

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat	
CZWARTORZĘD	holocen	grn.	megalaj	obecnie
		śr.	northgrip	0,0042
		dln.	grenland	0,0082
	plejstocen	grn.	górnymy	0,0117
		śr.	czība	0,0129
		dln.	kalabr	0,0774
		gelas	1,80	
			2,58	

# CZWARTORZĘD

LESZEK MARKS

## Historia badań

1

### 1.1. HISTORIA PODZIAŁU STRATYGRAFICZNEGO CZWARTORZĘDU

Pierwsze informacje dotyczące czwartorzędu ziem polskich pojawiły się w pracach Staszica (1815) i Puscha (1836), ale początki stratygrafii czwartorzędu Polski są związane dopiero z Siemiradzkim (1890), który wykazał możliwość dwukrotnego zlodowacenia na Niżu Polskim, Ludomir Sawicki (1922) dodał trzecie zlodowacenie – najmłodsze, a na podstawie flory kopalnej Szafer (1928) wyznaczył dwa rozdzielające je interglacjały i zasugerował występowanie czwartego, najstarszego zlodowacenia (fig. 1). Przez znaczną część XX w. badania stratygraficzne czwartorzędu prowadzono jedynie w kilku regionach na świecie, a w Europie nazwy zlodowaceń Alp traktowano często jako wzorcowe (por. Ehlers, 1996). W początkach tworzenia podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski adaptowano niektóre nazwy jednostek wyróżniane w innych

podziałach europejskich (Szafer, 1953; Rühle, 1955, 1965a, b, 1973; Różycki, 1961).

Szeroko rozwinięty w ostatnich kilkudziesięciu latach postęp w realizacji Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 zaowocował napływem ogromnej ilości materiałów geologicznych, co spowodowało wielokrotne modyfikacje i znaczną rozbudowę podziału stratygraficznego czwartorzędu (Halicki, 1950; Szafer, 1953; Rühle, 1955, 1965b, 1973; Różycki, 1961, 1967, 1972, 1978, 1980; Lindner, 1984, 1988b, 1991a, 1992; Mojski, 1985a). Sprzyjała temu duża dowolność wprowadzania nowych jednostek stratygraficznych. Różycki (1964a), zapewne zainspirowany propozycją Lüttiga (1958), zaproponował układ hierarchiczny wyróżnianych jednostek stratygraficznych czwartorzędu, tworząc ujednolicony system obejmujący jednostki pierwszego, drugiego, trzeciego i czwartego rzędu: kolejno zlodowacenia i interglacjały, stadiały i interstadiały, fazy i interfazy oraz etapy (tylko w obrębie zlodowaceń).

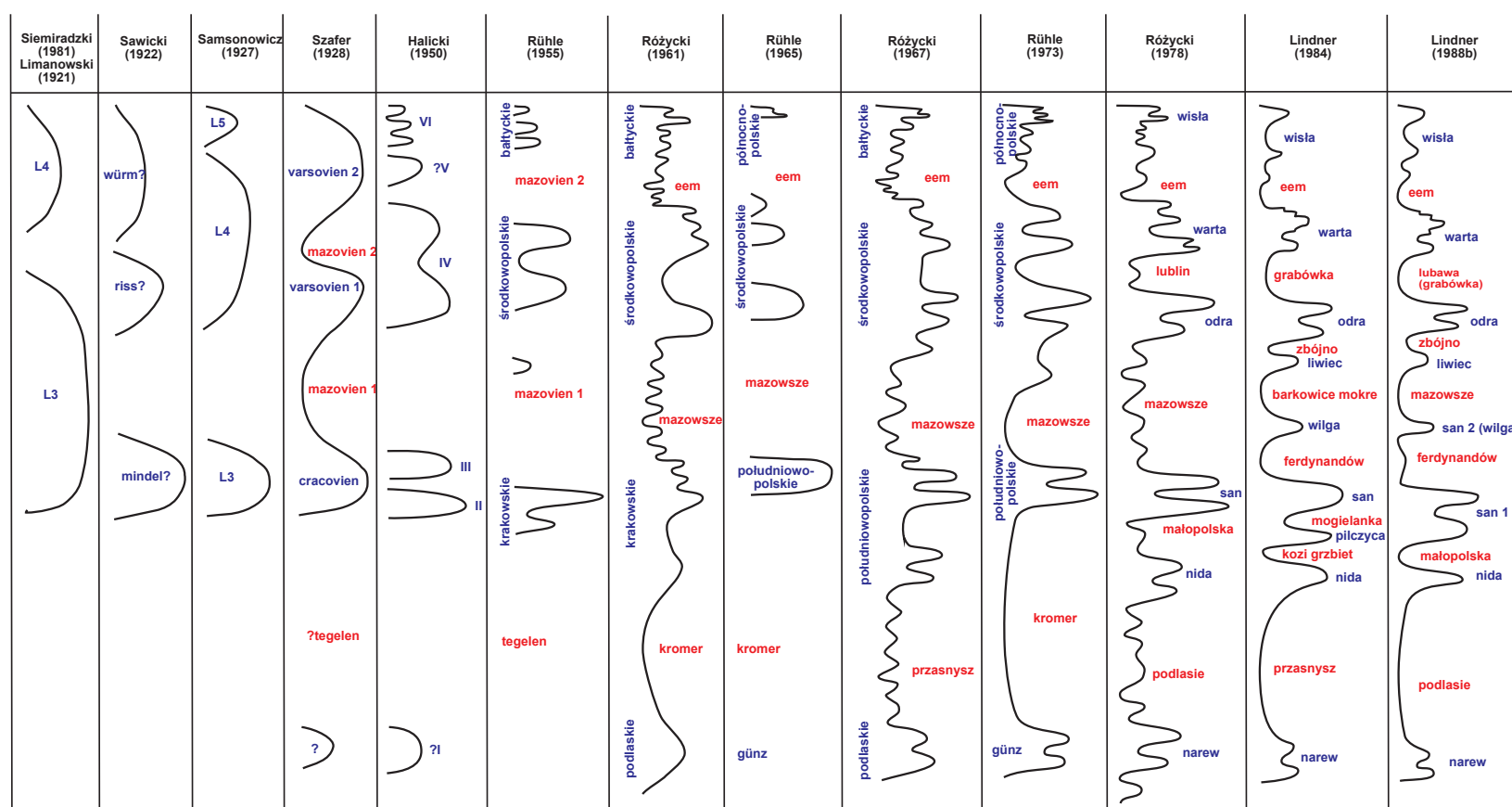


Fig. 1. Podziały stratygraficzne plejstocenu Polski w ujęciu historycznym na podstawie Różyckiego (1980), zmieniono i uzupełniono

1  
Historia badań

Próbę ujednoczenia nomenklatury jednostek stratygraficznych plejstocenu Polski, połączoną z wprowadzeniem nowych jednostek stratygraficznych pierwszego rzędu, podjął Różycki (1978). W nawiązaniu do tradycji europejskiej stratygrafii czwartorzędu interglacjalom nadał nazwy stanowisk lub regionów wzorcowych, a zlodowacenia nazwał od rzek, w dorzeczu których stwierdzono osady tych zlodowaceń po raz pierwszy. Uznał część wyróżnianych wcześniej jednostek drugiego rzędu za odrębne zlodowacenia i interglacjalny (por. fig. 1). W ten sposób zaproponowane wcześniej przez Rühlega (1955, 1965) zlodowacenia południowo-, środkowo- i północnopolskie stały się megaglacjalami, które z kolei zawierały zlodowacenia i interglacjalny „elementarne”. W podobny sposób interglacjal wielki, w rozumieniu Różyckiego (1964b), stał się megainterglacjalnym złożonym z 2 interglacjalów i rozdzielałającego je zlodowacenia (por. Lindner, 1988b). W rezultacie liczba zlodowaceń „elementarnych” w plejstocenie Polski powiększyła się stopniowo do pięciu (Mojski, 1985a), sześciu (Halicki, 1950; Różycki, 1978,

1980; Lindner, 1978, 1980), ośmiu (Lindner, 1988b), a nawet dziewięciu (Lindner, 1984, 1987a, 1988c) i zostały one pogrupowane w 4 megaglacjalny (fig. 1, 2). Liczba interglacjalów zwiększyła się do pięciu (Różycki, 1978, 1980; Lindner, 1978, 1980), siedmiu (Lindner, 1988b) i ośmiu (Lindner, 1984, 1987a, 1988c). W wyniku późniejszej weryfikacji liczba zlodowaceń i interglacjalów podlegała stopniowej redukcji (Lindner, 1988a; Mojski, 2005; Lindner i in., 2013; Marks i in., 2016a, 2018; Marks, 2023a, b).

Wprowadzenie megaglacjalów i megainterglacjalów doprowadziło do poważnych niekonsekwencji w definiowaniu głównych jednostek stratygraficznych czwartorzędu Polski. Różnica pomiędzy megaglacjalami i megainterglacjalami była niejednoznaczna, w jednych i drugich występowały zarówno zlodowacenia, jak i interglacjalny (fig. 2). Szansą na wybrnięcie z tego chaosu było wprowadzenie terminu „kompleks”, który w znaczeniu stratygraficznym zaproponował w Holandii Zagwijn (1971) dla kilku następujących po sobie ciepłych i zimnych jednostek stratygraficznych pierwszego rzędu. W stratygrafii czwartorzędu Polski po raz pierwszy zastosowano ten termin w klasyfikacji morfostratygraficznej (Lindner, 1987b), a w znaczeniu chronostratygraficznym użyto później dla formacji poliinterglacjalnej w rowie Kleszczowa (formacja z Czyżowa według Krzyszkowskiego, 1991b) oraz dla dwuoptymalnego interglacjalu augustowskiego (Ber i in., 1998). Podział plejstocenu na 4 kompleksy: preglacjalny, południowopolski, środkowopolski i północnopolski (Ber i in., 2007), usunął większość niekonsekwencji i zachował istotę wcześniejszej koncepcji podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski (por. Różycki, 1978). Każdy kompleks obejmuje sekwencję jednostek klimatostratygraficznych pierwszego rzędu w rozumieniu Różyckiego (1964a), czyli zlodowacenia i interglacjalny lub ochłodzenia i ocieplenia (fig. 3). Wprowadzenie kompleksów umożliwiło rezygnację z wyróżniania megaglacjalów i megainterglacjalów oraz ułatwiło korelację z innymi podziałami stratygraficznymi czwartorzędu Europy (np. Litt i in., 2007).

Różycki (1978)		Lindner (1984)	
megaglacjalny	zlodowacenia i interglacjalny	megaglacjalny i megainterglacjalny	zlodowacenia i interglacjalny
zlodowacenia północnopolskie	zlodowacenie wistły		zlodowacenie wistły
	interglacjal eemski		interglacjal eemski
zlodowacenia środkowopolskie	zlodowacenie warty interglacjal lubelski zlodowacenie odry	zlodowacenia środkowopolskie	zlodowacenie warty interglacjal lubawski zlodowacenie odry
	interglacjal mazowiecki	interglacjal wielki	interglacjal zbójna zlodowacenie liwca interglacjal mazowiecki
zlodowacenia południowopolskie	zlodowacenie sanu interglacjal małopolski zlodowacenie nidy	zlodowacenia południowopolskie	zlodowacenie sanu 2 interglacjal ferdynandowski zlodowacenie sanu 1 interglacjal małopolski zlodowacenie nidy
	interglacjal podlaski		interglacjal podlaski
zlodowacenia północno-wschodniopolskie	zlodowacenie narwi		zlodowacenie narwi

FIG. 2. Megaglacjalny i megainterglacjalny w podziale stratygraficznym czwartorzędu Polski; na podstawie Lindnera (1988a)

1.2. PREGLACJAŁ I PREPLEJSTOCEN

Określenie czasu trwania czwartorzędu jest ściśle związane z położeniem jego dolnej granicy. W Polsce granicę neogen/czwartorzęd zdefiniowano początkowo na podstawie kryterium florystycznego w stanowisku Mizerna w Karpatach (Szafer, 1954), a w innych regionach wyznaczała ją wyraźna zmiana litologii osadów. Najstarsze osady czwartorzędu, określane jako preglacjalne w centralnej Polsce (Lewiński, 1928), odnotowano w wielu wierceń i nielicznych odsłonięciach na Mazowszu, Wyżynie Lubelskiej, przedpolu Karpat i Sudetów oraz w Sudetach. Są to słabo obtoczone i odwapniane, warstwowe rytmicznie żwiry i piaski kwarcowe z krzemieniami, rogowcami i litydami, zawierające również toczące ilaste i niekiedy żwirowce o słabo związłym spoiwie kaolinitowym (Piwocki in., 2004). Zubożony skład mineralny osadów wskazuje, że powstały one w wyniku długotrwałego wietrzenia skał wału metakarpackiego i Sudetów (Lewiński, 1928; Baraniecka, 1975; Woronko, Bujak, 2010; Bujak i in., 2016), a w południowej części niecki mazowieckiej produkty wietrzenia zostały zdeponowane w formie dużych stożków napływowych (Różycki, 1967, 1972). To nagłe pojawienie się grubo-okruchowej sedimentacji rzecznej wiązano początkowo z ożywieniem ruchów tektonicznych (Oberc, Dyjor, 1969), ale raczej było ono efektem ochłodzenia i suchości klimatu (na co wskazuje obecność osadu, wykazującego wyraźne oznaki eolizacji) oraz występowaniem gwałtownych opadów powodujących wezbrania zwiększające siłę transportową rzek (Kosmowska-Ceranowicz, 1966; Różycki, 1972; Rzechowski, 1987; Badura i in., 2001).

W końcu lat 50. XX w. ugruntował się w stratygrafii czwartorzędu Polski pogląd, unikalny w skali światowej, zgodnie z którym za plejstocen uznawano jedynie tę część czwartorzędu, w której łądłód skandynawski wkraczał na obszar Polski i w osadach pojawił się materiał pochodzący z Fennoskandii i niecki Bałtyku. Poprzedzającą część czwartorzędu, młodszą od pliocenu i zdefiniowaną na podstawie kopalnych szczątków roślinnych, określano najczęściej jako preglacjal (Pożaryski, 1953; Różycki, 1969), preplejstocen (Różycki, 1967) lub protoplejstocen (Różycki, 1980; Lindner, 1992), uznając ten okres za najstarszą część czwartorzędu poprzedzającą plejstocen. W nawiązaniu do podziału wschodnioeuropejskiego (por. Moskvitin, 1959; Mojski, 1985b), określano w Polsce tę część plejstocenu również jako eoplejstocen (Mojski, Rühle, 1965).

