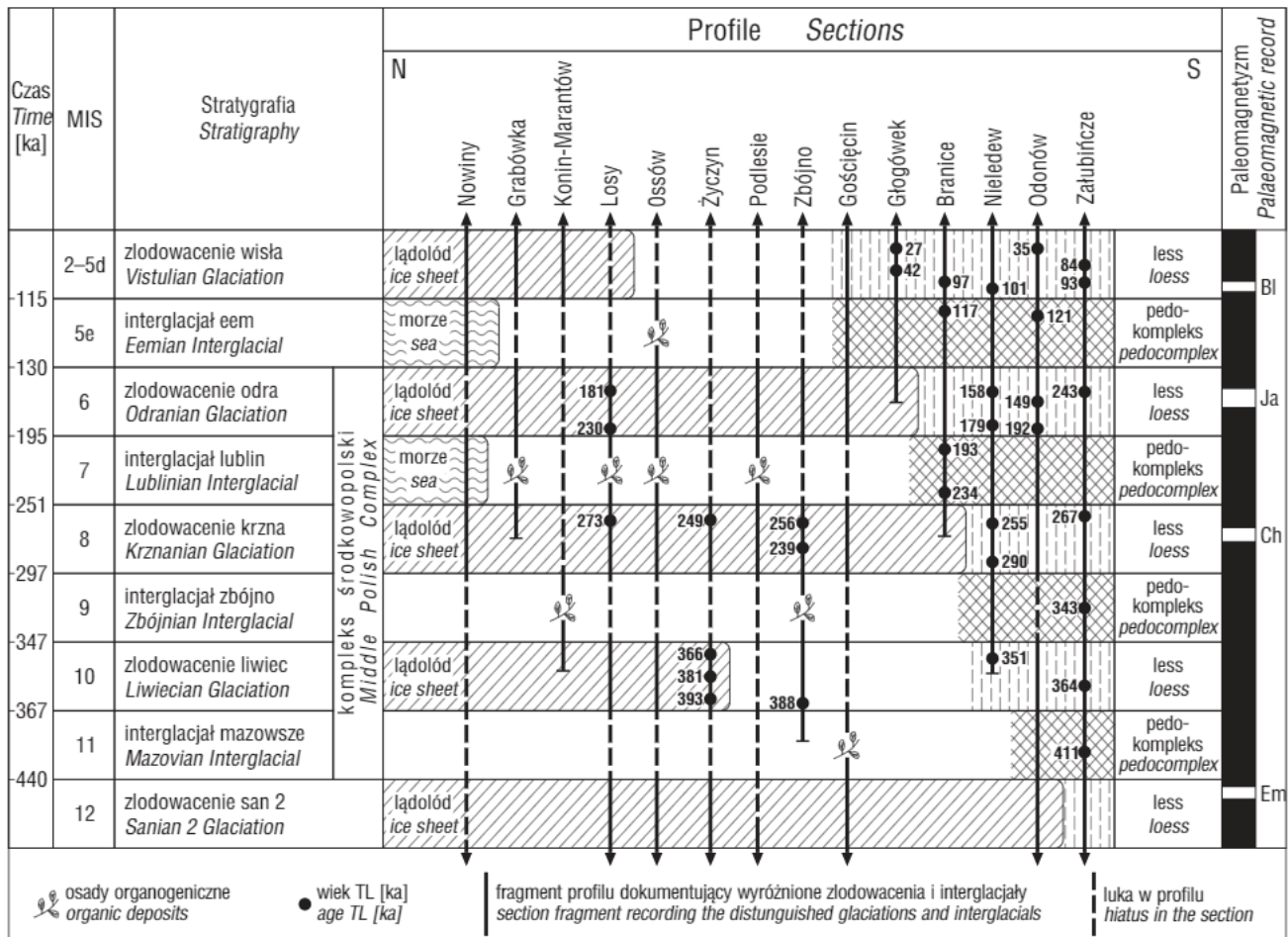
Stan obecny

Kompleks środkowopolski obejmuje interglacjał mazowsze, zlodowacenie liwiec, interglacjał zbójno, zlodowacenie krzna, interglacjał lublin i zlodowacenie odra (Ber i in., 2007).

Interglacjał mazowsze.

Nazwę interglacjał mazowsze (mazowiecki, wielki) wprowadził Szafer (1953) w miejsce wyróżnianego przez niego wcześniej interglacjału Masovien I. Interglacjałne osady organiczne, z sukcesją pyłkową rozpoznaną w Polsce w ponad 100 stanowiskach (Krupiński, 2000; Nita, 2009), oddzielają utwory zlodowacenia san 2 od utworów zlodowacenia liwiec (por. Lindner, 1992). Jednym z klasycznych stanowisk tego interglacjału jest profil w Gościęcinie (Środoń, 1957; ryc. 1), w którym interglacjałne osady jezioro-bagiennie występują na glinie lodowcowej zlodowacenia san 2 i są przykryte dwudzielną gliną lodowcową zlodowaceń krzna i odra, z glebą kopalną i lessem zlodowacenia wisła w stropie (ryc. 2).

Zbadane palinologicznie i diatomologicznie osady jezioro-bagiennie interglacjału mazowsze występują w stanowisku Folwark w Kopalni Węgla Brunatnego Bełchatów (Balwierz i in., 2008) powyżej gliny lodowcowej, korelowanej uprzednio ze zlodowaceniem odra, a więc w analo-



Ryc. 3. Profile głównych stanowisk osadów czwartorzędowych omawiane w tekście; epizody paleomagnetyczne: Em – Emperor, Ch – Chegan, Ja – Jamaica, Bl – Blake; MIS – morskie stadia izotopowe³

Fig. 3. Sections of main Pleistocene sites cited in the text; palaeomagnetic episodes: Em – Emperor, Ch – Chegan, Ja – Jamaica, Bl – Blake; MIS – marine isotope stages³

gicznej sytuacji stratygraficznej do serii Chojny z interstadiału przedwarciańskiego (Krzyszkowski, 1995; Balwierz & Goździk, 2000).

Interglacjał mazowsze wydzielono na podstawie kopalnych serii aluwialnych złożonych z kilku serii żwirowych facji korytowych, nadbudowanych piaskami i madami facji powodziowych w dorzeczu środkowej Wisły (Różycki, 1964). Aluwia tego interglacjału rozpoznano również w środkowej Wielkopolsce (Lindner i in., 1982) oraz w środkowo-wschodniej Polsce i w zachodniej Białorusi (Marks & Pavlovskaya, 2003).

Interglacjał mazowsze reprezentują osady krasowe w Drabach koło Działoszyna (Głazek i in., 1976), gdzie kości niedźwiedzia jaskiniowego datowano metodą FCI/P i kolagenową na 440–320 ka BP. Osady aluwialne tego interglacjału datowano metodą TL na okres 379–369 ka BP w rejonie Płocka i 440–400 ka BP w Sernikach na Wyżynie Lubelskiej. Podobnego wieku są interglacjałne osady jeziorne w stanowisku Ossówka na południowym Podlasiu (Lindner & Marciniak, 1998b; Krupiński, 2000; Nitychoruk i in., 2005). W stanowiskach na południowym Podlasiu

(m.in. Lindner i in., 1991) i w północnej części Polesia Lubelskiego (m.in. Szymanek i in., 2005) stwierdzono liczne szczątki ślimaków *Lithoglyphus jahni* i *Viviparus diluvianus*, dzięki którym określono wiek osadów jako nie młodsze od interglacjału mazowsze. W profilach les-sowych interglacjał mazowsze reprezentują gleby kopalne na Wyżynie Lubelskiej i w Kotlinie Sąddeckiej (Butrym & Zuchiewicz, 1985; Maruszczak, 1991; Dolecki, 1995, 2002), m.in. gleba płowa w Nieledwi (ryc. 1, 3). W profilu Załużycze (ryc. 1, 3) gleba jest rozwinięta na lessie z okresu złodowacenia san 2, z zachowanym epizodem paleo-magnetycznym Emperor (Nawrocki & Wójcik, 1995).