Na Przedgórzu Sudeckim osady preglacjalny nazywano początkowo, ze względu na barwę, serią białych żwirów (np. Zeuner, 1928; Dyjor, 1966), a później serią lub formacją z Gozdniczy (Dyjor, 1970, 1984, 1987; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Na przedpolu Karpat żwiry o zubożonym składzie petrograficznym były akumulowane przez rzeki karpackie, m.in. w Witowie i Majdanie (Łyczewska, 1948; Laskowska-Wysoczańska, 1971; Mojski, 1984, 1985a; Starkel, 1984a). Na Wyżynie Lubelskiej (por. fig. 4) i przedpolu Karpat osady preglacjalne występują w głębokich dolinach rzecznych. Na Nizinie Mazowieckiej osady preglacjalne mają miąższość do 54 m (por. fig. 5) i są wykształcone w postaci laminowanych,

System	Oddział	Pododdział	Europa Zachodnia		Polska	
CZWARTORZĘD	PLEJSTOCEN	holocen	holocen		holocen	
		plejstocen górny	zlodowacenie wistły		kompleks północnopolski	zlodowacenie wistły
			interglacjal eemski			interglacjal eemski
		plejstocen środkowy	zlodowacenie solawy	warthe drenthe schöningen	kompleks środkowopolski	stadial warty
				reinsdorf fuhne		zlodowacenie odry
			interglacjal holsztyński		interglacjal lubelski	
			zlodowacenie elstery		zlodowacenie krzny	
		plejstocen dolny	kompleks kromerski	interglacjal IV	kompleks południowopolski	interglacjal mazowiecki
				glacjal C		interglacjal ferdynandowski
				glacjal B		zlodowacenie sanu 1
			kompleks bawelski	glacjal II	kompleks preglacjalny	interglacjal podlaski
				glacjal A		zlodowacenie nidy
glacjal I	celestynów					
menap		otwoczek				
waal		ponurzyca				
eburon						
tegelen						
pretegelen		różce				

FIG. 3. Podział stratygraficzny czwartorzędu Europy Zachodniej i Polski; wg Bera i in. (2007); Marksa i in. (2016a)

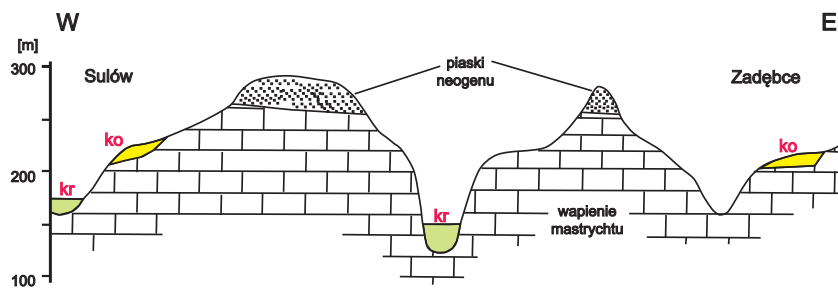


FIG. 4. Sytuacja geologiczna osadów preglacjalnych na Wyzynie Lubelskiej wg Mojskiego (1984), nieco zmieniono: ko – poziom kozienicki; kr – poziom krasnostawski

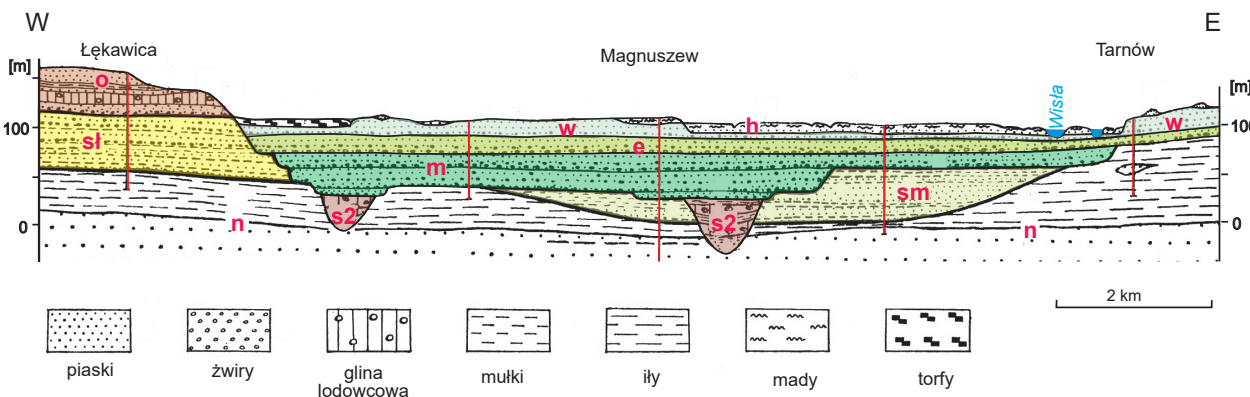


FIG. 5. Sytuacja geologiczna osadów preglacjalnych w Dolinie Środkowej Wisły w rejonie Magnuszewa wg Sarnackiej, Krysowskiej-Iwaszkiewicz (1974), zmieniono: n – neogen, s1 – seria z Łękawicy, sm – seria z Magnuszewa, s2 – zlodowacenie sanu 2, m – interglacjał mazowiecki, o – zlodowacenie odry, e – interglacjał eemski, w – zlodowacenie wisły, h – holocen

żwirowo-piaszczysto-mułkowych i lokalnie organicznych facji deltowych oraz żwirowo-piaszczystych facji rzecznych (Makowska, 1976a). Reprezentują one głównie fację korytową, miejscami także okresowe rozlewiska i starorzecza. Osady preglacjalne stwierdzono również na Równinie Kurpiowskiej (Bałuk, 1987) i w Kotlinie Płockiej (Roman, 2010).

Na podstawie badań paleobotanicznych osadów organicznych z obszaru obecnej Warszawy lewobrzeżnej (fig. 6), w preglacjale wyróżniono ocieplenia ochota i muranów i ochłodzenia mokotów i mirów (Różycki, 1967, 1969). W Dolinie Środkowej Wisły stwierdzono 2 serie piasków i żwirów eoplejstocenu (fig. 4, 5): starszą – występującą w obszarach wysoczyznowych – określano jako serię z Magnuszewa lub poziom kozienicki, a młodszą – w dnach dolin kopalnych – jako serię z Łękawicy lub poziom krasnostawski (Sarnacka, Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974; Sarnacka, 1978; Mojski, 1984).

Brak wiarygodnego datowania utrudniał określenie wieku osadów preglacjalnych, ale pierwotna propozycja Lewińskiego (1928) dotyczyła ich położenia stratygraficznego. Osady preglacjalne uważano początkowo za zdeponowane przez rzeki płynące z południa, równoległe do najstarszym zlodowaceniem plejstoceńskim w Polsce (Rühle, 1955). Później przeważały opinie, że powstały one przed pierwszym nasunięciem lądolodu skandynawskiego na obszar Polski (Różycki, 1967; Mojski, 1984, 1985a), natomiast rewidują wieki ropy poznańskich – z pliocenu na miocen górny – spowodowała (Piwocki i in., 2004), że akumulację serii preglacjalnej powiązano z okresem 5,2–0,9 mln lat temu (Mojski, 1984; Dyjor, 1987; Sadowska, 1995; Roman, 2010; Makowska, 2015). Na Wyzynie Lubelskiej seria preglacjalna leży bezpośrednio na skałach kredy (fig. 4; Mojski, 1984) i korelowano ją z osadami pliocenu na Niżu Polskim (por. Kosmowska-Ceranowicz, 1987). Na przedpolu Karpat przypisywano osadom preglacjalnym wiek od miocenu górnego po plejstocen środkowy (por. Gradziński, Unrug, 1959; Kucia-Lubelska, 1966; Dżułyński i in., 1968; Nawrocki, Wójcik, 1990; Lindner, Siennicka-Chmielewska, 1998), ale na podstawie szczątków roślinnych w toczącach wśród żwirów rzecznych stwierdzono, że preglacjalna seria witowska powstała u schyłku miocenu i w pliocenie (Brud, Worobiec, 2003), a florę kopalną z Mizernej powiązano z pliocenem (Zastawniak-Birkenmajer, Birkenmajer, 2012). Analiza palinologiczna osadów serii z Gozdnicy w kilku stanowiskach w SW Polsce umożliwiła jej definitywne powiązanie z neogenem (Stachurska i in., 1967, 1973; Jahn i in., 1984; Sadowska, 1987; Zastawniak, 1992). Przesunięcie piętra gelas z pliocenu do czwartorzędu (por. Gibbard i in., 2010) sugeruje, że część osadów preglacjalnych w Polsce może należeć do plejstocenu dolnego (por. Piwocki i in., 2004).

### 1.3. HISTORIA ZLADOWACENÍ GÓRSKICH

Większość badaczy zlodowacenia plejstoceńskiego Tatr uważała, że lodowce tatrzańskie były lodowcami dolinnymi (np. Gadomski, 1926; Halicki, 1930; Lenciewicz, 1936). Podobnie jak w Alpach (por. Penck, Brückner, 1909–1911), rekonstrukcję zasięgów i chronologii lodowców tatrzańskich oparto początkowo na analizie głównych

Różycki (1967, 1969)			Różycki (1980)	
plejstocen		zlodowacenie podlaskie	plejstocen	zlodowacenie narwi
preplejstocen (preglacjal)	preplejstocen młodszy	ocieplenie muranów	protoplejstocen	seria ponurzycki i otwocka
	preplejstocen starszy	ochłodzenie mirów		
		ocieplenie ochota		
		ochłodzenie mokotów		
pliocen				

FIG. 6. Stratygrafia najniższej części czwartorzędu (tzw. plejstocenu preglacjalnego) z obszaru Warszawy, zaproponowana przez Różyckiego (1967, 1969, 1980)

poziomów fluwioglacjalnych i ich powiązaniu z morenami czołowymi i bocznymi (fig. 7). Liczba zlodowaceń plejstoceńskich w Tatrach wzbudzała wiele kontrowersji (Makos, Nowacki, 2009). Na podstawie rozmieszczenia osadów lodowcowych i fluwioglacjalnych oraz form erozyjnych wyróżniano w plejstocenie jedno (Lenciewicz, 1936), dwa (Partsch, 1923), trzy (Gadomski, 1926; Halicki, 1930; Klimaszewski, 1960), cztery (Romer, 1929), a nawet osiem zlodowaceń (Lindner i in., 2003; por. fig. 7). Szczegółowe prace kartograficzne w pierwszym dwudziestolecu XXI w. jeszcze bardziej zagmatwały to zagadnienie wskutek mało wiarygodnej interpretacji form rzeźby lodowcowej i stratygrafii osadów lodowcowych (m.in. Piotrowska i in., 2015; Rączkowski, 2015; Wójcik, Rączkowski, 2015; por. Kłapyta, Zasadni, 2018). W ostatnich kilkadziesiąt lat zaczęto identyfikować podcięcia egzaracyjne na zboczach dolin tatrzańskich, co umożliwiło określenie zasięgu lodowców w czasie ostatniego zlodowacenia (Makos, Nitychoruk, 2011).

Stratygrafię osadów ostatniego zlodowacenia w polskiej części Tatr oparto na litostratygrafii glin lodowcowych (Kenig, Lindner, 2001; Derkacz i in., 2009) oraz datowaniu osadów lodowcowych metodami termoluminescencji (Prószyńska-Bordas i in., 1988; Butrym i in., 1990; Lindner i in., 1990, 1993; Lindner, 1994), OSL (Baumgart-Kotarba i in., 2001) i izotopami kosmogenicznymi <sup>36</sup>Cl i <sup>10</sup>Be (Dzierżek i in., 1996, 1999, Dzierżek, 2009; Makos i in., 2013a, b, 2014, 2016, 2018; Makos, 2015), a nacieków jaskiniowych metodami: torowuranową, termoluminescencji, radiowęglą i ESR. Ostatnia recesja lodowców w Tatrach została udokumentowana na podstawie biostratygrafii i datowania metodą <sup>14</sup>C osadów jeziornych (np. Baumgart-Kotarba, Kotarba, 1979, 1993, 1997, 2001; Wicik, 1979, 1984; Marciniak, 1982; Marciniak, Cieśla, 1983; Krupiński, 1984–1985; Szeroczyńska, 1984; Obidowicz, 1996; Lindner i in., 2003).

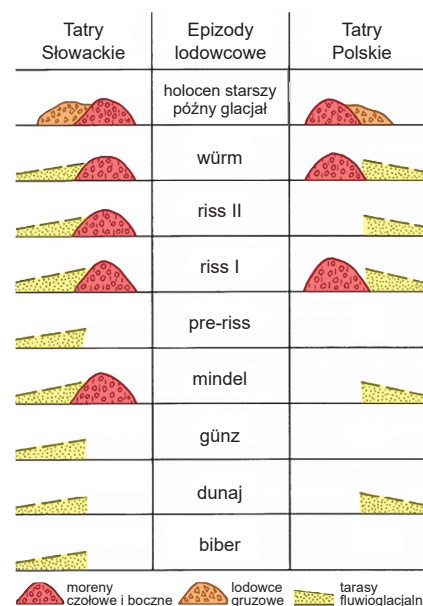


FIG. 7. Stratygrafia i główne formy rzeźby zlodowaceń tatrzańskich wg Lindnera i in. (2003)

## 2

# Główne kategorie stosowane w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski

Czwartorzęd w podziale stratygraficznym kenozoiku jest okresem równorzędnym z paleogenem i neogenem, ale jego krótszy czas trwania spowodował konieczność wprowadzenia specyficznych kryteriów wyróżniania jednostek stratygraficznych. Burzliwa dyskusja w ostatnich kilkunastu latach doprowadziła do prawie pełnego sformalizowania podziału stratygraficznego czwartorzędu na świecie (Gibbard i in., 2010; Cita i in., 2012; Walker i in., 2018; Head i in., 2021; Suganuma i in., 2021), co ułatwia wprowadzenie tych podstawowych standardów w stratygrafii czwartorzędu Polski. Historyczny i powszechnie akceptowany podział czwartorzędu na plejstocen i holocen wynika ze zróżnicowanego stopnia rozpoznania osadów i ich zmienności przestrzenno-czasowej, w tym także odwzorowania kartograficznego. W badaniach czwartorzędu w Polsce stosuje się różne kategorie klasyfikacji stratygraficznej (por. Marks i in., 2014a; Marks, 2023c), w szczególności: litostratygię (wraz z pedomorfostratygią i kriostratygią), morfostratygię, biostratygię (w tym palinostratygię, malakostratygię, teriostratygię i antropostratygię), magnetostratygię, chronostratygię (zsynchronizowaną z geochronologią) i klimatostratygię (skorelowaną ze stratygią izotopową).

Plejstocen rozpoczął się 2,58 mln lat temu, natomiast holocen zaledwie 11 700 lat temu, a więc trwał ponad 220 razy krócej niż plejstocen. W związku z tym, przy zachowaniu zasad klasyfikacji stosowanej dla starszych okresów geologicznych, ramy czasowe czwartorzędu i jego dwóch głównych jednostek stratygraficznych wymagają określenia rangi mniejszych jednostek podziału stratygraficznego. Badania czwartorzędu koncentrują się przede wszystkim na łatwiej dostępnych osadach lądowych, w utworzeniu których rolę decydującą miały zmiany klimatu, stąd podziały stratygraficzne czwartorzędu zawierają głównie jednostki klimatostratygraficzne.