Na interglacjał mazowsze, a zwłaszcza na ówczesne założenia dolinne, istotne wpływ miały zjawiska neotektoniczne i obecność morza holsztyńskiego. Pra-Warta wpadała do zatoki tego morza na zachód od Berlina, natomiast pra-Wisła płynęła do zatoki morskiej w rejonie Gdańska i Kaliningradu (Lindner i in., 1982; Makowska, 1986).

Osady jeziorno-bagiennie interglacjału mazowsze w Polsce (tab. 1) odpowiadają analogicznym osadom interglacjału aleksandria na Białorusi i interglacjału lichwin

³Najnowsza wersja korelacji epizodów paleomagnetycznych i morskich stadiów izotopowych oraz ich kalibracja chrono-stratygraficzna są dostępne na stronie internetowej <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/> Current version of correlation between palaeomagnetic episodes and marine isotope stages and their chronostratigraphic calibration are available at the web page <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk>.

Tab. 1. Korelacja zlodowaceń i interglacjalów kompleksu środkowopolskiego w Polsce z ich odpowiednikami w Niemczech oraz na Białorusi i Ukrainie**Table 1.** Correlation of glaciation and interglacials of the Middle Polish Complex in Poland with their equivalents in Germany, Belarus and Ukraine

Czas Time [ka]	Paleomagnetyzm Paleomagnetism	Stratygrafia Stratigraphy	Kompleks Complex	Niemcy Germany	Polska Poland	Ukraina Ukraine	Białoruś Belarus	MIS
		plejstocen górny Upper Pleistocene	północnopolski North Polish	eem <i>Eemian</i>	eem <i>Eemian</i>	priluki <i>Pryluky</i>	murawa <i>Muravian</i>	5
130	Brunhes	plejstocen środkowy Middle Pleistocene	środkowopolski Middle Polish	drenthe (+warthe) <i>Drenthe (+Warthe)</i>	odra (odra + warta) <i>Odranian (Odranian + Wartanian)</i>	tiasmin – dnierpr 2 <i>Tyasmin – Dnieperian 2</i>	prypeć (dnierpr + soż) <i>Prypiat' (Dnieperian + Sozhian)</i>	6
				röpersdorf – schöningen <i>Röpersdorf – Schöningen</i>	lublin <i>Lublinian</i>	kajdaki <i>Kaydaky</i>	7	
				soława 1 <i>Saale 1</i>	krzna <i>Krznanian</i>	dnierpr 1 <i>Dnieperian 1</i>	8	
				dömnitz – reinsdorf <i>Dömnitz – Reinsdorf</i>	zbójno <i>Zbójnian</i>	łuck – potagajłówka <i>Lutsk – Potagylivka</i>	9	
				fuhne <i>Fuhne</i>	liwiec <i>Liwiecian</i>	orel <i>Orel</i>	10	
				holsztyn <i>Holsteinian</i>	mazowsze <i>Mazovian</i>	sokal – lichwin <i>Sokal – Likhvinian</i>	aleksandria <i>Alexandrian</i>	11
420			południowopolski South Polish	elstera <i>Elsterian</i>	san 2 <i>Sanian 2</i>	krুকienice – oka <i>Krukienice – Okian</i>	berezyna <i>Berezinian</i>	12

MIS – morskie stadia izotopowe / *marine isotope stages*

w Rosji oraz na Ukrainie, w lessach zachodniej Ukrainy – sokalskiej glebie kopalnej (Lindner, 1992), a w Niemczech – osadom morskim i jeziorno-bagiennym interglacjalu holsztyn (Cepek, 1986).

Zlodowacenie liwiec.

Nazwę tego zlodowacenia wprowadził Lindner (1984) dla osadów, które wcześniej Rühle (1955) uznał za poziom górny (Glütsch) w aluwjach interglacjalu mazowieckiego *sensu lato*, a Różycki (1972) za dowód obecności lądolodu skandynawskiego w czasie starszego, przedmaksymalnego stadia zlodowacenia środkowopolskiego (ryc. 1, 2). Zlodowacenie to sięgało (Lindner, 1984, 1992) aż po rejon ujścia Wieprza do Wisły, gdzie osady lodowcowe są datowane metodą TL na okres 393–366 ka BP w profilu Życzyn (Żarski, 1994).

Głównym argumentem na podniesienie rangi nasunięcia tego lądolodu była sytuacja geologiczna stanowiska flory interglacjalnej w Zbójnie koło Przedborza (Lindner & Bryczyńska, 1980) oraz gliny lodowcowej stadia przedmaksymalnego w rejonie Wyszkowa (por. Straszewska, 1968) i jej relacja do wyróżnianych wówczas cykli sedymentacyjnych w aluwjach interglacjalu mazowieckiego *sensu lato* na południe od Warszawy (por. Różycki, 1972). Gлина ta zajął się z łożami warwowymi i mułkami datowanymi metodą TL na 388 ka BP (ryc. 3; Prószyński w: Lind-

ner & Bryczyńska, 1980), utworzonymi w tzw. zastoisku dolnej Pilicy, wiązonym (Różycki, 1967) z przedmaksymalnym stadiem zlodowacenia odra. Takie osady zastoiskowe podścielają osady organiczne w Zbójnie, a jednocześnie przykrywają osady organiczne interglacjalu mazowsze w pobliskim Sewerynowie (por. Jurkiewiczowa & Mamakowa, 1960; Marks i in., 1995). Rozprzestrzenienie gliny zlodowacenia liwiec (por. Lisicki, 2003) wskazuje na lądolód z kilkoma rozległymi łobami w północno-wschodniej Polsce (por. Lindner & Semil, 2007).

Ze zlodowaceniem liwiec wiąże się akumulacja tzw. najstarszych lessów nadmorenowych (LN w symbolice Maruszczaka, 1985), znanych z Wyżyny Lubelskiej (Dolecki, 2002). W stratotypowym profilu Nieledeu (ryc. 1, 3) datowano je metodą TL na 351 ka BP (Maruszczak, 1991), a w profilu Załubińcze w Kotlinie Sąddeckiej na około 364 ka BP (Butrym & Zuchiewicz, 1985). Stwierdzono je także w sąsiedztwie niektórych podglinowych zbiorników zastoiskowych w zachodniej części regionu świętokrzyskiego (Lindner, 1992).

Odpowiednikami wiekowymi zlodowacenia liwiec jest ochłodzenie fuhne w Niemczech, któremu odpowiadają zimnolubna flora w mułkach profilu Pritzwalk ponad osadami morskimi holsztynu (Cepek, 1986), a także less oddzielający sokalską i łucką glebę kopalną w zachodniej Ukrainie (Lindner i in., 1998; tab. 1).

Interglacjał zbójno.

Nazwę interglacjał zbójno wprowadził Lindner (1984) dla ocieplenia po zlodowaceniu liwiec, a jego osady udokumentowano w stanowisku Zbójno (ryc. 1, 3), 20 km na północny wschód od Przedborza w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Osady jeziorno-bagiennie o miąższości 1,5 m w wierceniu Zbójno 7 (Jurkiewiczowa, 1968) są przykryte cienką (0,5 m) warstwą gliny lodowcowej zlodowacenia krzna, wyżej leżącymi mułkami i piaskami wodnolodowcowymi (2 m) i gliną lodowcową zlodowacenia odra w profilu Turowice.

Osady jeziorno-bagiennie z profilu Zbójno opracowano palinologicznie i początkowo zakwalifikowano je do interstadiału zbójno, pomiędzy stadiąłem liwiec a stadiąłem krzna w zlodowaceniu odra (Lindner & Brykczyńska, 1980). Późniejsza analiza sukcesji pyłkowej umożliwiła podniesienie rangi klimatostratygraficznej do interglacjału. Tym samym stadiał liwiec przemianowano na zlodowacenie liwiec (Lindner, 1984, 1988), natomiast stadiał krzna uznano początkowo za zlodowacenie odra (Lindner, 1984), a później za zlodowacenie krzna (Lindner & Marks, 1999; Lindner i in., 2004).

Sukcesja palinologiczna interglacjału zbójno różni się od obrazu florystycznego innych interglacjałów w plejstocenie Polski (Lindner & Brykczyńska, 1980). Stwierdzono podobieństwo do spektrum pyłkowego osadów organicznych ze stanowiska Konin-Marantów, zaliczanego wcześniej do interstadiału brørup (por. Borówko-Dłużakowa, 1967). Do interglacjału zbójno zaliczono także osady organogeniczne w Raczkach Wielkich (Woźniak, 1989) i Zbuczynie (Kuszell, 1998). Na podstawie datowania metodą TL osady organiczne ze Zbójna uznano za młodsze niż 388 ka BP (Lindner & Brykczyńska, 1980) i starsze niż 256–236 ka BP (Lindner & Marciniak, 1998a). W 1993 roku w rejonie stanowiska Zbójno wykonano trzy otwory wiertnicze o głębokości 5,5–6,5 m. W dwóch z nich natrafiono na osady jeziorno-bagiennie, a wyniki analizy pyłkowej tych osadów (K. Binka – materiały niepublikowane) w dużym stopniu potwierdziły wcześniej rozpoznany obraz florystyczny, ponadto stwierdzono obecność *Larix*, *Juglans* i *Artemisia* w poopyrtymalnej części interglacjału. Na podstawie nowej interpretacji (Bińka, 2010) wcześniej uzyskanych wyników badań palinologicznych wymienionych osadów jeziorno-bagiennych cytowany autor skłonny jest uznać je za odpowiadające interglacjałowi eem.

Z interglacjałem zbójno wiąże się rozwój sieci rzecznej w dorzeczu środkowej Wisły, reprezentowanej przez aluwia najmłodszego cyklu sedymentacyjnego interglacjału wielkiego w rozumieniu Różyckiego (1964). W przelomie Wisły przez wyżyny południowopolskie, w kopalnych dolinach Wieprza i Pilicy oraz ich dopływów aluwia te są zbudowane z serii zwirowo-piaszczystej, nadbudowanej osadami powodziowymi lub zastoiskowymi bezpośrednio podścielającymi gliną lodowcową, dawniej uznawaną za odpowiednik zlodowacenia odra (Pozaryski i in., 1994), a ostatnio za odpowiednik zlodowacenia krzna (Lindner, 2005). W profilu Wąchock nad Kamienną osady rzeczne interglacjału zbójno datowano metodą TL na 352 ka BP (Lindner & Prószyński, 1979).

Na Wyżynie Lubelskiej (m.in. w Nieleddwi) interglacjałowi zbójno odpowiada gleba pseudobielicowa (GJ3a) datowana metodą TL na 367 ka BP, przykryta lessem datowanym na 290–255 ka BP (ryc. 1, 3), wcześniej zaliczana przez Maruszczaka (1985) do interglacjału mazowsze. W Kolonii Zadębce glebę tego wieku datowano na 327–

–312 ka BP (Dolecki, 2002), a w profilu Załubińcze (ryc. 3) na 343 ka BP (Butrym & Zuchiewicz, 1985).

Porównanie sytuacji geologicznej występowania osadów interglacjału holsztyn ociepleń na obszarze Niemiec (Cepek, 1967; Erd, 1978; Urban, 1995) i Francji (de Beaulieu & Reille, 1995) pozwala na korelację z ociepleniami wacken, dömnitz, reinsdorf i landos (Lindner & Marciniak, 1998a). Na Równinie Rosyjskiej w tej pozycji stratygraficznej znajduje się interglacjał czekaliński (Bolikhovskaya & Molodkov, 2002). W profilach lessowych zachodniej Ukrainy jego odpowiednikiem jest gleba kopalna poziomu łuck, a w środkowej i południowej Ukrainie gleba kopalna poziomu potagajłówka (Lindner i in., 2004).

Zlodowacenie krzna.

We wcześniejszych naszych pracach (Lindner, 1992; Marks, 2000) zlodowacenie to było nazywane zlodowaceniem odra, a jeszcze wcześniej stadiąłem odra (radomka, maksymalny) zlodowacenia środkowopolskiego (m.in. Różycki, 1967; Rühle, 1970, 1973; Lindner, 1971; Mojski, 1993, 2005). Nowe spojrzenie na chronostratygrafię środkowopolejstoczeńskich osadów jeziorno-bagiennych, lessów i gleb kopalnych w Polsce (Marks i in., 1995) oraz na rozprzestrzenienie glin lodowcowych umożliwiły uznanie młodszego, przedmaksymalnego stadiału zlodowacenia środkowopolskiego (krzna w rozumieniu Rühlego, 1970) za odrębne zlodowacenie krzna (Lindner & Marks, 1999; Lindner, 2005), młodsze od zlodowacenia liwiec i starsze od zlodowacenia odra z jego stadiąłem recesyjnym warta (Ber i in., 2007).

W czasie zlodowacenia krzna łądolód dotarł do północnego przedpola Wyżyny Małopolskiej i Wyżyny Lubelskiej oraz do przedpola Sudetów (ryc. 1). Pozostawił dwie gliny lodowcowe (por. Lisicki, 2003) – dolną, wyznaczającą przednio zasięg stadiału przedmaksymalnego i ograniczoną do północno-wschodniej Polski, oraz górną, stadiału maksymalnego sięgającego po dolinę dolnej Kamiennej. W dorzeczu Odry łądolód dotarł do Rowu Kleszczowa, gdzie pozostawił najniższy z trzech pokładów glin lodowcowych przykrywających osady organiczne w rejonie Folwarku, a także starsze gliny lodowcowe Wzgórz Ostrzeszowskich i Wzgórz Trzebnickich (Markiewicz & Winnicki, 1997; Winnicki, 1997). Lokalna dwudzielność glin lodowcowych na południowy zachód od Wrocławia (Krzyszowski, 2001) oraz trzy prawdopodobne jednostki stadialne w kompleksie środkowopolskim dorzecza dolnej Warty (Kozłowska, 1982) sugerują odrębność glin lodowcowych zlodowacenia krzna również w dorzeczu środkowej i dolnej Odry.