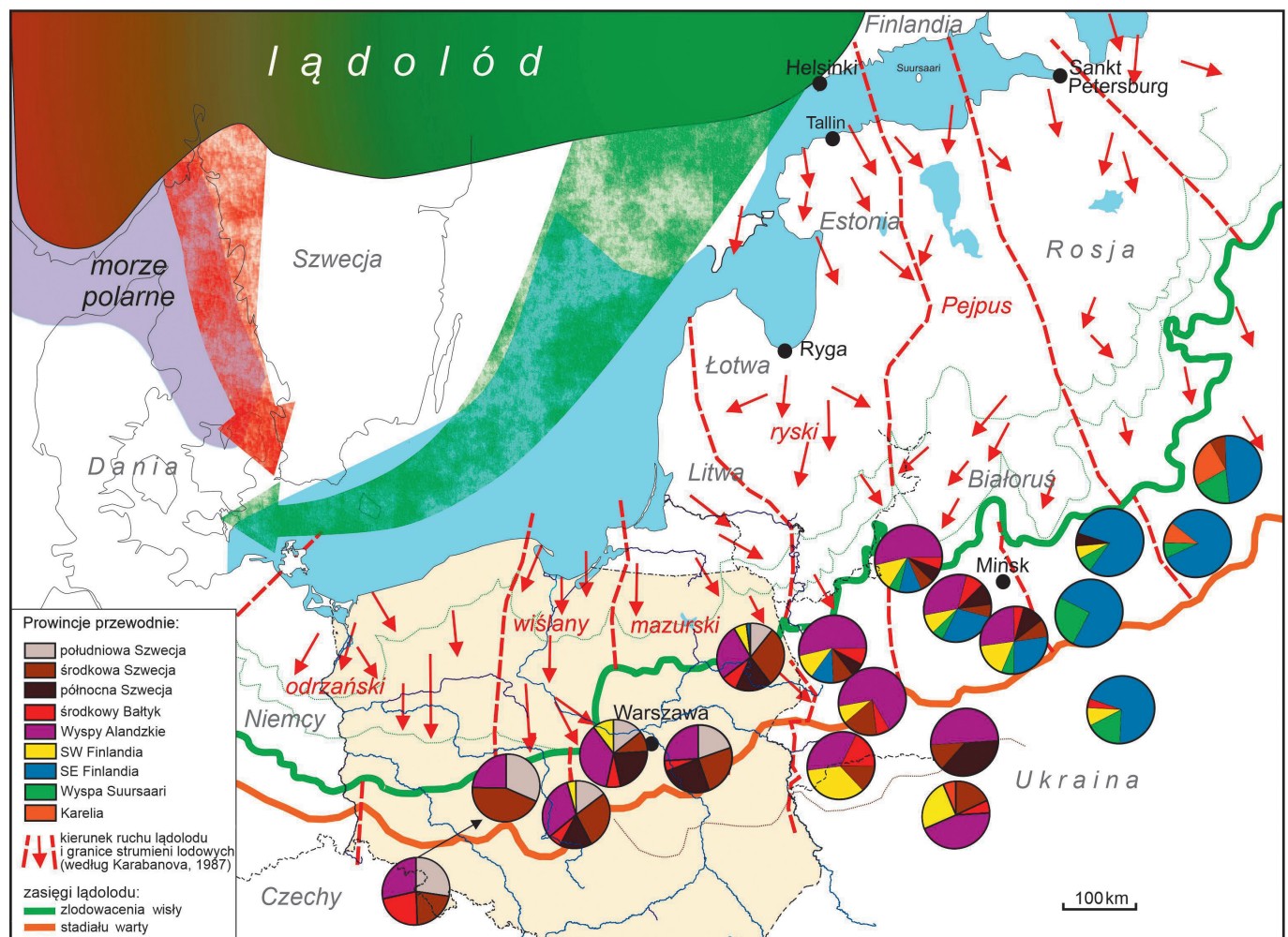
## 2.1. LITOSTRATYGRAFIA

Jest najczęściej stosowana w stratygrafii czwartorzędu Polski, ale wyróżniane jednostki litostratygraficzne mają charakter nieformalny, ponieważ powszechnie nie są przestrzegane zasady ich definiowania (por. Marks i in., 2014a; Marks, 2023c). Podstawą wyodrębniania jednostek litostratygraficznych są cechy osadów (por. Mycielska-Dowgiało, Rutkowski, 1995; Marks, 2001), a wyróżnianym jednostkom litostratygraficznym mogą być nadawane nazwy własne. Jednostki litostratygraficzne mają sporadycznie znaczenie regionalne (Marks, 1995a, b; Marks, Pavlovskaya, 2003).

Litostratygrafia bazuje przede wszystkim na analizie litofacjalnej osadów, która, przez powiązanie cech litologicznych z mechanizmem depozycji osadów, kierunkami paleotransportu oraz sekwencjami i kompleksami depozycyjnymi, umożliwia rekonstrukcję kopalnych środowisk depozycyjnych i ustanowienie stratygrafii. Analizę litofacjalną uzupełnia analiza petrograficzna, która może być pomocna w korelacji stratygraficznej. Osady lodowcowe zawierają eratyki skał krystalicznych i osadowych z obszaru Skandynawii i Morza Bałtyckiego. Mimo lateralnego zróżnicowania składu eratyków (fig. 8), dobre rozpoznanie regionalne wspomaga stratygię glin lodowcowych, a niekiedy także innych osadów lodowcowych (Różycki, Lamparski, 1967; Lamparski, 1971; Czubla, 2001, 2015; Czubla i in., 2006; Górska-Zabielska, 2008).

Analiza uziarnienia i składu minerałów ciężkich jest istotna w litostratygrafii osadów rzecznych i fluwioglacjalnych. Dominacja minerałów odpornych (np. granat, cyrkon, rutil) w plejstocenijskich osadach piaszczystych centralnej i północnej Polski może wskazywać na genezę rzeczną, natomiast duża zawartość minerałów nieodpornych (np. amfibole, pirokseny) i znacząca domieszka frakcji

FIG. 8. Regionalna zmienność składu eratyków przewodnich w osadach lodowcowych (diagramy kołowe): strzałki pokazują główne kierunki transportu materiału skandynawskiego i z niecki Bałtyku, zaznaczono granice i podano nazwy strumieni lodowcowych w Europie Środkowej w czasie zlodowaceń wisły i odry (stadial warty), na podstawie niepublikowanych materiałów D. Gałązki, uzupełniono i zmieniono



2

Główne kategorie stosowane w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski

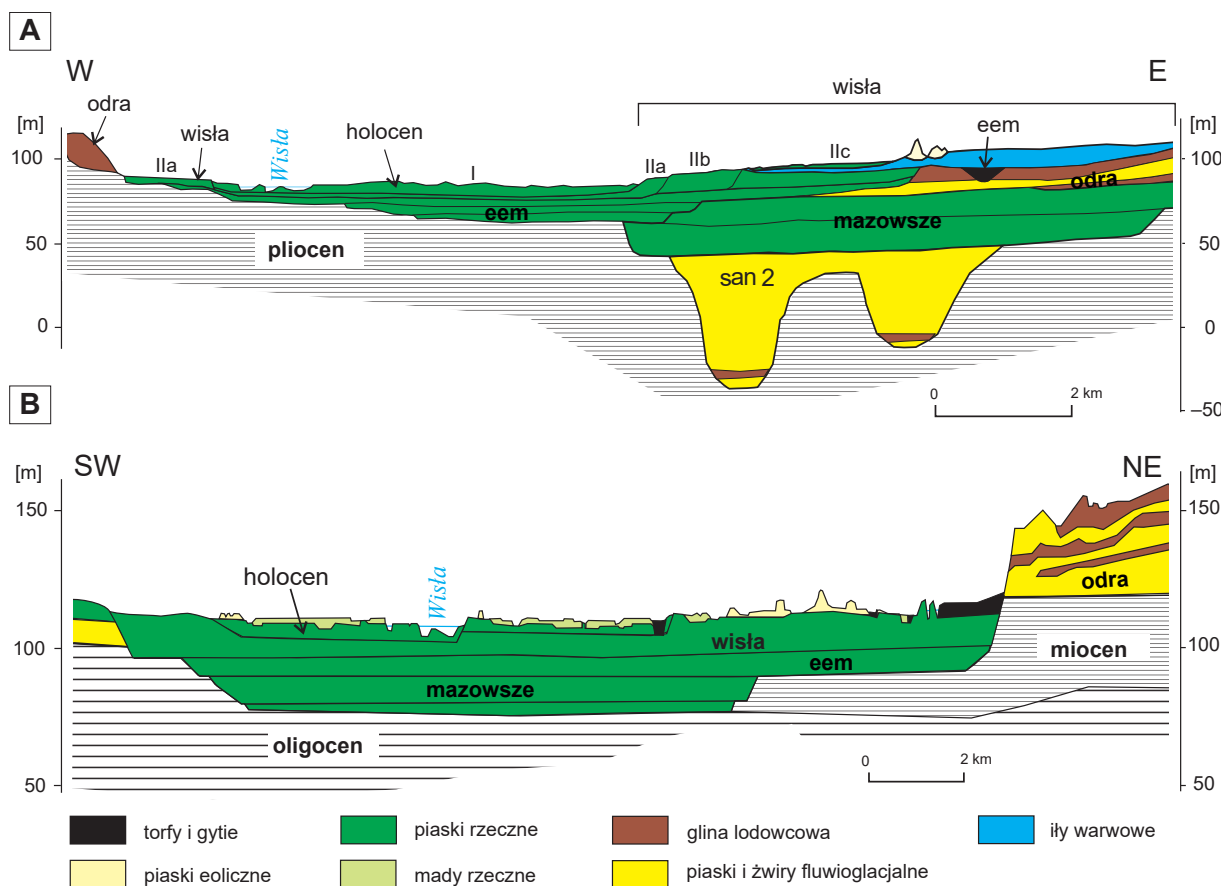


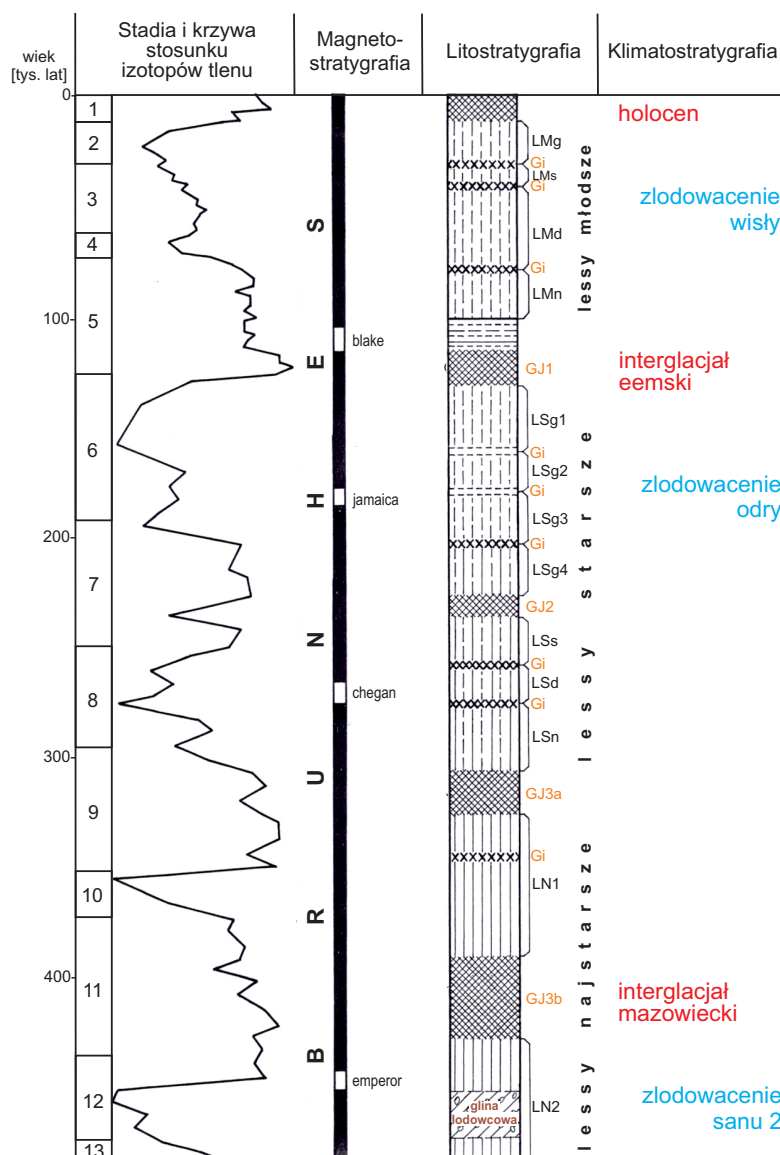
FIG. 9. Stratygrafia osadów interglacialnych w Dolinie Środkowej Wisły wg Marksa (2004a, 2005a), zmieniono: A – Kotlina Warszawska; B – rejon Kozienic; I i IIa-c – tarasy rzeczne

żwirowej – raczej na środowisko fluwioglacjalne. W celu zidentyfikowania osadów rzecznych ważną rolę odgrywa ich położenie względem potencjalnej bazy erozyjnej, czyli poziomu Morza Północnego, a od interglacjału mazowieckiego – Morza Bałtyckiego. Identyfikacja osadów plejstoceńskich rynien subglacialnych (fig. 9) spowodowała weryfikację genezy plejstoceńskich osadów piaszczystych (interpretowanych zwykle wcześniej jako osady akumulacji rzecznej) oraz istotną zmianę ich stratygrafii i paleogeografii. Stwierdzono jednocześnie powtarzalność sieci rzecznej Polski niżowej w kolejnych interglacjałach, począwszy od interglacjału mazowieckiego (Marks, Pochocka, 1999; Marks, Pavlovskaya, 2003; Marks, 2004a, 2005a).

Uproszczona analiza składu petrograficznego frakcji żwirowej 5–10 mm glin lodowcowych jest wykonywana przede wszystkim dla rdzeni wiertniczych. Analiza ta umożliwia kwalifikację stratygraficzną glin lodowcowych na podstawie współczynników petrograficznych oraz ułatwia identyfikację kier lodowcowych starszych glin lodowcowych w glinach młodszych (Zabielski, 1996). Metoda jest przydatna w ograniczonym zakresie do korelacji regionalnej glin lodowcowych z uwagi na oboczne zróżnicowanie ich składu petrograficznego (Czerwonka, Krzyszkowski, 1994; Gałązka i in., 1999; Zabielski, 2000, 2004), natomiast jej bezrefleksyjne stosowanie prowadzi do mało wiarygodnego rozbudowania stratygrafii glin lodowcowych na obszarze Polski (por. Lisicki, 2003).

Oprócz klasycznej litostratygrafii (*sensu stricto*), w litostratygrafii czwartorzędu Polski są stosowane również pedomorfolożystyka i kriostratygrafia (por. Marks i in., 2014a). Pedomorfolożystyka ma na celu uporządkowanie stratygraficzne gleb kopalnych i ich zespołów, wyróżnianych na podstawie diagnostycznych cech biofizykochemicznych i morfologicznych. Celem kriostratygrafii jest uporządkowanie stratygraficzne epigenetycznych struktur peryglacialnych i ich zespołów. Stratygrafia lessowa w Polsce bazuje na litostratygrafii, uzupełnionej pedomorfolożystyką, a regionalnymi markerami stratygraficznymi są gleby kopalne (fig. 10) i struktury peryglacialne.

FIG. 10. Stratygrafia kompleksów lessowo-glebowych w Polsce; symbole pokładów lessu i gleb kopalnych wg Maruszczaka (1986, 2001), uzupełniono: LN – lessy najstarsze (1–2), LS – lessy starsze i LM – lessy młodsze (n – najniższy, d – dolny, s – środkowy i g – górny), GJ – gleba interglacialna, Gi – gleba interstadialna



2

Główne kategorie stosowane w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski

2.2. MORFOSTRATYGRAFIA

Morfostratygrafia jest komplementarna wobec litostratygrafii i pozwala na uporządkowanie stratygraficzne form i typów rzeźby terenu na podstawie cech morfometrycznych, morfogenetycznych i morfochronologicznych (por. Marks i in., 2014a; Marks, 2023c). W stratygrafii czwartorzędu Polski morfostratygrafia jest stosowana przede wszystkim do zespołów form rzeźby lodowcowej i rzecznej. W przypadku rzeźby lodowcowej nawiązuje do koncepcji tzw. serii glacialnej (Penck, Brückner, 1909–1911), która na obszarze objętym zlodowaceniem skandynawskim składa się z wysoczyzny połodowcowej (misy końcowej), moreny czołowej, równiny sandrowej i pradoliny (por. Lüthgens, Böse, 2012). Jednostki morfostratygraficzne w rzeźbie rzecznej odpowiadają tarasom rzecznych lub ich fragmentom o różnym rozwinięciu koryta rzecznej (Marks, 2023c).