W profilach lessowych południowej i zachodniej Polski zlodowaceniu krzna odpowiadają powszechnie zachowane lessy starsze dolne (LSd) z wyraźną trójdzielnością stadialną, dotychczas utożsamiane ze zlodowaceniem odra. Występują na Wyżynie Lubelskiej, m.in. w odślonięciach w Nieleddwi, Łopatkach i Orzechowcach (Maruszczak, 1991, 2001), na Wyżynie Miechowskiej (Jersak, 1973), m.in. w Odonowie (ryc. 1, 3). W Załubińcu w Kotlinie Sądeckiej stwierdzono w nich epizod paleomagnetyczny Chegan = Biwa II (Nawrocki & Wójcik, 1995; Nawrocki & Sienicka-Chmielewska, 1996) i datowano je metodą TL na 267 ka BP (Butrym & Zuchiewicz, 1985). Lessy zlodowacenia krzna osiągają miąższość do kilkunastu metrów, szczególnie na północ od Hrubieszowa (Dolecki, 2002).

W niektórych polskich stanowiskach lessowych (m.in. w Nieleddwi) ze zlodowaczeniem krzna związane są najstarsze śródlasowe struktury peryglacialne, wskazujące na kongliflukcję i przemiaranie gruntu. W Górach Świętokrzyskich spowodowało to rozwój spływów zwietrzelin gliniasto-gruzowych (Lindner & Bogucki, 2002).

Zlodowacenie krzna można korelować (tab. 1) ze starszą częścią zlodowacenia soława w Niemczech (por. Cepek, 1986) oraz ze starszą częścią zlodowacenia dnierp (dnierp 1) na Ukrainie (por. Lindner i in., 2004; Lindner, 2005), gdzie w osadach lodowcowych i lessach jest zachowany epizod paleomagnetyczny Chegan.

Interglacja lublin (lubawa).

Interglacja ten został wprowadzony do literatury przez Jersaka (1973), choć już wcześniej nazwy interglacja lubelski użył Środoń (1969) dla młodszych flor tzw. interglacja wielkiego w rozumieniu Różyckiego (1964). Zdaniem Jersaka (1973) podczas tego interglacja utworzył się kompleks glebowy typu Tomaszów, oddzielający na obszarze Polski lessy starsze dolne od lessów starszych górnych, lub gleba typu interglacialnego GI2 z nałożoną na nią glebą interstadialną Gi/GJ2 (Maruszczak, 1991). Część interglacialną tego kompleksu tworzą poziomy genetyczne A1, A3 i B gleby płowej, powstałej pod zespołem leśnym w długim i ciepłym okresie. Młodsza, interstadialna część kompleksu reprezentuje fazę leśno-stepową (darniowo-czarnoziemną), która rozwijała się (Maruszczak, 1991) przez nakładanie mięjszych warstw humusowych w młodszym zlodowaceniu, przy dość silnie rozwiniętej zmarzlinie sezonowej.

Ten kompleks glebowy oddziela lessy starsze dolne od starszych górnych i występuje na wyżynach Lubelskiej (Nieleddew: ryc. 1, 3), Kielecko-Sandomierskiej i Miechowskiej (Odonów: ryc. 1, 3). Datowania metodą TL wskazują, że jest on młodszy niż 246 ka BP i starszy niż 210 ka BP (Dolecki, 2002). Na Płaskowyżu Głubczyckim kompleks glebowy typu Tomaszów powstał na glinie lodowcowej zlodowacenia krzna (Branice: ryc. 1, 3) i jest przykryty lessem młodszy (Jersak, 1991; Jary & Kida, 1993). W utworach lessowych Kotliny Sąddeckiej (stanowisko Załubińcze: ryc. 1, 3) odpowiada mu sedyment glebowy (Sg) datowany metodą TL na 267 ka BP i przykryty lessem z epizodem paleomagnetycznym Jamaica = Biwa I (Nawrocki & Wójcik, 1995).

Po odkryciu i opracowaniu palinologicznym interglacialnych osadów jeziornych w Losach koło Lubawy (Krupiński & Marks, 1986) interglacja ten nazwano interglacją lubawa (Lindner, 1992) i ustanowiono go w miejsce interglacja grabówka (Lindner, 1984) wyróżnionego w Dolinie Dolnej Wisły (por. Makowska, 1977). Interglacialne osady jeziorne w Losach występują w strefie deformacji glaciektonicznych na południowo-zachodnim skłonie garbu lubawskiego. Znajdują się one pomiędzy piaskami datowanymi metodą TL na 273 ka i 230 ka BP i pod gliną lodowcową datowaną na 181 ka BP (Krupiński & Marks, 1986). W nowym opracowaniu palinologicznym tego stanowiska (Gałązka i in., 2006) stwierdzono (Granoszewski, 2006), że rozwój flory odpowiada „stratotypowej dla interglacja losy (interglacja lubawski) sukcesji pyłkowej pochodzącej z tego stanowiska, opracowanego szczegółowo wcześniej metodą analizy pyłkowej przez Krupińskiego” (Krupiński & Marks, 1986). Tym samym nie ma obecnie wystarczających argumentów za rezygnacją ze stanowiska Losy jako wzorcowego dla interglacja lubawa,

mimo że we wszystkich diagramach z tego stanowiska brak w stropie w pełni rozwiniętego optimum interglacialnego i „zamknięcia” sukcesji florystycznej ochłodzeniem odpowiadającym młodszemu zlodowaceniu. Jest to spowodowane występowaniem ponad serią jeziorną wyraźnej przerwy sedymentacyjnej, wyrażonej silnym zwietrzaniem stropu kredy jeziornej, a później jej erozją przez wody roztopowe podczas następnego zlodowacenia.

Ostatnio problematyka wieku sukcesji florystycznej z Losów stała się przedmiotem szerszej dyskusji naukowej (por. Lindner, 2008), również w świetle wyników badań palinologicznych Krupińskiego (2010) dwóch serii osadów organicznych występujących w superpozycji w profilu Ossów na wschód od Warszawy (ryc. 1, 3). Seria górna, położona pod łałami warwowymi tzw. zastoiska warszawskiego, reprezentuje osady interglacja eem (Borówko-Dłużakowa w: Sarnačka, 1992), natomiast dolna, oddzielona od górnej gliną lodowcową, ma według Krupińskiego (2010) „cechy charakteryzujące osady z Losów koło Lubawy”. Fakt ten zdaje się ostatecznie przesądzać przedeemski wiek osadów interglacialnych z Losów i dolnej serii osadów z Ossowa, najprawdopodobniej w pozycji pomiędzy glinami zlodowaceń krzna i odra. W tym położeniu stratygraficznym winny znajdować się również osady organiczne z Podlesia (ryc. 1, 3) koło Wyśmierzyc nad Pilicą (Jurkiewiczowa i in., 1973; Lindner, 2008), a nie można wykluczyć, że również starsze od eemu osady tzw. morza sztumskiego (ryc. 1, 3) w Dolinie Dolnej Wisły (Makowska, 2009), datowane metodą TL na 217 ka BP (Prószyński w: Makowska, 1986).

Na marginesie dyskusji na temat wieku osadów z Losów i Ossowa należy zaznaczyć, że podobną sukcesję pyłkową i podobne położenie stratygraficzne mają także stanowiska osadów jeziornych w Röpersdorf i Schöningen w Niemczech (Erd, 1987; Urban, 1995; tab. 1) oraz Snaigupélé na Litwie (Kondratienė, 1996).

Zlodowacenie odra.