2.3. BIOSTRATYGRAFIA

Biostratygrafia bazuje na analizie zasięgów stratygraficznych przewodnich taksonów kopalnych (skamieniałości przewodnich) oraz migracji zespołów roślinnych i zwierzęcych. W biostratygrafii czwartorzędu Polski wykorzystywane są metody paleobotaniczne (palinostratygrafia), paleozoologiczne (malakostratygrafia, teriostratygrafia) i archeologiczne (antropostratygrafia). Ich zakres czasowy i precyzja są różne, co zależy także od charakteru osadów (por. Marks i in., 2014a; Marks, 2023c).

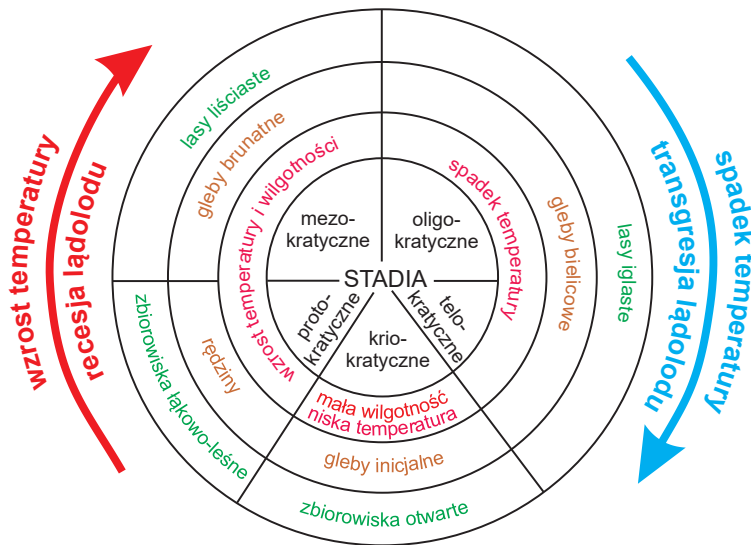


FIG. 11. Schemat cyklu klimatyczno-ekologicznego (cykl glacial-interglacial) pokazujący ewolucję i gleb i zespołów roślinnych w Europie Środkowej; na podstawie Iversena (1964); Sochy i in. (2016), zmieniono

2.3.1. Palinostratygrafia

W biostratygrafii czwartorzędu Polski najważniejszą rolę odgrywa palinostratygrafia, oparta na analizie składu pyłku (zwykle z dokładnością do rodzaju), która umożliwia określenie sukcesji pyłkowej w profilach osadów. Transport pyłku, niekiedy na dużą odległość, sprawia, że kreowane jednostki palinostratygraficzne mają przede wszystkim znaczenie regionalne, a skład flory pyłkowej zmienia się zależnie od geografii stref klimatyczno-roślinnych (por. Ralska-Jasiewiczowa, 2006). W uzupełnieniu analizy pyłkowej stosuje się analizę makroszczątków roślinnych, co umożliwia określenie składu roślinności lokalnej z dokładnością do gatunku.

W sukcesji pyłkowej interglacjału wyróżnia się 4 lub 5 stadiów (okresów) o charakterystycznym typie roślinności (Iversen, 1964; Socha i in., 2016). Zmiany temperatury i wilgotności powodowały zastępowanie zbiorowisk otwartych stadiem kriokratycznego kolejno przez zbiorowiska łąkowo-lesne (stadium protokratyczne), lasy liściaste (stadium mezokratyczne) oraz lasy iglaste (stadia oligokratyczne i telokratyczne), czemu towarzyszył rozwój odpowiednich gleb (fig. 11). Mimo ogólnego podobieństwa wszystkich interglacjałów, różnią się one zespołem roślin charakterystycznych (Środoń, 1960) i odrębną sukcesją pyłkową (por. Lindner i in., 2013). W starszych interglacjałach w czwartorzędzie Polski (podlaskim i ferdynandowskim) wyznaczono 2–3 optima klimatyczne, z wyraźnymi, rozdzielającymi je ochłodzeniami (fig. 12). Interglacjały młodsze (mazowiecki, eemski i holocen) mają tylko jedno optimum klimatyczne (Lindner i in., 2013). Próba ustanowienia jednostki glacialnej (zlodowacenia) na podstawie spektrum pyłkowego klimatu zimnego w sukcesji interglacjału ferdynandowskiego (Pidek, 2000, 2003) nie uzyskała akceptacji, ponieważ każda jednostka glacialna musi być udokumentowana występowaniem osadów lodowcowych (Winter, 2006; por. Janczyk-Kopikowa, 1987). Brak zasadności dla próby zdefiniowania jednostki glacialnej w obrębie interglacjału ferdynandowskiego na podstawie flory zimnolubnej wykazano poprzez korelację sukcesji pyłkowej z krzywą stosunku izotopów tlenu w osadach głębokomorskich (Bińka, Marks, 2018).

Występowanie w plejstocenie takich samych taksonów roślin jak obecnie umożliwia rekonstrukcję ówczesnych warunków środowiskowych i klimatu. Współczesne rozmieszczenie szaty roślinnej stanowi przesłankę do odtworzenia: średniej temperatury rocznej, temperatury lata (lipca) i zimy (stycznia), średnich opadów rocznych, a także izoterm na określonym obszarze (Iversen, 1944; Grichuk, 1969; Isarin, Bohncke, 1999). Znajomość parametrów klimatu w przypadku występowania od kilku do kilkunastu gatunków wskaźnikowych tej samej sukcesji pyłkowej pozwala na zawężenie zakresu temperatury i wielkości opadów (Isarin, Bohncke, 1999; Klotz, i in., 1999; Pross, Klotz, 2002; Kühl i in., 2007).

2.3.2. Metody paleozoologiczne

W osadach czwartorzędu Polski występują szczątki różnych zwierząt, ale tylko niektóre z nich są przydatne do celów stratygraficznych (por. Marks i in., 2014a). Wśród bezkręgowców znaczenie stratygraficzne mają mięczaki (malakostratygrafia), a wśród kręgowców – ssaki (teriostratygrafia).

FIG. 12. Interglacialne sukcesje pyłkowe w Polsce: augustowska, ferdynandowska, mazowiecka i eemska; wg Marks i in. (2016a), nieco zmieniono

Augustowska sukcesja pyłkowa Stanowisko Szczebra (wg Janczyk-Kopikowej, 1996)		Ferdynandowska sukcesja pyłkowa Stanowisko Ferdynandów (wg Janczyk-Kopikowej, 1996)		Mazowiecka sukcesja pyłkowa Nizina Południowopodlaska (wg Krupińskiego, 2000)		Eemska sukcesja pyłkowa Stanowisko Imbramowice (wg Mamakowej, 1989)		
Poziomy lokalne zespoły pyłkowych L PAZ		Poziomy regionalne zespoły pyłkowych R PAZ		Poziomy regionalne zespoły pyłkowych R PAZ		Poziomy regionalne zespoły pyłkowych R PAZ		
Sz 13	<i>Pinus-Juniperus-NAP</i>	11	<i>NAP-Pinus-Betula</i>	M 9	<i>Pinus</i>   2. <i>Pinus-(Betula)</i> 1. <i>Pinus-(Picea)</i>	E 7	<i>Pinus</i>	
Sz 12	<i>Pinus-Betula-Alnus</i>	10	<i>Pinus-Betula-NAP</i>	M 8	<i>Carpinus-Quercus-Abies</i>	E 6	<i>Picea-Abies-Alnus</i>	
Sz 11	<i>Pinus-NAP</i>	9		M 7	<i>Abies-Carpinus-Quercus</i> -( <i>Corylus</i> )	E 5	<i>Carpinus-Corylus-Alnus</i>	
Sz 10	<i>Pinus-Alnus-Picea</i> ( <i>Azolla-Salvinia</i> )	okres ciepley II	7	<i>Alnus-Carpinus</i>   optimum młodsze	M 6	<i>Pinus-Picea-Alnus</i>	OPTIMUM	
Sz 9	<i>Quercus-Ulmus-Carpinus</i>	6	<i>Betula-Pinus-NAP</i>	M 5	<i>Taxus-Picea-Alnus</i>	E 4		<i>Corylus-Quercus-Tilia</i>
Sz 8	<i>Pinus-Betula-Artemisia</i>	5	<i>Pinus-Betula</i>	M 4	<i>Picea-Alnus-(Taxus)</i>	E 3		<i>Quercus-Fraxinus-Ulmus</i>
Sz 7	<i>Pinus-Picea-Azolla</i>	4	<i>Abies-Picea</i>   optimum starsze	M 3	<i>Picea-Alnus-(Pinus)</i>	E 2		<i>Pinus-Betula-Ulmus</i>
Sz 6	<i>Betula-Pinus-Azolla</i>	3	<i>Quercus-Ulmus-Corylus</i>	M 2	<i>Betula-Pinus-(Picea-Alnus)</i>			
Sz 5	<i>Pinus-Picea</i>	okres ciepley I	2	<i>Pinus-Betula-Quercus</i>				
Sz 4	<i>Betula-Larix</i>	1	<i>Betula-NAP-Pinus</i>	M 1	<i>Betula-NAP</i>	E 1	<i>Pinus-Betula</i>	
Sz 3	<i>Pinus</i>						a <i>Pinus</i>	

**Malakostratygrafia.** Znaczenie stratygraficzne pojedynczych taksonów mięczaków (ślimaków i małży) jest stosunkowo niewielkie, ale szczątki mięczaków są wykorzystywane w badaniach paleogeograficznych i paleośrodowiskowych w skali lokalnej i regionalnej (por. fig. 13). Na obszarze Polski można wyróżnić 3 grupy taksonów o znaczeniu stratygraficznym. Pierwsza z nich to taksony całkowicie wymarłe, druga – gatunki przybyłe na obszar Polski (głównie w wyniku działalności człowieka), a do trzeciej należą taksony występujące tylko w określonej pozycji stratygraficznej, ale żyjące współcześnie w innych krajach Europy.

**Teriostratygrafia.** W przypadku plejstocenu dolnego i środkowego Europy teriostratygrafia bazuje na zespołach wielkich ssaków, ale zasadniczą rolę stratygraficzną odgrywają zespoły małych kręgowców, szczególnie szczątki gryzoni, w tym nornikowatych (Nadachowski, 1989, 1990, 1998; Nadachowski i in., 2015; Baca i in., 2017). Dla subchrony jaramillo charakterystyczny jest nornik *Allophaiomys pliocaenicus* należący do prymitywnych gryzoni z podrodziny nornikowatych (fig. 14). Wśród norników wodnych występuje *Mimomys pusillus* i *M. savini* (alias *M. intermedius*), a po raz pierwszy pojawia się *Prolagurus pannonicus*, zastępując *P. ternopolitanus*. *Allophaiomys* daje początek dwóm bardziej rozwiniętym gałęziom reprezentowanym przez *Microtus (Stenocranius) hintoni* i *Microtus (Terricola)* sp., pomiędzy subchroną jaramillo a granicą brunhes/matuyama, kiedy przetrwały późne formy *Allophaiomys*, podobnie jak *P. pannonicus* i inne norniki. Następnie pojawił się *Microtus (Palassius)* ex gr. *oeconomus*, a przed granicą brunhes/matuyama *P. pannonicus* został zastąpiony przez *P. posterius*; natomiast *Allophaiomys* występował już bardzo rzadko.

Istotną granicą biostratygraficzną w starszej części plejstocenu środkowego jest MIS 16. Poniżej występują szczątki nornic wodnych – *Mimomys pusillus* i *M. savini*, a powyżej – tylko *M. savini*. *M. pusillus* i *M. savini*, które posiadały zęby trzonowe z korzeniami, natomiast od MIS 13 pojawiły się zęby bezkorzeniowe lub formy przejściowe, które przypisano rodzajowi *Arvicola* (np. *A. terrestris cantiana* lub *A. mosbachensis*).

### 2.3.3. Antropostratygrafia

Antropostratygrafia bazuje na występowaniu śladów działalności (w tym artefaktów), a w mniejszym stopniu fragmentów kości człowieka (Nadachowski, 2016). Jednostkami antropostratygraficznymi są poziomy zasięgi kultury, które – w porównaniu z ewolucją biologiczną i wskutek znacznie szybszego tempa rozwoju kulturowego – mają na ogół stosunkowo krótki zakres czasowy (por. Marks i in., 2014a). Dodatkowym utrudnieniem, szczególnie w holocenie, jest współwystępowanie kultur, w przypadku zaś Polski materiały archeologiczne występują rzadko i jedynie w najmłodszej części plejstocenu środkowego, plejstocenu górnym i holocenie. Wzmianki o występowaniu artefaktów w młodszej części plejstocenu dolnego (Foltyń i in., 2010) nie zostały uznane za wiarygodne (Wiśniewski i in., 2014).

## 2.4. CHRONOSTRATYGRAFIA, GEOCHRONOLOGIA I MAGNETOSTRATYGRAFIA

Podział chronostratygraficzny czwartorzędu ma charakter globalny i wywodzi się z korelacji wiekowej skał na podstawie kryteriów paleontologicznych, litologicznych, magnetycznych, radiometrycznych, morfologicznych i klimatycznych (por. Marks i in., 2014a). Chronostratygrafia czwartorzędu Polski nawiązuje do podziału globalnego na podstawie nielicznych badań paleomagnetycznych (Marks, 2023b, c), datowania metodą U/Th nacieków jaskiniowych oraz metodami <sup>14</sup>C, OSL i izotopów kosmogenicznych osadów plejstocenu górnego i holocenu.

## 2.5. KLIMATOSTRATYGRAFIA I STRATYGRAFIA IZOTOPOWA

Klimatostatygrafia czwartorzędu jest stratygrafią zintegrowaną (holostratygrafią), która łączy poszczególne kategorie klasyfikacji stratygraficznej, co umożliwia uzyskanie najlepszej rozdzielczości wiekowej i korelacji stratygraficznej w skali od lokalnej po globalną (por. Marks i in., 2014a; Marks, 2023c). Teoretycznego uzasadnienia dla występowania cykli klimatycznych dostarczyła analiza parametrów ruchu orbitalnego Ziemi, a za główny czynnik cykliczności klimatu uważa się cykle orbitalne Milankoviča, przyczyniające się do okresowego zróżnicowania natężenia promieniowania słonecznego docierającego do Ziemi. Cykle te uzasadniają regularność rozwoju lodowców w plejstocenie (co 100 000, 40 000 i 20 000 lat), nie spowodowały jednak rozpoczęcia i zakończenia plejstocenijskiej epoki

Stratygrafia		Środowiska			
		lądowe	słodkowodne	morskie	
holocen	fazy	subatlantycka	<i>Helicella obvia</i> <i>Cecilioides acicula</i>	<i>Potamopyrgus antipodarum</i> <i>Dreissena polymorpha</i> <i>Bythinella austriaca</i>	
		subborealna	<i>Helix pomata</i> <i>Condrula tridens</i> <i>Truncatellina cylindrica</i>	<i>Lymnaea stagnalis</i> <i>Pisidium amnicum</i> <i>Planorbis cornuus</i> <i>Viviparus viviparus</i>	
	atlantycka	<i>Ruthenica filograna</i>	<i>Gyraulus albus</i> <i>Bithynia tentaculata</i>	<i>Cerastoderma edule</i> <i>Macoma balthica</i>	
	borealna preborealna	<i>Discus perspectivus</i> <i>Discus rotundatus</i> <i>Discus ruderatus</i>	<i>Gyraulus laevis</i>		
plejstocen	górnym	późny glacjał	<i>Vertigo genesii</i> <i>Succinella oblonga</i>	<i>Pisidium stewarti</i> <i>Pisidium obtusale lapponicum</i>	
		zlodowacenie wiśły	<i>Pupilla loessica</i> <i>Columella columella</i> <i>Vallonia tenuilabris</i> <i>Semilimax kotulai</i>	<i>Gyraulus laevis</i> <i>Gyraulus acronicus</i> <i>Pisidium obtusale lapponicum</i>	<i>Poretlandia arctica</i>
	środkowym	interglacjał eemski	<i>Drobacia banatica</i>	<i>Belgrandia marginata</i>	<i>Bittium reticulatum</i> <i>Nassa reticulata</i> <i>Hydrobia ulve</i>
		zlodowacenie odry	<i>Pupilla loessica</i> <i>Succinella oblonga</i> <i>Vallonia tenuilabris</i>	<i>Gyraulus laevis</i>	
		zlodowacenie krzyny	<i>Pupilla loessica</i>		
		interglacjał zbojna		<i>Viviparus diluvianus</i> <i>Pisidium sculatum</i>	
dolnym	zlodowacenie liwca	<i>Pupilla loessica</i>			
	interglacjał mazowiecki	<i>Macrogastra densestriata</i> <i>Drobacia banatica</i>	<i>Viviparus diluvianus</i> <i>Pisidium sculatum</i>		
		<i>Soosia diodonta</i> <i>Aeogopinella lozekiana</i> <i>Drobacia banatica</i> <i>Zonitoides sepultus</i>	<i>Lithoglyphus jahni</i> <i>Corbicula fluminaris</i>		

FIG. 13. Malakostratygrafia czwartorzędu w Polsce wg Alexandrowicza, Alexandrowicza (2011), zmieniono

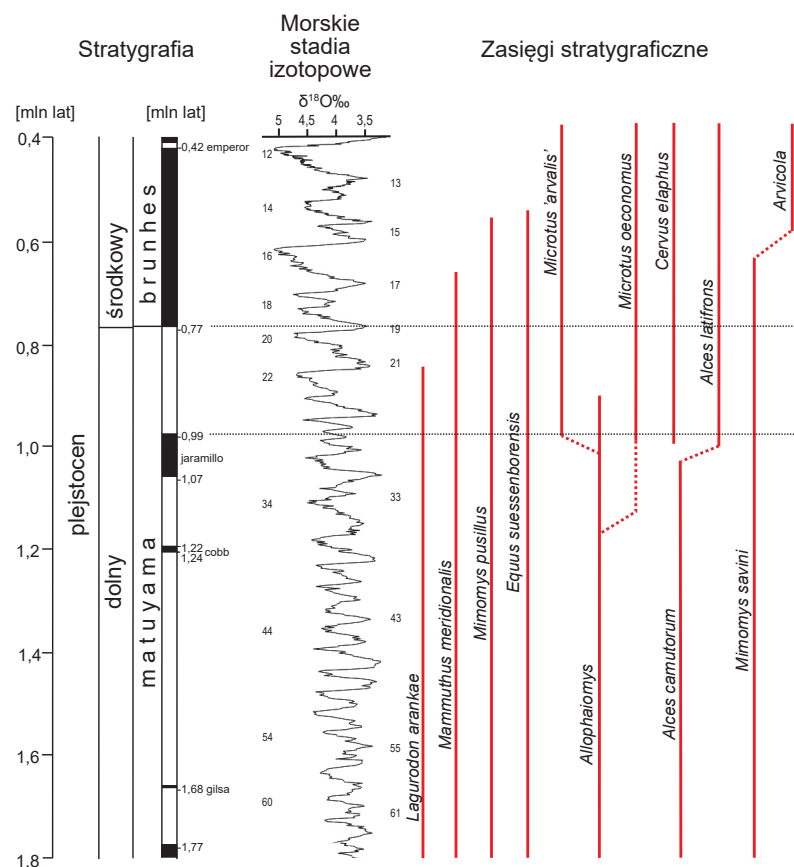


FIG. 14. Zasięgi stratygraficzne niektórych ssaków w okresie 1,8–0,4 mln lat temu

## 2

Główne kategorie stosowane w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski

lodowej. Jednostki klimatostratygraficzne czwartorzędu mają charakter regionalny i lokalny, a rytm zmian klimatu w czwartorzędzie podlegał istotnej modyfikacji geograficznej. Ze zmianami klimatu były związane zmiany zasięgu lodowców, przesuwanie stref roślinnych oraz migracja zwierząt i hominidów.

Klasyfikację jednostek klimatostratygraficznych na potrzeby stratygrafii czwartorzędu w Polsce zaadaptował Różycki (1964a), tworząc układ hierarchiczny jednostek różniących się czasem trwania i skalą zmian klimatu. Największe okresy zimne nazwał zlodowaceniami, a ciepłe – interglacjami (Marks, 2023c). Jedne i drugie podzielił na stadiały i interstadiały, ale w obrębie zlodowaceń wyróżnił jeszcze jednostki niższej rangi, kolejno fazy i interfazy oraz etapy i interglacietapy. Traktując punkty kulminacyjne ochłodzeń i ociepleń za kluczowe w podziale klimatostratygraficznym plejstocenu, Różycki (1964a, b) przyjął odpowiednią symbolikę literowo-cyfrową na oznaczenie wahnień klimatycznych różnej rangi.

Obecnie za podstawową jednostkę klimatostratygraficzną w strefie występowania lądolodów plejstocenijskich w umiarkowanych szerokościach geograficznych uważa się zlodowacenie (glacja). W obszarach poza bezpośrednim wpływem zlodowaceń w Polsce (w strefie ekstraglacialnej i w plejstocenie dolnym), wyróżniane są równoważne jednostki klimatostratygraficzne. Przy braku lądolodu, ale jednoznacznych dowodach występowania klimatu zimnego, jest to ochłodzenie, a okres cieplejszy pomiędzy kolejnymi ochłodzeniami jest ociepleniem. Jednostkami mniejszej rangi są zwykle faza i interfaza.

Zlodowacenia (ochłodzenia) i interglacjami (ocieplenia) tradycyjnie uznawano za piętra klimatostratygraficzne i – na podstawie przyjmowanych arbitralnie i słabo udokumentowanych stratotypów regionalnych – wprowadzano w podziałach stratygraficznych czwartorzędu Polski piętra zimne i ciepłe (Mojski, 1985a, 1995, 2005), reprezentujące oscylacje klimatyczne pierwszej rangi. Obecnie uważa się, że piętra klimatostratygraficzne są jednostkami wyższej rangi, a plejstocenijska epoka lodowa zawierała cykle glacialno-interglacialne złożone z cykli podrzędnych, m.in. stadialno-interstadialnych (por. Lindner i in., 2002). Główne cykle klimatyczne, występujące w sekwencjach ciągłych typu interglacjał–glacjał–interglacjał, mogą więc stanowić podstawę do zdefiniowania piętra klimatostratygraficznego, złożonego z grupy kolejno następujących po sobie ociepleń i ochłodzeń, zazwyczaj określanego jako kompleks (np. kromerski, południowopolski). W klimatostratygrafii czwartorzędu Polski kompleksami są również interglacjami zawierające więcej niż jedno optimum klimatyczne (por. Lindner i in., 2013).

W stratygrafii czwartorzędu istotną rolę odgrywają tzw. długie sekwencje pyłkowe, które obejmują kilka kolejnych jednostek klimatostratygraficznych (np. van der Hammen i in., 1971; Reille, de Beaulieu, 1995). Ich następstwo i sukcesje pyłkowe umożliwiają korelację z krzywymi  $\delta^{18}\text{O}$  w osadach głębokomorskich (Tzedakis i in., 2004; Martrat i in., 2007). Za długie sekwencje pyłkowe w stratygrafii czwartorzędu Polski można uznać takie, które obejmują oprócz jednego interglacjalu także znaczące fragmenty poprzedzającego i następującego zlodowacenia (ochłodzenia). Takich sekwencji jest niewiele, najważniejsze z nich występują w stanowiskach interglacialnych w Ossówce, Horoszkach Dużych i Ferdynandowie (por. Granoszewski, 2003; Nitychoruk i in., 2005; Bińka, Marks, 2018).

W przypadku ostatnich 40 000 lat najbardziej satysfakcjonujące ramy czasowe podziału klimatostratygraficznego uzyskano przy zastosowaniu datowania metodą radiowęglu. Wiek większości starszych jednostek klimatostratygraficznych określono poprzez odniesienie do stratygrafii izotopowej. Rejestry zmienności stosunku izotopów tlenu  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) w osadach głębokomorskich i rdzeniach lodowych umożliwiły wyróżnienie sekwencji tlenowych

stadiów izotopowych (Emiliani, 1955), nazywanych morskimi piętrami izotopowymi (MIS – *marine isotope stages*), jeśli zostały wyznaczone w rdzeniach głębokomorskich (Lisiecki, Raymo, 2005). Stadia odpowiadające okresom ciepłym mają numerację nieparzystą, okresom zaś zimnym – numerację parzystą i są numerowane kolejno, od piętra 1 – trwające obecnie, do piętra 103 – w najniższym plejstocenie (fig. 15). Morskie stadia izotopowe są obecnie stosowane powszechnie w korelacji stratygraficznej w czwartorzędzie (por. Cohen, Gibbard, 2019), a rejestrowana w nich zmiana wartości stosunku izotopów tlenu jest odnoszona bezpośrednio do zmian objętości lodu lodowców na Ziemi i pośrednio – do zmian temperatury globalnej.

Ograniczony zakres czasowy stosowanych metod datowania sprawia, że poważnym utrudnieniem w klimatostratygrafii czwartorzędu jest ustalenie chronologii. Granice jednostek klimatostratygraficznych są zwykle synchroniczne jedynie w obszarze ograniczonym terytorialnie, natomiast ich częsta diachroniczność regionalna wyklucza bezpośrednią korelację z jednostkami chronostratygraficznymi. Powszechnie stosowana korelacja pięter zimnych i ciepłych podziału klimatostratygraficznego czwartorzędu z jednostkami chronostratygraficznymi powoduje zamieszanie w różnieniu podziałów klimatostratygraficznego i chronostratygraficznego, także z tego powodu, że ogromna większość używanych jednostek klimatostratygraficznych nie posiada zdefiniowanych stratotypów.

Nowoczesna korelacja klimatostratygraficzna powinna polegać na synchronizacji lokalnych rejestrów lądowych i płytkomorskich (zwykle dość fragmentarycznych, ale o wysokiej rozdzielczości) z potencjalnie nieprzerwanymi sekwencjami głębokomorskimi (lecz o znacznie niższej rozdzielczości) oraz rdzeniami lodowymi. Zastosowanie teorii cykli orbitalnych Milankoviča do obliczenia wieku poszczególnych MIS (por. Imbrie i in., 1984) i datowanie rdzeni lodowych (por. Orombelli i in., 2010) umożliwiło korelację jednostek klimato- i chronostratygraficznych, pomimo diachroniczności zmian klimatycznych i opóźnienia czasu reakcji środowiska na te zmiany. Tak zdefiniowane jednostki klimatostratygraficzne można uznać za jednostki chronostratygraficzne.

W numerycznych skalach wiekowych stosowanych w podziałach stratygraficznych czwartorzędu funkcjonuje kilka punktów zerowych wyrażanych w latach (por. Wolff, 2007; Marks i in., 2014a), co może spowodować znaczące niedokładności w korelacji stratygraficznej, szczególnie osadów holocenu i plejstocenu górnego. Pierwszą skalą wiekową była skala radiometryczna wprowadzona w końcu lat 40. ubiegłego stulecia na podstawie datowania metodą radiowęglu. Punktem odniesienia w tej skali jest rok 1950, a wartość liczbowa wieku jest uzupełniana symbolem „BP” (*before present*), ewentualnie ostatnio również „ $^{14}\text{C}$  BP” dla odróżnienia od dat skalibrowanych (kalendarzowych) oznaczanych „kał BP” (*cal BP*). Dla najmłodszej części holocenu, obejmującej ostatnie 2000 lat, dopuszczalne jest stosowanie symbolu AD (*Anno Domini*) lub n.e. (nasze ery), zwłaszcza przy możliwości korelacji z danymi historycznymi. W opracowaniach geologicznych należy natomiast unikać symbolu „BC” (*before Christ*). Symbol „BP” bywa stosowany również w przypadku datowania innymi metodami, ale w takich przypadkach przeważnie punkt zerowy skali wiekowej nie jest określany, chociaż zazwyczaj jest to moment datowania. W skali wiekowej opartej na analizie rdzeni lodowych (co bardzo często i nie zawsze z odpowiednim uzasadnieniem bywa stosowane w korelacji międzyregionalnej), punkt zerowy jest zróżnicowany: dla starszych rdzeni jest to rok wykonania wiercenia i niekiedy podlega następnie kalibracji do roku 1950. W przypadku młodszych rdzeni lodowych punkt zerowy jest określany na rok 2000 i oznaczany adnotacją „b2k” (*before 2000*).

## 3

## Stratygrafia czwartorzędu Polski

Podniesienie grzbietu podmorskiego Grenlandia–Szkocja ok. 950 tys. lat temu spowodowało przesunięcie cyrkulacji głębokowodnej w północnym Atlantyku z Artyki do mórz północnych, czyli w tryb glacialny (Maslin, Ridgwell, 2005). Wpłynęło to na obniżanie średniej temperatury globalnej w czwartorzędzie i zwiększanie amplitudy temperatury między cyklicznie występującymi okresami ciepłymi i zimnymi, w Polsce powodując zmniejszenie udziału roślin ciepłolubnych (egzotycznych) w szacie roślinnej (por. Lindner, 1992). Spośród takich reliktywów neogenu jak eukimia, kasztan, chmielogrąb, skrzydłorzech, orzesznik i ostrokrzew, trzy pierwsze zanikły całkowicie w plejstocenijskich zbiorowiskach roślinnych środkowej i północnej Europy, natomiast zanik pozostałych zachodził nierównomiernie (Winter, 2015).

Podziały stratygraficzne czwartorzędu mają tradycyjnie charakter regionalny i powstawały odrębnie, nie tylko dla poszczególnych kontynentów, ale także państw, a nawet ich części (por. <http://quaternary.stratigraphy.org/regional-divisions>). Dopiero w ostatnich latach zdefiniowano piętra chronostratygraficzne czwartorzędu, powiązane z magnetostratygrafią i klimatostratygrafią. Podział stratygraficzny czwartorzędu Polski (fig. 15) nawiązuje do podziału europejskiego (np. Zagwijn, 1985; Gibbard i in., 2005; Litt, 2007), a zapis jednostek stratygraficznych czwartorzędu małą literą jest zgodny z zasadami zaproponowanymi przez Marksa (2025). Nie ma bowiem racjonalnego uzasadnienia, aby zasady zapisu małą lub wielką literą nazw jednostek stratygraficznych różnych kategorii klasyfikacji stratygraficznej były zróżnicowane.