Jest ostatnim zlodowaceniem w kompleksie środkowopolskim, z maksymalnym rozprzestrzenieniem w czasie stadiała odra oraz ze stadiałami recesyjnymi warta, wkra i mławka (por. Lindner, 2005). W czasie tego zlodowacenia, które Sawicki (1922) traktował jako maksymalne rozmieszczenie tzw. środkowopolskiej moreny czołowej, łałód skandynawski dotarł do Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Małopolskiej oraz do Sudetów (por. Marks i in., 2006). Nie wkroczył do Kotliny Kłodzkiej, jak dawniej sądzono (por. Lindner & Marks, 1995), natomiast dotarł do Gór Sowich, a jego loby występowały w dolinach Kaczawy, Bobru i Nysy Łużyckiej w Sudetach Zachodnich, z maksymalnym zasięgiem w Czechach.

Czoło łałodu w czasie maksymalnego zasięgu, określonego jako stadiał radomka (Różycki, 1972) lub stadiał kamienna (Lindner, 1992), dotarło w środkowej Polsce do wysokości 280–330 m n.p.m. (Lindner, 2005), a w Sudetach do 300–500 m n.p.m. (Szponar, 1986). Liczba glin lodowcowych tego łałodu rośnie ku północy i z reguły przykrywają one utwory zastoiskowe z anaglacjalnej części zlodowacenia oraz osady jeziorno-bagienne starszych interglacjałów. Wyniki datowania metodą TL osadów piaszczystych podścielających gliny lodowcowe tego zlodowacenia w rejonie Bełchatowa i północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Lindner & Fedorowicz, 1996) pozwalają przypuszczać, że maksymalny zasięg ówczesnego łałodu nastąpił wcześniej niż 200–210 ka BP.

Z tym stadiąłem związane są najniższy (LSg 4) i wyższy (LSg 3) poziom lessów starszych górnych na Wyżynie Lubelskiej (Maruszczak, 1991; Dolecki, 2002) oraz najstarsze w tych lessach struktury kriogeniczne, a być może również początkowa faza rozwoju gliniasto-gruzowych spływów kongeliflukcyjnych w regionie świętokrzyskim (Lindner & Bogucki, 2002).

Zanik łądolodu zlodowacenia odra miał charakter oscylacyjny. W dorzeczu Wisły wyrażał się formowaniem moren czołowych faz wieniawy i odrzywołu w rozumieniu Różyckiego (1972), a w dorzeczu Odry – faz nyskiej i oławskiej (Szponar, 1986). Podczas pierwszego interstadiału (kamienna/warta) tego zlodowacenia doszło do odsłonięcia spod lodu północnego przedpoła Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Małopolskiej, a także strefy przedgórskiej Sudeców oraz całego dorzecza górnej Odry w pasie o szerokości 150–200 km. To ocieplenie jest wyrażone w lessach Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Małopolskiej poziomem wietrzeniowo-glebowym (sg-Gi) i/lub inicjalnej pedogenezy (g-sg) w rozumieniu Maruszczaka (1991), datowanej odpowiednio na okresy 210–190 ka BP i 180–175 ka BP.

W czasie pierwszego stadiału pomaksymalnego (warty, mazowiecko-podlaskiego), dawniej określanego jako zlodowacenie warta (por. Lindner, 2005), łądolód dotarł w dorzeczu Wisły do strefy działu wodnego między dorzecziami dolnego Bugu oraz Krzny i środkowego Wieprza, obejmując swym zasięgiem jego ujście do Wisły. Osiągnął obecną dolinę dolnej Pilicy i przekroczył ją nieznacznie w rejonie ujścia do Wisły. Dalej ku zachodowi utworzył łob w dorzeczu Widawki oraz strefę czołowomorenową wzgórz Ostrzeszowskich, Trzebnickich i Dalkowskich oraz Łuku Mużakowa (Krygowski, 1972). Pozostawił odrębny, miejscami dwudzielny pokład gliny lodowcowej, a w strefie wspomnianych wzgórz wyraźne deformacje głacictoniczne (m.in. Markiewicz & Winnicki, 1997; Winnicki, 1997).

W profilach lessowych stadiału warta jest wyrażony odrębnym poziomem lessowym (LSg 2) z zachowanymi strukturami kriogenicznymi, a w Górach Świętokrzyskich – środkową fazą gliniasto-gruzowych spływów kongeliflukcyjnych (Lindner & Bogucki, 2002). Z tym stadiąłem wiąże się główna sedimentacja lessowa, opisywana także z profili Płaskowyżu Głubczyckiego (Jary, 1996; Badura i in., 2001). W Kotlinie Sądeckiej (Załuźnicze: ryc. 1, 3) nastąpiła akumulacja lessu datowanego metodą TL na 243 ka BP, a na Wyżynie Miechowskiej (Odonów: ryc. 1, 3) – lessu datowanego na 192 ka i 149 ka BP, w których zidentyfikowano epizod paleomagnetyczny Jamaica (Nawrocki & Wójcik, 1995; Nawrocki & Siennicka-Chmielewska, 1996).

Kolejne ocieplenie określano jako interstadiały bużański (bugo-narwi według Różyckiego, 1972), w którym spod lodu odsłonięty był pas o szerokości 100–200 km, z równoleżnikowym odpływem dolinnym ku zachodowi, udukuwentowanym przez kopalne aluwia w dolinie dolnego Bugu (Straszewska, 1968) i północnej części Kotliny Warszawskiej (Baraniecka, 1974; Nowak, 1974). W profilach lessowych Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Małopolskiej oraz Pogórza Karpackiego i Kotliny Sądeckiej interstadiałowi odpowiada najmłodszy poziom inicjalnej pedogenezy (g-sg) w obrębie tzw. lessów starszych górnych.

Młodsze ochłodzenie zlodowacenia odra zwano stadiąłem wkra (Różycki, 1972) lub północnomazowieckim, kiedy transgredujący łądolód miał zabarykadować od północy rzeki dorzecza środkowej Wisły i utworzyć w widłach Wisły, Bugu, Wkry i Bzury zastoisko (był to starszy etap

formowania tzw. zastoiska warszawskiego). Iły warwowe tego zastoiska są jedynie bardzo lokalnie i nieznacznie w północnej krawędzi Kotliny Warszawskiej przykryte gliną lodowcową stadiału wkra. Na tarasie błońskim w dolinie Wisły leżą na nich niewielkie płyty osadów lodowcowych i wodnolodowcowych tego stadiału (Różycki, 1972). W tym czasie w obrębie lessów starszych górnych Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Miechowskiej, Płaskowyżu Głubczyckiego i Pogórza Karpackiego nastąpiła akumulacja najmłodszych pokładów lessu (LSg 1).

Kolejne ocieplenie to interstadiały regimin w rozumieniu Michalskiej (1961) i Różyckiego (1972), kiedy na północnym Mazowszu powstał system dolinny, którego akumulację kończą serie sandrowa i zastoiskowa wskutek wkraczania łądolodu stadiału mławy (mławki). Poza odrębnym pokładem gliny lodowcowej stadiał ten wyróżnia się w strefie maksymalnego zasięgu łądolodu obecnością szczególnie dużych nagromadzeń piasków i żwirów z głazami, budujących potężne wzgórza moren czołowych koło Mławy, na południe od Łomży oraz na północny wschód od Białegostoku (Lindner & Semil, 2007). W wielu przypadkach sprawiają one wrażenie stosunkowo młodych form glacialnych, co prowokowało dyskusję, czy przypadkiem osady te nie powstały w czasie ostatniego zlodowacenia (wisła). Tę możliwość wykluczają jednak stanowiska osadów jezioro-bagiennych interglacjału eem zachowane na osadach tego stadiału.