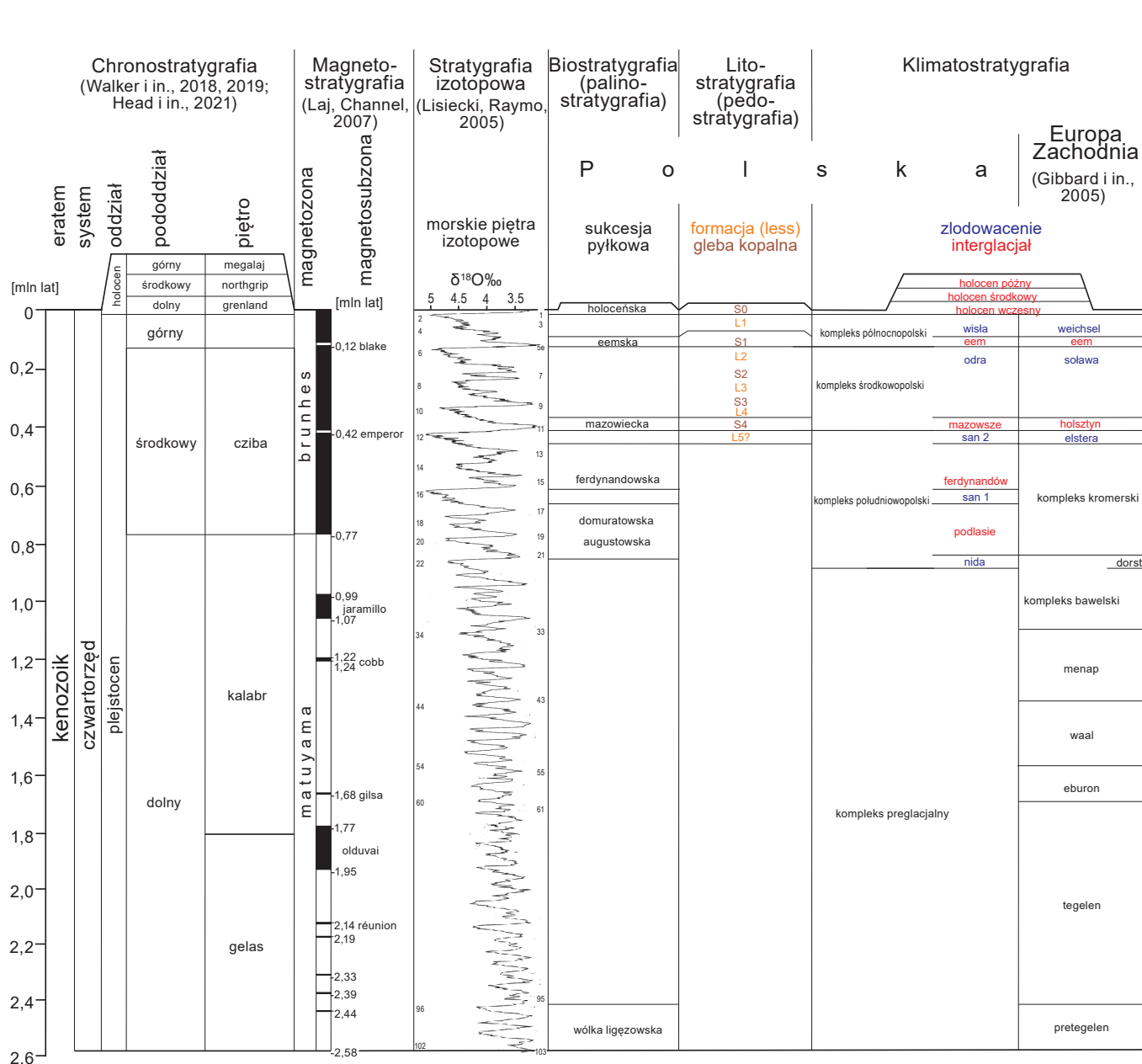


FIG. 15. Biostratygrafia, litostratygrafia i klimatostratygrafia czwartorzędu Polski i ich korelacja z jednostkami klimatostratygraficznymi czwartorzędu Europy,orskimi stadiami izotopowymi oraz magnetostratygrafia i chronostratygrafia globalną; litostratygrafia sekwencji lessowo-glebowych nawiązuje do modelu Markovića i in. (2015), w którym: L – less i S – gleba; na podstawie Marksa (2023c); Jarego, Marksa, 2024), zmieniono

### 3.1. PLEJSTOCEN DOLNY I DOLNA GRANICA CZWARTORZĘDU W POLSCE

W stratygrafii czwartorzędu Polski funkcjonuje pojęcie „plejstocenu preglacjalnego”, określanego również jako kompleks preglacjalny (Ber i in., 2007), który obejmuje prawie cały plejstocen dolny, kiedy na obszarze Polski nie było lodolodu (por. fig. 15). Takie nieformalne określenie zakresu czasowego „plejstocenu preglacjalnego” pojawia się również w innych częściach Europy znajdujących się w zasięgu zlodowaceń skandynawskich, ale niezlodowaconych w plejstocenie dolnym (por. Litt, 2007). Natomiast obecność materiału eratycznego z gór lodowych, odnotowana w rdzeniach głębokomorskich z północnego Atlantyku, wskazuje na początek zlodowacenia Skandynawii już w miocenie (Thierens i in., 2012). W związku z tym pojęcie plejstocenu preglacjalnego (preglacjał) straciło obecnie znaczenie stratygraficzne, chociaż bywa nadal używane jako nieformalna jednostka regionalna (por. Marks, 2023b).

Formalne obniżenie dolnej granicy czwartorzędu, skutkujące włączeniem osadów najwyższego pliocenu (piętro gelas) do plejstocenu dolnego (por. Gibbard i in., 2010) spowodowało, że część osadów o litologii charakterystycznej dla preglacjał w Polsce została przeniesionych z pliocenu do czwartorzędu (por. Lindner, 1992). W centralnej Polsce osady preglacjalne odnotowano w wielu stanowiskach (fig. 16), ale ich stratygrafia została opracowana najpełniej o stanowiskach Ponurzyca (Baraniecka, 1975; Stuchlik, 1975) i Różce *ve*/Różce (Baraniecka 1991; Stuchlik, 1994). Na podstawie analizy palinologicznej wyróżniono (Baraniecka, 1975, 1991; Stuchlik, 1975) 2 fazy ciepłe (ponurzyca i celestynów) i 2 fazy zimne (różce i otwock), które skorelowano odpowiednio z tegelenem, eburonem i waalem w plejstocenie dolnym Europy Zachodniej (fig. 17). W sekwencji pyłkowej preglacjał w Polsce następowało stopniowe zmniejszanie udziału taksonów neogenu, a w

ociepleniu najmłodszym (celestynów) spektrum pyłkowe było zbliżone do charakterystycznego dla interglacjałów plejstocenijskich (Stuchlik, 1975). Mimo braku satysfakcjonującego datowania, Baraniecka (1991) uznała fazy ciepłe i zimne preglacjał za piętra klimatostratygraficzne, tworzące superpiętro preglacjał i odpowiadające serii krasnystawskiej Mojskiego (1985a). W nawiązaniu do nieformalnego, aczkolwiek dość powszechnie akceptowanego wówczas położenia granicy czwartorzęd/pliocen w podziałach stratygraficznych Europy Zachodniej (Zagwijn, 1979), wszystkie te piętra zostały zaliczone do plejstocenu dolnego, chociaż nie było to powszechnie akceptowane (Kosmowska-Ceranowicz, 1979).

Jednostki zimne i ciepłe preglacjał Lindner (1984, 1988a) określił odpowiednio jako „zlodowacenia” i „interglacjały”. Ponieważ w tym czasie formalna granica neogen/czwartorzęd znajdowała się w stropie subchrony Olduvai w stanowisku Vrica (południowe Włochy) i była datowana na 1,8 mln lat (Aguirre, Pasini, 1985; por. Marks, 2010), to do plejstocenu dolnego zaliczono jedynie „zlodowacenie” otwockie i „interglacjał” celestynowski, natomiast „zlodowacenie” różce i „interglacjał” ponurzyca pozostały w pliocenie (por. Lindner, 1980, 1984, 1991a, 1992).

Ponowne wiercenie w stanowisku Różce umożliwiło weryfikację stratygrafii osadów preglacjalnych w południowej części Niziny Mazowieckiej (Bujak i in., 2016). Analiza palinologiczna wykazała, że osady preglacjalne z tego stanowiska należą do pliocenu dolnego, natomiast badania paleomagnetyczne określiły ich wiek na 4,62–5,23 mln lat, czyli środek magnetochrony gilberta: magneto-subchrony o polarności normalnej C3n.4n (thvera), odwrotnej C3n.3r, normalnej C3n.3n (sidufjall) i odwrotnej C3n.2r (fig. 17). Powyżej osadów preglacjalnych stwierdzono piaski i żwiru fluwio-glacjalne oraz glinę lodowcową, powiązaną przez Bujaka i in. (2016) ze zlodowaceniem nidy, ale prawdopodobnie reprezentującą zlodowacenie sanu 1 (por. fig. 17). W osadach korelowanych

## 3

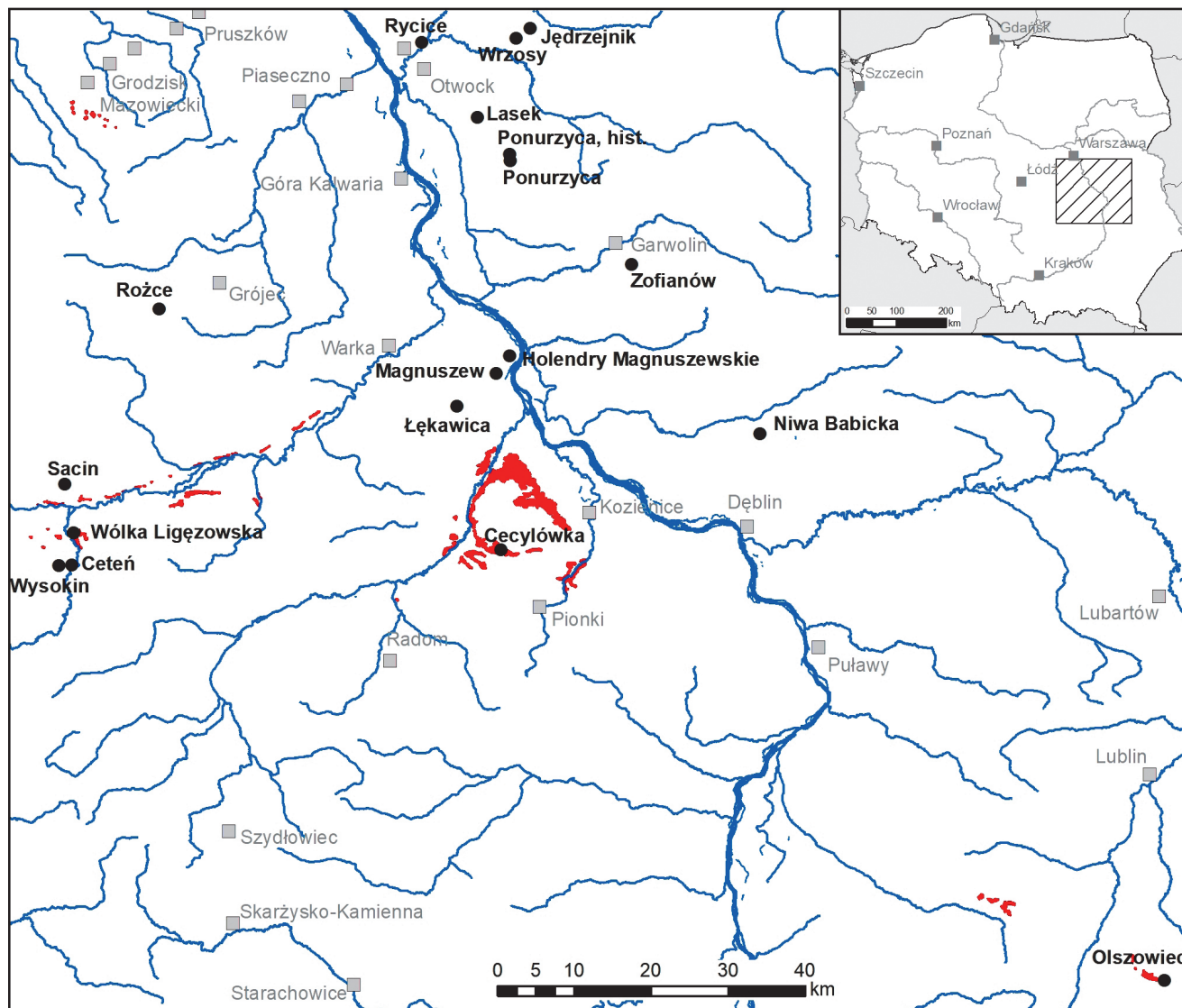
Stratygrafia  
czwartorzędu  
Polski

FIG. 16. Główne stanowiska osadów preglacjału na południowym Mazowszu, na czerwono zaznaczono osady preglacjałne na/przy powierzchni terenu (na podstawie niepublikowanych materiałów Ł. Bujaka

z pliocenem i plejstocenem dolnym występuje hiatus stratygraficzny, prawie 3,5 mln lat, czyli brak jest serii preglacjałnej wykazanej przez Baraniecką (1991).

W rejonie Doliny Dolnej Pilicy osady preglacjałne budują kopalne ostańce erozyjne (fig. 18–20; Makowska, 2015). Są to warstwowane cyklicznie piaski, mułki i ropy rzeczne z domieszką materii organicznej oraz przewarstwieniami torfu i gytii. Materiał skandynawski występuje w niewielkiej ilości w stropie, ale z definicji nie są to już osady preglacjałne. Zapis paleomagnetyczny osadów w stanowisku Sacin jest złożony i nieciągły (fig. 18). Sedymentacja osadów górnej części profilu do głębokości 17,7 m nastąpiła zapewne w epoce normalnego namagnesowania brunhes. Poniżej głębokości 19,9 m stwierdzono polarność odwróconą (epoka matuyama?) z dwoma niewielkimi odcinkami polarności normalnej i kilkoma odcinkami polarności nieokreślonej, przy czym sugerowany wiek epizodów z namagnesowaniem normalnym wynosi ok. 1 i 2 mln lat (Nawrocki, 1994). Spektra pyłkowe z głębokości 42,3–43,1 m mogą wskazywać zarówno na pliocen górny, jak i plejstocen dolny, ale na podstawie badań paleomagnetycznych osady te zaliczono do plejstocenu dolnego (Winter, 2015).

Sukcesja pyłkowa w profilu Wólka Ligęzowska wskazuje na drastyczną zmianę klimatu prowadzącą do całkowitego zaniku lasów i otwarcia krajobrazu, udokumentowanego zwiększeniem zawartości pyłku roślin zielnych i wrzosowatych (fig. 19). Trend ochładzania w pliocenie wyrażał się stopniowym zanikiem taksonów ciepłolubnych i rozwojem zbiorowisk leśnych z sosną i brzozą, a charakterystyczne dla plioceńskiego klimatu subtropikalnego zbiorowiska lasu bagiennego przekształcały się stopniowo w zbiorowiska lasu mezofilnego strefy umiarkowanej i zbiorowiska roślinności borealnej (Winter, 2015). W pliocenie zachodził w Polsce stopniowy spadek temperatury zimy, a minimalny udział wrzosowatych może wskazywać na zmniejszenie opadów, co – w porównaniu z Niemcami i Holandią – mogło być związane z malejącymi wpływami oceanicznymi i zwiększaniem kontynentalizmu ku wschodowi (Winter, 2015). Rodzaj zbiorowisk roślinnych i charakter zmian roślinności wpisują się w długotrwały globalny trend klimatyczny, umożliwiając korelację z innymi stanowiskami w Europie i wyznaczenie granicy neogen/czwartorzęd (Popescu i in., 2010).

Znaczne ochłodzenie klimatu, zanik zbiorowisk leśnych i pojawienie się zbiorowisk roślinnych siedlisk otwartych uznano jednoznacznie za kryterium wyznaczania dolnej granicy czwartorzędu (Zagwijn, 1960, 1974, 1975, 1985, 1992, 1998, 2004). W stanowisku Wólka Ligęzowska koniec pliocenu jest udokumentowany dużą zawartością pyłku *Pinus sylvestris* typ (do 75%), a początek czwartorzędu poprzez zanik zbiorowisk leśnych (fig. 19) i panowanie klimatu subarktycznego. Pojawiły się inne zbiorowiska roślinne niż w neogenie i zaczęła dominować roślinność o charakterze laso-stepo-tundry i stepo-tundry ze zwiększającym się udziałem roślin zielnych oraz brakiem pyłku roślin o wyższych wymaganiach termicznych, analogicznie jak u schyłku interglacjałów plejstocenu środkowego i górnego (Popescu i in., 2010; Winter, 2015). Zbiorowisko roślinne typu stepo-tundry, charakterystyczne dla okresów zimnych najwyższego pliocenu i plejstocenu dolnego, obecnie nie występuje na Ziemi (por. Granoszewski, Winter, 2016).

W Wólce Ligęzowskiej stwierdzono ciągłe przejście pliocen/plejstocen (Winter, 2015). Czwartorzęd rozpoczyna się okresem zimnym wólka ligęzowska, skorelowanym z pretegelemem (fig. 19). Jest on udokumentowany rozwojem zbiorowisk roślinnych klimatu subarktycznego i borealnego, charakterystycznych dla stepo-tundry z dużym udziałem wiechlinowatych, bylic i turzycowatych wraz z brzozą karłowatą. Ciepłsze oscylacje klimatyczne rangi interstadiału wyrażały się rozwojem luźnych lasów brzozowo-sosnowych bądź sosnowych i bardzo niskim udziałem drzew liściastych, w tym dębu.

W stanowiskach z rejonu Doliny Dolnej Pilicy zapis palinostratygraficzny młodszych okresów klimatyczno-stratygraficznych jest fragmentaryczny, ale wskazuje na naprzemienne występowanie faz ciepłych i zimnych, zgodnie z czwartorzędowym rytmem zmian klimatu (Winter, 2015). W fazach ciepłych stwierdzono nieliczne relikty neogenu, jak: skrzydłorzech, orzesznik, eukomia, kasztan, chmielgrab i ostrokrzew. W spektrach pyłkowych jest bardzo niski udział drzew ciepłolubnych i wysoki świerka, do 30% w Ceteniu 8 (fig. 20) i 70% w Wysokinie 10, co poprzedza wzrost wartości NAP (*non-arboreal pollen* – zawartość procentowa pyłku nie-drzew) i wskazuje na schyłek okresu ciepłego o nieokreślonej randze klimatyczno-stratygraficznej. W przypadku faz zimnych brak jest roślinnych markerów wiekowych umożliwiających określenie wieku

osadów (por. Zagwijn, 1960), ale klimat jednoznacznie definiują wysokie wartości NAP i różnorodność roślin zielnych. Ten fragmentarycznie zachowany zapis palinologiczny może odpowiadać ociepleniu ponurzyca i ochłodzeniu otwock w stanowisku Ponurzyca (fig. 16, 21; por. Baraniecka, 1975, 1991; Stuchlik, 1975). Na podstawie wymagań termicznych zbiorowisk roślinnych w Europie Środkowej można oszacować, że w okresach ciepłych temperatura średnia latem mogła przekraczać 19,5°C, a zimą spadać nieznacznie poniżej 0°C (Pross, Klotz, 2002), co wskazuje na słabo wyrażoną sezonowość klimatu. W okresach chłodnych średnia temperatura lata osiągała 10°C, a zimą spadała do -20°C i panowała stepo-tundra (por. Granoszewski, Winter, 2016).

Zapis palinologiczny młodszego okresu ciepłego w stanowisku Ceteń (fig. 20), nazwanego ociepleniem ceteń (fig. 21), jest ciągły z dużym udziałem drzew o wysokich wymaganiach termicznych w optimum klimatycznym, wysokim udziałem pyłku dębu, znaczącym brzozy i roślin zielnych (Winter, 2015). Późniejszy gwałtowny wzrost wartości wiechlinowatych, zanik eukomii i chmielograba oraz graba i leszczyny wskazują na ochłodzenie i kontynentalizację klimatu, a powrót dębu, orzesznika, graba i pojawienie się kasztana – na ponowne panowanie klimatu ciepłego.

Akumulacja osadów preglacjalnych na południowym Mazowszu trwała od pliocenu dolnego (pięta brunssum i reuver) i prawie w całym plejstocenie dolnym (pięta: wólka ligęzowska, ponurzyca, otwock, ceteń) aż do zlodowacenia nidy, czyli ~3 mln lat. W sekwencji osadów preglacjalnych znajduje się formalna granica stratygraficzna neogen/czwartorzęd, natomiast w stropie jest nieformalna granica plejstocenu „preglacjalnego” i „glacjalnego”, zgodna w stratygrafii czwartorzędu Polski z granicą kompleksów preglacjalnego i południowopolskiego (Lindner i in., 2013). Zaznacza się ona bardzo wyraźnie w litologii osadów, ponieważ oddziela osady bez materiału skandynawskiego i z takim materiałem, wskazującym na pierwszą transgresję lądolodu na obszar Polski. Obie granice są udokumentowane w Polsce głównie na podstawie badań palinologicznych i litologicznych. Sytuacja geologiczna osadów kompleksu preglacjalnego w Polsce wymaga dalszych badań, szczególnie w stanowisku Ponurzyca, kluczowego dla stratygrafii plejstocenu dolnego (por. Baraniecka 1991). Weryfikacji wymaga również pozycja stratygraficzna serii kozienickiej i krasnystawskiej.

Najwyższą część plejstocenu dolnego w Polsce reprezentuje zlodowacenie nidy i starsza część interglacjatu podlaskiego (fig. 15). Pozycję stratygraficzną obu tych jednostek określa magnetostratygrafia w stanowiskach Kozi Grzbiet, Kalejty i Kończyce, gdzie udokumentowano zmianę polarności magnetycznej z odwróconej na normalną (fig. 22–26). Umożliwiło to korelację z granicą brunhes/matuyama, wyznaczającą położenie granicy plejstocenu dolnego i środkowego (por. Head i in., 2021).

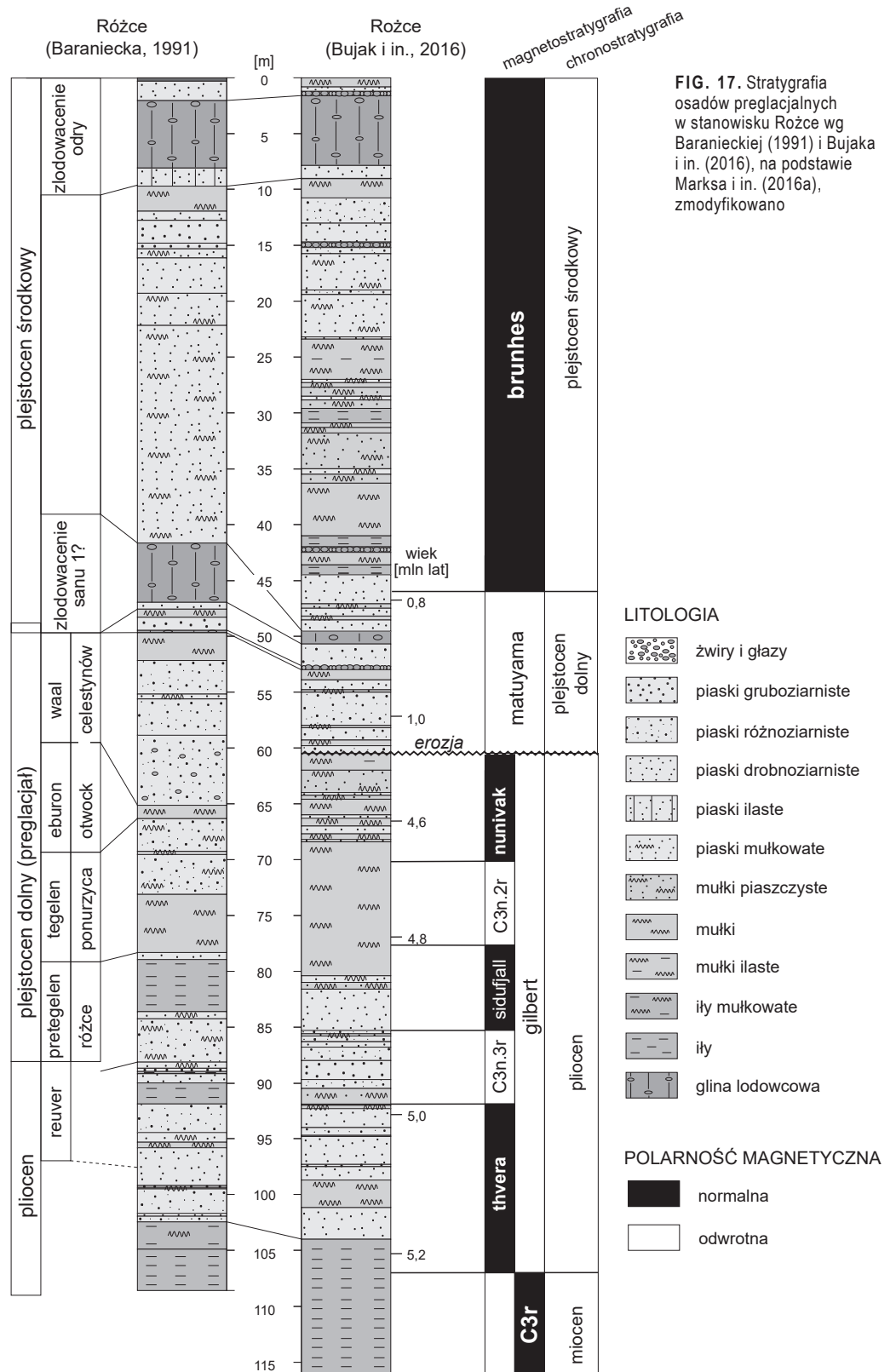


FIG. 17. Stratygrafia osadów preglacjalnych w stanowisku Rożce wg Baranieckiej (1991) i Bujaka i in. (2016), na podstawie Marksa i in. (2016a), zmodyfikowano

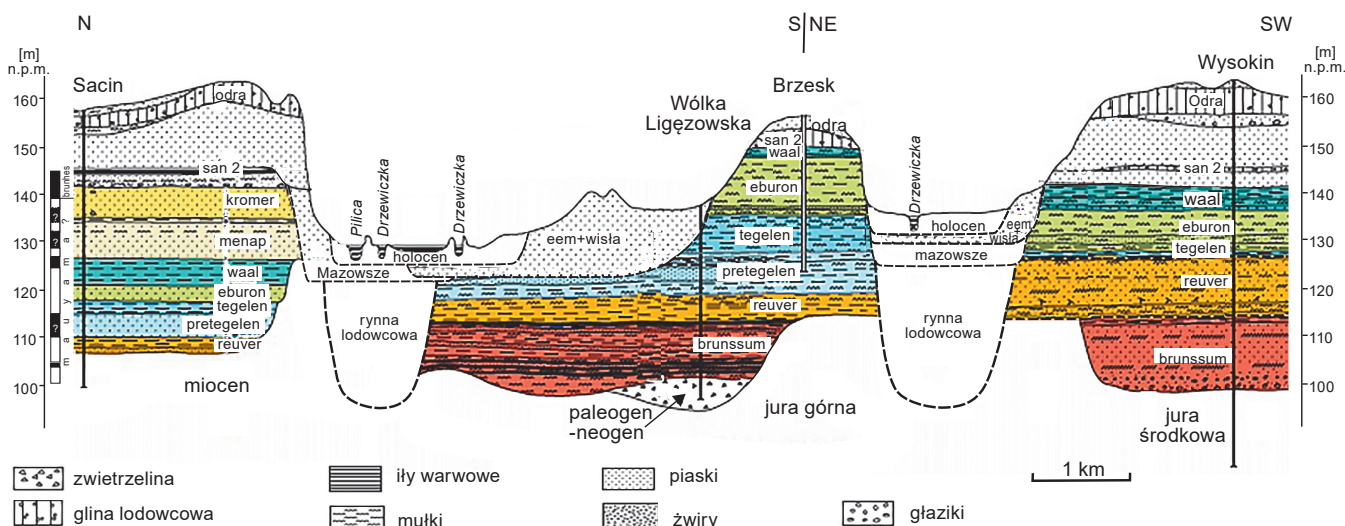
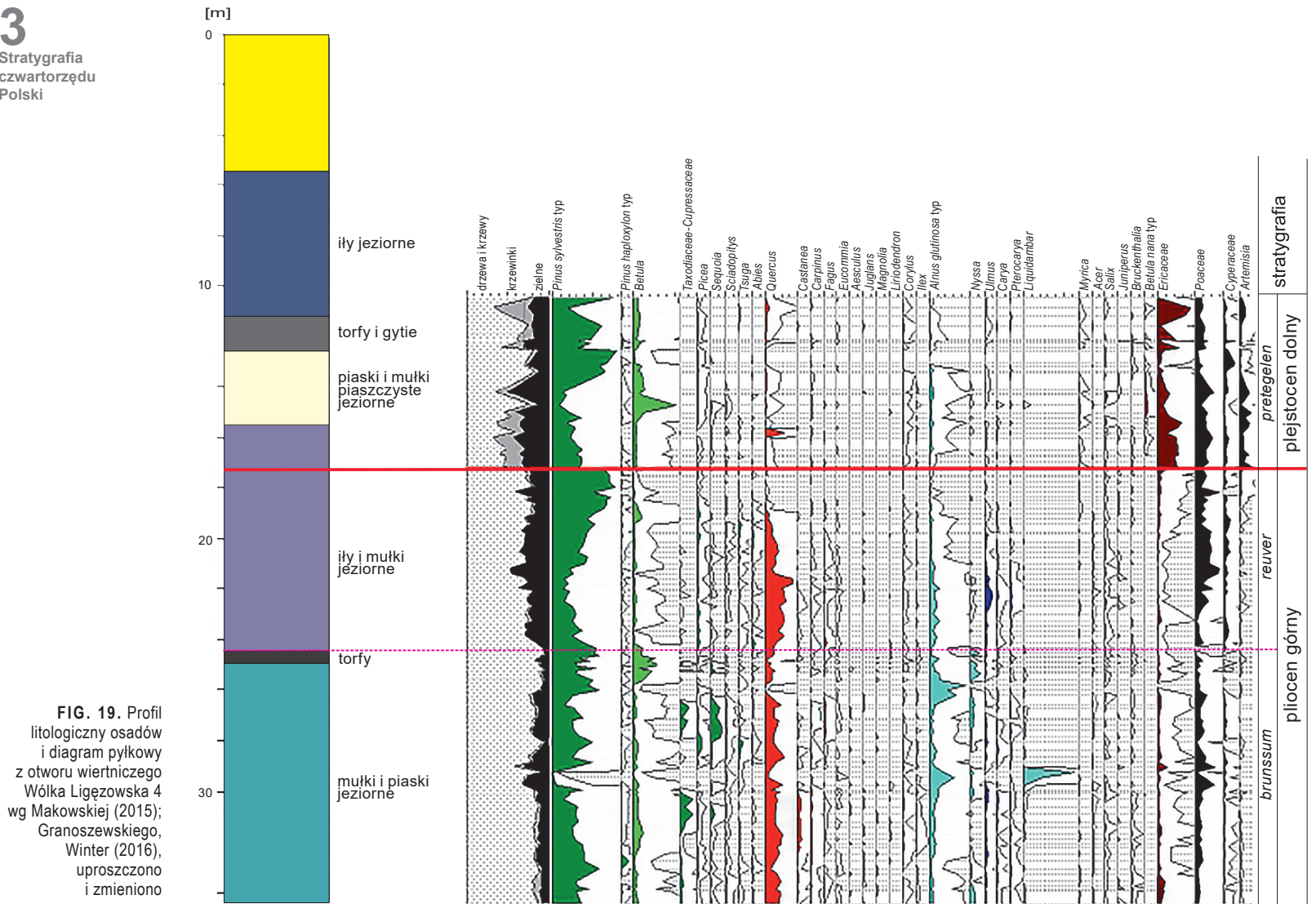
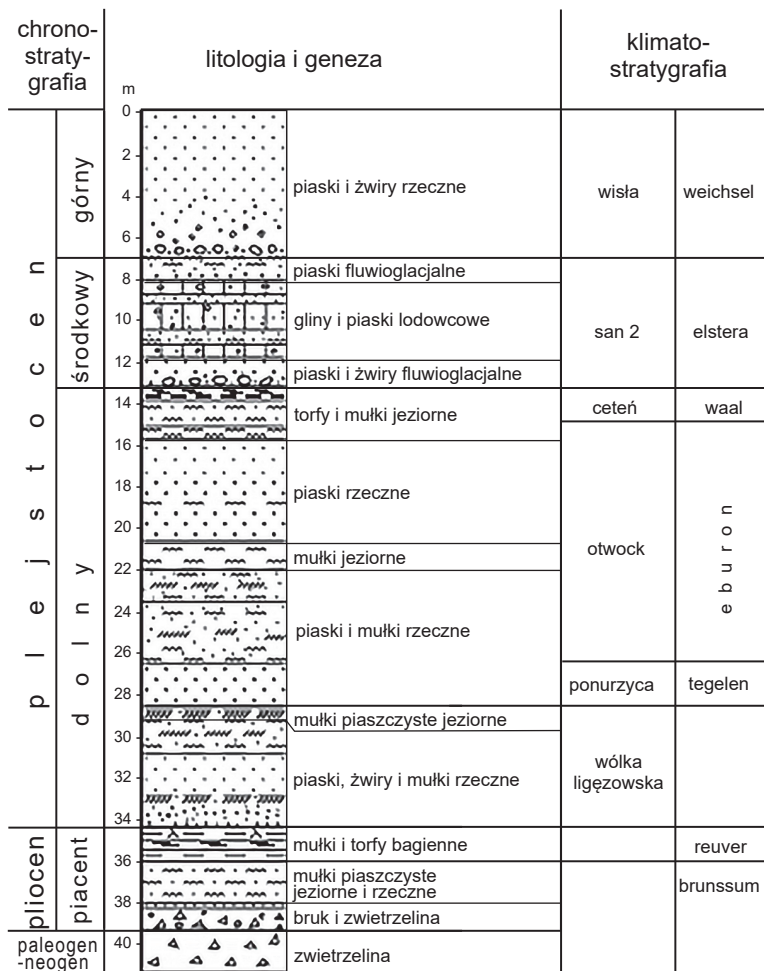