Zlodowacenie odra odpowiada na terenie Niemiec zlodowaceniu drenthe (ze stadiąłem warthe) w obrębie kompleksu saale (por. Cepek, 1986; Eissmann, 1990). Na obszarze Białorusi zlodowacenie to należy korelować ze zlodowaceniem prypec (Matveyev, 1995; Marks & Pavlovskaya, 2006), na Ukrainie ze zlodowaceniem dnier 2 (Gozhik, 1995), a na Równinie Rosyjskiej ze zlodowaceniem dnierprowskim (Wieliczko & Szyk, 2001).

Uwagi końcowe

W szczegółowej charakterystyce kompleksu środkowopolskiego przedstawiono prawidłowości i zasady jego podziału na główne jednostki glacialne (zlodowacenia) i interglacialne w Polsce. Jest to wynik wieloletnich prac badawczych prowadzonych przez autorów, dotyczących rozprzestrzenienia łądolodów skandynawskich w czasie zlodowaceń środkowopolskich (liwiec, krzna i odra), wieku osadów interglacialnych (zbójno, lublin = lubawa) oddzielających te zlodowacenia oraz interglacjału mazowsze stanowiącego najstarszą jednostkę kompleksu środkowopolskiego. Przedstawiona charakterystyka nawiązuje ściśle do wyników badań lessów i rozdzielających je gleb kopalnych w Polsce, w których zapisany jest pełny rytm zmian klimatycznych, dzięki czemu możliwa jest weryfikacja zmian glacialno-interglacialnych.

Możliwość wzajemnego powiązania zmian klimatycznych w odniesieniu do wcześniejszej korelacji cykli glacialno-interglacialnych i lessowo-glebowych w Polsce i na Ukrainie (Lindner i in., 2002) pozwala uznać z dużym prawdopodobieństwem, że przedstawiona charakterystyka plejstocenijskiego kompleksu środkowopolskiego może posłużyć do dalszych korelacji i nawiązań. Następstwo cykli glacialno-interglacialnych i lessowo-glebowych odpowiada globalnemu rytmowi zmian klimatycznych wyrażonemu stadiami izotopów tlenu w osadach głębokomorskich (tab. 1, ryc. 2, 3). Stwierdzone w lessach polskich epizody paleomagnetyczne (Emperor, Chagan, Jamaica i Blake:

ryc. 3), zachowane w obrębie chronu (epoki) Brunhes, w sposób komplementarny weryfikują (por. Lindner, 2009) przedstawiony podział klimatostratygraficzny plejstocenijskiego kompleksu środkowopolskiego.

Literatura

- BADURA J., JARY Z. & PRZYBYLSKI B. 2001 – Budowa geologiczna południowej części Płaskowyżu Głubczyckiego (profil lessowy, wiek gleb kopalnych i glin zwałowych, preglacjalne żwiry rzeczne). [W:] Badura J. & Przybylski B. (red.) Serie rzeczne i lodowcowe południowej Opolszczyzny. VIII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Jarnołtówek, 3–7 września 2001 r. Państw. Inst. Geol., Wrocław: 121–126.
- BALWIERZ Z. & GOŹDZIK J. 2000 – Jeziorno-bagienne osady organiczne interstadiału prewarciańskiego w odsłonięciach kopalni „Bełchatów”. *Prz. Geol.*, 48: 320–324.
- BALWIERZ Z., GOŹDZIK J. & MARCINIĄK B. 2008 – Geneza misy jeziornej i warunki środowiskowe akumulacji limniczno-bagiennej w interglacjale mazowieckim w rowie Kleszczowa (środkowa Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 428: 3–21.
- BARANIECKA M.D. 1974 – Plejstocen nad dolną Wkrą. *Biul. Inst. Geol.*, 268: 5–89.
- BER A., LINDNER L. & MARKS L. 2007 – Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Prz. Geol.*, 55: 115–118.
- BINKA K. 2010 – Reinvestigation of the interglacial pollen flora at Zbójno, Central Poland. *Stud. Quatern.*, 27: 35–41.
- BOLIKHOVSKAYA N.S. & MOLODKOV A.N. 2002 – Dynamic of Pleistocene paleoclimatic events: a reconstruction based on palynological and electron spin resonance studies in North Eurasia. *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*, 2: 2–21.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. 1967 – Badania paleobotaniczne osadów młodoplejstocenijskich (Brørup) w Koninie-Marantowie. *Pr. Inst. Geol.*, 68: 81–136.
- BUTRYM J. & ZUCHIEWICZ W. 1985 – Wyniki datowań termoluminescencyjnych osadów czwartorzędowych Kotliny Sądeckiej (Karpaty Zachodnie). *Prz. Geol.*, 33: 126–136.
- CEPEK A.G. 1967 – Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für geologische Wissenschaften. Serie A, Geol., Paläont.*, 12: 375–414.
- CEPEK A.G. 1986 – Quaternary Stratigraphy of the German Democratic Republic. [W:] Šibrava V., Bowen D.Q. & Richmond G.M. (red.) Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. *Quat. Sci. Rev.*, 5: 359–364.
- DE BEAULIEU J.L. & REILLE M. 1995 – Pollen records from the Velay craters: a review and correlation of the Holsteinian Interglacial with isotopic stage 11. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52: 59–70.
- DOLECKI L. 1995 – Litologia i stratygrafia mezoplejstocenijskich utworów lessowych południowo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Rozprawy Habilitacyjne*, 51: 1–169.
- DOLECKI L. 2002 – Podstawowe profile lessów neoplejstocenijskich Grzędy Horodelskiej i ich interpretacja litologiczno-stratygraficzna. *Wyd. UMCS, Lublin*: 1–263.
- EISSMANN L. 1990 – Das mitteleuropäische Umfeld der Eemvorkommen des Saale-Elbe-Gebietes und Schlussfolgerungen zur Stratigraphie des jüngeren Quartärs. *Altenburger Naturwiss. Forsch.*, 5: 11–48.
- ERD K. 1978 – Pollenstratigraphie im Gebiet der Scandinavianen Vereisungen. *Schrif. Geol. Wiss.*, 9: 99–119.
- ERD K. 1987 – Die Uecker-Warmzeit von Röporsdorf bei Prenzlau als neuer Interglazialtyp im Saale-Komplex der DDR. *Z. Geol. Wiss.*, 15: 297–313.
- GAŁĄZKA D., MARKS L. & MORAWSKI W. 2006 – Stratygrafia plejstocenu południowej Warmii i zachodnich Mazur. [W:] Morawski W. (red.) Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktury podłoża. XIII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Maróz, 4–8 października 2006 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 12–13.
- GLĄZEK J., SULIMSKI A., SZYNKIEWICZ A. & WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ T. 1976 – Middle Pleistocene karst deposits with *Ursus spelaeus* at Draby near Działoszyn (Central Poland). *Acta Geol. Pol.*, 26: 451–466.
- GOZHIK P.F. 1995 – Glacial history of the Ukraine. [W:] Ehlers J., Gibbard Ph.L., Kozarski S. & Rose J. (red.) Glacial deposits in North-East Europe. *Balkema, Rotterdam*: 213–221.
- GRANOSZEWSKI W. 2006 – Sukcesja interglacjalna w Losach w świetle nowych badań palinologicznych. [W:] Morawski W. (red.) Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur. XIII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Maróz, 4–8 września 2006 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 27–31.
- JARY Z. 1996 – Chronostratygrafia oraz warunki sedimentacji lessów południowo-zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. *Acta Univ. Wratisl.*, 1766, *Studia Geographica*, 63: 1–103.
- JARY Z. & KIDA J. 1993 – Prezentacja stanowisk lessowych: Branice, Głogówek. [W:] Jary Z. & Kida J. (red.) Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. *Przewodnik II Seminarium Lessowego*, Wrocław–Jakubowice, 21–23 września 1993 r. Inst. Geograf. Univ. Wroc., Wrocław: 40–49, 58–64.
- JERSAK J. 1973 – Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 32: 1–139.
- JERSAK J. 1991 – Lessy formacji umiarkowanie wilgotnej na Płaskowyżu Głubczyckim. [W:] Jersak J. (red.) Less i osady dolinne. *Pr. Nauk. Univ. Śląskiego*, 1107: 10–49.
- JURKIEWICZOWA I. 1968 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Czeremno. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I. & MAMAKOWA K. 1960 – Interglacjal w Sewernynie koło Przedborza. *Biul. Inst. Geol.*, 150: 71–103.
- JURKIEWICZOWA I., MAMAKOWA K. & RÜHLE E. 1973 – Utwory środkowego plejstocenu na południe od Wyszmyrzyc (obok Nowego Miasta nad Pilicą). *Folia Quatern.*, 43: 1–26.
- KONDRATIENE O. 1996 – Stratigrafia i paleogeografia kwartera Litwy po paleobotanicznym damnym. *Academija, Vilnius*: 1–213.
- KOZŁOWSKA M. 1982 – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia Pojezierza Myśluborskiego oraz Równiny i Kotliny Gorzowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 337: 51–114.
- KRUPIŃSKI K.M. 2000 – Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjalnych mazowieckiego z obszaru Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 169: 1–61.
- KRUPIŃSKI K.M. 2010 – Nowe przesłanki geologiczne i paleobotaniczne dowodzące odrębności wiekowej lubawskiej sukcesji interglacjalnej. [W:] Marks L. & Pochocka-Szwarc K. (red.) Dynamika zaniku łądolu podczas fazy pomorskiej w północno-wschodniej części Pojezierza Mazurskiego. XVII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Jeziorowskie, 6–10 września 2010 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 70–71.
- KRUPIŃSKI K.M. & MARKS L. 1986 – Interglacial sediments at Losy, Mazury Lakeland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 34: 375–386.
- KRYGOWSKI B. 1972 – Nizina Wielkopolska. [W:] Galon R. (red.) Geomorfologia Polski, Tom 2, Niż Polski. *PWN, Warszawa*: 186–223.
- KRZYSZKOWSKI D. 1995 – An outline of the Pleistocene stratigraphy of the Kleszczów Graben, Bełchatów Outcrop, Central Poland. *Quatern. Sci. Rev.*, 14: 61–83.
- KRZYSZKOWSKI D. (red.) 2001 – Late Cenozoic stratigraphy and palaeogeography of the Sudetic Foreland. *WIND, Wrocław*: 1–195.
- KUSZELL T. 1998 – Nowe stanowiska osadów interglacjalnych w południowo-zachodniej Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 127–141.
- LINDNER L. 1971 – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 35: 1–113.
- LINDNER L. 1984 – An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. *Acta Geol. Pol.*, 32 (3–4): 29–49.
- LINDNER L. 1988 – Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. *Acta Geol. Pol.*, 38: 63–83.
- LINDNER L. 1992 – Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. [W:] Lindner L. (red.) Czwartorzęd: osady, metody badań, stratygrafia. *PAE, Warszawa*: 441–633.
- LINDNER L. 2005 – Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowo-wschodniej Polski. *Prz. Geol.*, 53: 145–150.
- LINDNER L. 2008 – Czy i gdzie mamy w Polsce ślady przedostatniego interglacjalu (lubawskiego, lubelskiego)? *Prz. Geol.*, 56: 398–403.
- LINDNER L. 2009 – Granica Brunhes-Matuyama a liczba i wiek zlodowaceń skandynawskich w czwartorzędzie Polski. [W:] Boguckij A., Gozik P., Łanczot M., Madeyska T., Jelowiczowa J. & Krawczuk J. (red.) Lessy najstarsze Podola i Pokucia: problemy genezy, stratygrafii i paleogeografii. *Monografia naukowa (XVI Ukraińsko-Polskie Seminarium, Skała Podolska, 13–16 września 2009 r.)*. *Wyd. LUN im. I. Franko, Lwów*: 194–207.
- LINDNER L. & BOGUCKI A. 2002 – Pozycja wiekowa środkowo- i późnoplejstocenijskich zjawisk peryglacjalnych w środkowo-wschodniej Europie. [W:] Jaśkowski B. (red.) Zagadnienia peryglacjalu Polski i obszarów sąsiednich. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*, 8: 81–106.
- LINDNER L., BOGUTSKY A., GOZHIK P., MARCINIĄK B., MARKS L., ŁANCZONT M. & WOJTANOWICZ J. 2002 – Correlation of main climatic glacial-interglacial and loess-palaeosol cycles in the Pleistocene of Poland and Ukraine. *Acta Geol. Pol.*, 52: 459–469.

- LINDNER L. & BRYKCYŹYŃSKA E. 1980 – Organogenic deposits at Zbójno by Przedbórz, western slopes of the Holy Cross Mts. and their bearing on stratigraphy of the Pleistocene of Poland. *Acta Geol. Pol.*, 30: 153–163.
- LINDNER L. & FEDOROWICZ S. 1996 – Wiek TL osadów plejstoceńskich w Janowie nad Radomką i problem zasięgu lodolodów w czasie zlodowaceń środkowopolskich (odry, warty) w strefie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 44: 935–937.
- LINDNER L., GOZHİK P., MARCINIĄK B., MARKS L. & YELOVICHEVA Y. 2004 – Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. *Geol. Quart.*, 48: 97–114.
- LINDNER L., KRUPIŃSKI K.M., MARCINIĄK B., NITYCHORUK J. & SKOMPSKI S. 1991 – Plejstoceńskie osady jeziorne w stanowisku Hrud I k. Białej Podlaskiej. *Kwart. Geol.*, 35: 337–362.
- LINDNER L., LAMPARSKI Z. & DĄBROWSKI S. 1982 – River valleys of the Mazovian Interglacial in the eastern Central Europe. *Acta Geol. Pol.*, 32: 179–190.
- LINDNER L. & MARCINIĄK B. 1998a – The occurrence of four interglacials younger than the Sanian 2 (Elsterian 2) Glaciation in the Pleistocene of Europe. *Acta Geol. Pol.*, 48: 247–263.
- LINDNER L. & MARCINIĄK B. 1998b – Middle Pleistocene lake deposits in southern Podlasie (eastern Poland). *Stud. Geol. Pol.*, 113: 65–83.
- LINDNER L. & MARKS L. 1995 – Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Prz. Geol.*, 43: 591–594.
- LINDNER L. & MARKS L. 1999 – New approach to stratigraphy of palaeolake and glacial sediments of the younger Middle Pleistocene in mid-eastern Poland. *Geol. Quart.*, 43: 1–8.
- LINDNER L. & MARKS L. 2008 – Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). *Geochronometria*, 31: 31–37.
- LINDNER L. & PRÓSZYŃSKI M. 1979 – Geochronology of the Pleistocene deposits at Wąchock, northern part of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 29: 121–131.
- LINDNER L. & SEMIL J. 2007 – Plejstocen w dolinie Supraśli między Fastami i Wasilkowem na północ od Białegostoku. [W:] Sołtysik R. (red.) Systemy dolinne i ich funkcjonowanie. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*, 16: 43–58.
- LINDNER L., WOJTANOWICZ J. and BOGUTSKY A.B. 1998 – Main stratigraphical units of the Pleistocene in southeastern Poland and the northwestern Ukraine, and their correlation in western and mid-eastern Europe. *Geol. Quart.*, 42: 73–86.
- LISICKI S. 2003 – Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 177: 1–105.
- MAKOWSKA A. 1977 – Poziom interglacjalny wśród osadów zlodowacenia środkowopolskiego w Dolinie Dolnej Wisły. *Kwart. Geol.*, 21: 769–787.
- MAKOWSKA A. 1986 – Morza plejstoceńskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, 70: 1–74.
- MAKOWSKA A. 2009 – Międzymorenowa formacja dolnopowiańska na tk budowy osadów plejstoceńskich Pomorza Nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 437: 59–124.
- MARKIEWICZ A. & WINNICKI J. 1997 – On geological structure of the Ostrzeszów Hills. *Geol. Quart.*, 41: 347–361.
- MARKS L. 2000 – Outline of most questionable items at the Quaternary stratigraphy in Poland. *Lithosphere*, 12: 28–36.
- MARKS L., BER A., GOGOŁEK W. & PIOTROWSKA K. (red.) 2006 – Mapa geologiczna Polski 1:500 000. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MARKS L., LINDNER L. & NITYCHORUK J. 1995 – New approach to a stratigraphic position of the Warta Stage in Poland. *Acta Geogr. Lodz.*, 68: 135–147.
- MARKS L. & PAVLOVSKAYA I.E. 2003 – The Holsteinian Interglacial river network of mid-eastern Poland and western Belarus. *Boreas*, 32: 337–346.
- MARKS L. & PAVLOVSKAYA I.E. 2006 – Correlation of the Saalian glacial limits in eastern Poland and western Belarus. *Quatern. Int.*, 149: 87–93.
- MARUSZCZAK H. 1985 – Problems of stratigraphy loesses in Poland. [W:] Maruszczak H. (red.) Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses. *Guide-book of the Intern. Symp.*, 6–10 september 1985. *Wyd. UMCS, Lublin*: 63–80.
- MARUSZCZAK H. 1991 – Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. [W:] Maruszczak H. (red.) Podstawowe profile lessów w Polsce I. *Wyd. UMCS, Lublin*: 13–35.
- MARUSZCZAK H. 2001 – Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlesowych w Polsce. [W:] Maruszczak H. (red.) Podstawowe profile lessów w Polsce II. *Wyd. UMCS, Lublin*: 17–29.
- MATVEYEV A.V. 1995 – Glacial history of Belarus. [W:] Ehlers J., Gibbard Ph.L., Kozarski S. & Rose J. (red.) *Glacial deposits in North-East Europe*. Balkema, Rotterdam: 267–276.
- MICHALSKA Z. 1961 – Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia północno-wschodniego Mazowsza. *Stud. Geol. Pol.*, 7: 1–105.
- MOJSKI J.E. 1993 – Europa w plejstocenie. Ewolucja środowiska przyrodniczego. *PAE, Warszawa*: 1–335.
- MOJSKI J.E. 2005 – Ziemia polskie w czwartorzędzie. *Zarys morfogenezy*. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa: 1–404.
- NAWROCKI J. & SIENICKA-CHMIELEWSKA A. 1996 – Loess magnetism in the Odonów section (S Poland). *Geol. Quart.*, 40: 231–244.
- NAWROCKI J. & WÓJCIK A. 1995 – Lithology and stratigraphy of Pleistocene loess-like deposits in the Załubińcze section (Nowy Sącz Basin – Outer Carpathians). *Geol. Quart.*, 39: 121–144.
- NITA M. 2009 – Stratygrafia pyłkowa i historia roślinności interglacjalna mazowieckiego i starszej części zlodowacenia liwca w zachodniej i środkowej części Wyżyn Polskich. *Pr. Nauk. Uniw. Śląskiego w Katowicach*, 2658: 1–158.
- NITYCHORUK J., BIŃKA K., HOEFS J., RUPPERT H. & SCHNEIDER J. 2005 – Climate reconstruction for the Holsteinian Interglacial in eastern Poland and its comparison with isotopic data from Marine Isotope Stage 11. *Quatern. Sci. Rev.*, 24: 631–644.
- NOWAK J. 1974 – Stratygrafia plejstocenu północnej części Kotliny Warszawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 268: 91–164.
- POŻARYSKI W., MARUSZCZAK H. & LINDNER L. 1994 – Chronostratygrafia osadów plejstoceńskich i rozwój Doliny Wisły Środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez wyżyny południowopolskie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 147: 1–58.
- RÓŻYCKI S.Z. 1961 – Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatra 2: Middle Poland. *Państw. Wyd. Nauk.*, Warszawa: 1–116.
- RÓŻYCKI S.Z. 1964 – Les oscillations climatiques pendant le „Grand Interglaciaire”. *Report of the VIth INQUA Congress* 2: 211–225.
- RÓŻYCKI S.Z. 1967 – Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. *Wyd. I. PWN, Warszawa*: 1–251.
- RÓŻYCKI S.Z. 1972 – Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. *Wyd. II. PWN, Warszawa*: 1–315.
- RÓŻYCKI S.Z. 1980 – Principles of stratigraphic subdivisions of Quaternary of Poland. *Quatern. Stud. Pol.*, 2: 99–106.
- RÜHLE E. 1955 – Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945–1953. *Biul. Inst. Geol.*, 70: 13–53.
- RÜHLE E. 1970 – Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem. *Acta Geogr. Lodz.*, 24: 399–412.
- RÜHLE E. 1973 – Stratygrafia czwartorzędu Polski. [W:] Rühle E. (red.) *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. *Wyd. Geol.*, Warszawa: 31–78.
- SARNACKA Z. 1992 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych Warszawy i okolic. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 138: 1–36.
- SAWICKI L. 1922 – Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr.*, III, 21, A: 26–35.
- STRASZEWSKA K. 1968 – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu. *Stud. Geol. Pol.*, 23: 1–149.
- SZAFER W. 1953 – Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 22: 1–99.
- SZPONAR A. 1986 – Chronostratygrafia i etapy deglacjacji strefy przedgórskiej Sudetów w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *Acta Univ. Wratisl.*, 963, *Stud. Geogr.*, 45: 1–202.
- SZYMANEK M., NITYCHORUK J., TRAMMER J. & BIŃKA K. 2005 – Influence of climate on the variability of snails of the genus *Viviparus* in deposits at the Holsteinian (Mazovian) Interglacial from Ortel Królewski, eastern Poland. *Boreas*, 34: 335–344.
- ŚRODOŃ A. 1957 – Flora interglacjalna z Gościęcina koło Koźła. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 7–60.
- ŚRODOŃ A. 1969 – Pozycja stratygraficzna flor kopalnych Lubelszczyzny zaliczanych do interglacjalna mazowieckiego. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 5–12.
- URBAN B. 1995 – Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacials (Holsteinian, Reinsdorf, Schöningen) in the Schöningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52: 175–186.
- WIELICZKO A.A. & SZYK S.M. (red.) 2001 – Oledienienia srodkowego plejstocena Wostocznoj Jewropy. *GEOS, Moskwa*.
- WINNICKI J. 1997 – Geological structure of the Trzebnica Hills in the light of new investigation. *Geol. Quart.*, 41: 387–392.
- WOŹNIAK P. 1989 – Interglacjal zbójna na Suwalszczyźnie. *Kwart. Geol.*, 33: 561–572.
- ŻARSKI M. 1994 – Zasięg zlodowacenia liwca (wieprza) w świetle wyników badań wieku bezwzględnej metodą TL w dolinie środkowej Wisły. *Prz. Geol.*, 42: 285–286.