FIG. 18. Przekrój geologiczny przez osady preglacjalne na południowym Mazowszu wg Makowskiej (2015), zmieniono; paleomagnetyzm w profilu Sacin wg Nawrockiego (1994)

**3**  
Stratygrafia  
czwartorzędu  
Polski



**FIG. 19.** Profil litologiczny osadów i diagram pyłkowy z otworu wiertniczego Wólka Ligęzowska 4 wg Makowskiej (2015); Granoszewskiego, Winter (2016), uproszczono i zmieniono



**FIG. 20.** Stratygrafia i litologia osadów w profilu otworu Ceteń 8 wg Makowskiej (2015), zmieniono

Sekwencję osadów jaskiniowych w stanowisku Kozi Grzbiet w Górach Świętokrzyskich (Głazek i in., 1976, 1977a, b) rozpoczyna plioceńska i dolnoplejstoceńska zwierzelina ilasto-piaszczysta wapieni dewonu i piaszczysta triasu (fig. 22, 23). Na nich leżą piaski, mułki i brekcje ilaste oraz ły jaskiniowe z licznymi skaleniami, a skład minerałów ciężkich jest zdominowany przez amfibole i pirokseny pochodzenia skandynawskiego. Stwierdzone w łyach jaskiniowych szczątki mięczaków (Stworzewicz, 1981) oraz kości płazów (Młynarski, 1977), gadów (Szyndlar, 1981) i częściowo ssaków (Nadachowski, 1985) wskazują na wilgotny las liściasty (Głazek i in., 1977a, b). Obecność kości takich ssaków sugeruje klimat chłodny. Występowanie kości takich ssaków jak *Mimomys savini*, *Microtus*, *Dicrostonyx simplicior*, *Ursus deningeri* i *Pliobatrachus langhae* sugerują późny bihar (Nadachowski, 1985; por. Palombo, 2014). Analiza zawartości kolagenu w kościach potwierdza, że reprezentują one faunę 2 okresów ciepłych rozdzielonych fazą zimną (Wysoczański-Minkowicz, 1968).

Wiek osadów jaskiniowych w stanowisku Kozi Grzbiet określono metodą FCI/P i kolagenową na 700–550 tys. lat (Wysoczański-Minkowicz, 1969), a w ich dolnej części wyznaczono granicę magnetozon brunhes-matuyama (Głazek i in., 1977a). ły te są przykryte piaskami fluwioglacjalnymi, zawierającymi minerały pochodzenia skandynawskiego. Położenie granicy brunhes/matuyama wskazuje, że ły interglacjalne z fauną można korelować ze starszą częścią kompleksu kromerskiego (por. Cohen, Gibbard, 2019). W stratygrafii plejstocenu Polski stanowiło to przesłankę do wyróżnienia interglacjalu małopolskiego (Lindner, 1978; Różycki, 1978), określanego również jako interglacjal koziwego grzbiecetu (Lindner, 1988a), obecnie korelowanego ze starszą częścią interglacjalu podlaskiego (por. Lindner i in., 2013). Materiał skandynawski w dolnej części łów jest reliktem zlodowacenia nidy, a wierzchnie piaski fluwioglacjalne reprezentują zlodowacenie sanu 1 (Lindner i in., 2013).

W stanowisku Szczebra koło Augustowa (fig. 24) stwierdzono występowanie osadów jeziornych i bagiennych o miąższości ponad 20 m, podścielonych najstarszą gliną

Chronostratygrafia	Europa Zachodnia	Polska			
	klimatostratygrafia (Zagwijn, 1989)	okresy roślinno-klimatyczne (Stuchlik, 1995)	klimatostratygrafia (Baraniecka, 1991)	klimatostratygrafia (Winter, 2015)	profile wiertnicze stratotypowe (Winter, 2015)
plejstocen dolny	waal	V	celestynów	ceteń	Ceteń 8
	eburon	IV	otwock	otwock	
	tegelen	III	ponurzyca	ponurzyca	Wysokini 10
	pretegelen	II	różce	wólka ligęzowska	Wólka Ligęzowska 4
pliocen	reuver	I	reuver	reuver	
	brunssum		brunssum		

FIG. 21. Ciepłe (czerwony) i zimne (niebieski) piętra klimatostratygraficzne plejstocenu dolnego w Polsce i Europie Zachodniej na podstawie palinostratygrafii; wg Winter (2015), zmieniono

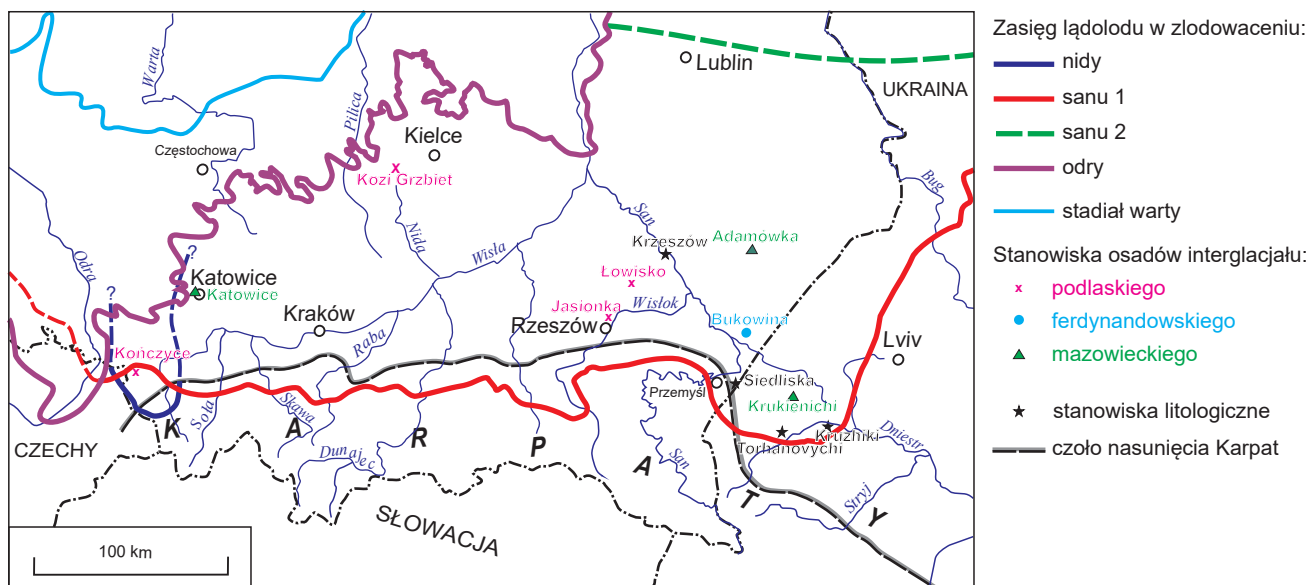


FIG. 22. Zasięgi lądolodów i główne stanowiska osadów plejstoceńskich w południowej Polsce wg Marksa (2023a), zmieniono

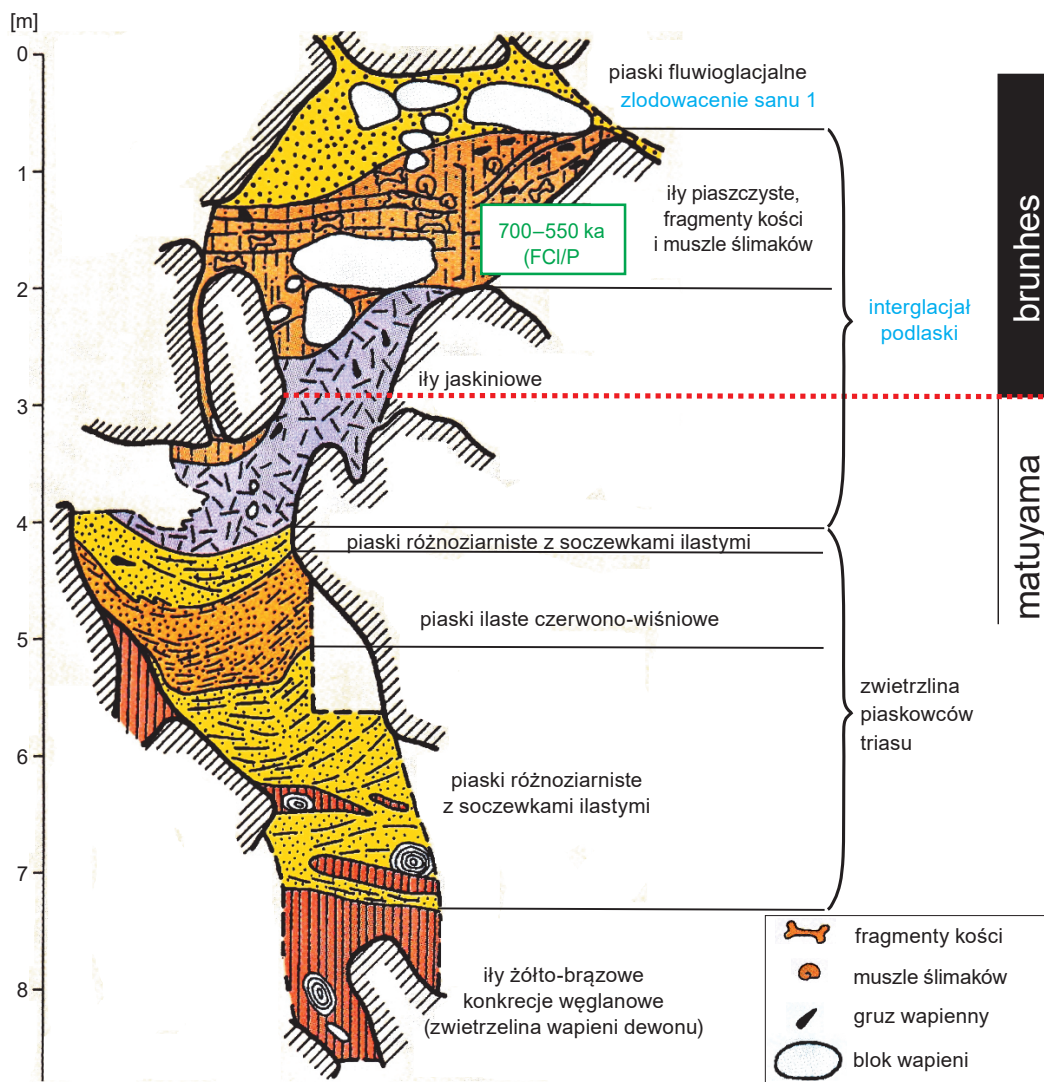


FIG. 23. Litologia i stratygrafia osadów w stanowisku Kozi Grzbiet na podstawie Głazka i in. (1976); Bera (2005), zmieniono

3

Stratygrafia  
czwartorzędu  
Polski

lodowcową korelowaną wcześniej ze zlodowaczeniem narwi (Ber, 1996, 2000; Ber i in., 1998), a obecnie – ze zlodowaczeniem nidy (Marks, 2023b). Sukcesję pyłkową osadów organicznych charakteryzują 2 ocieplenia typu interglacjalnego, rozdzielone wyraźnym ochłodzeniem. Spektrum pyłkowe ociepleń jest zdominowane przez drzewa liściaste z grabem, dębem, wiązem i olchą, którym towarzyszy lipa, jesion i klon, występują także gatunki ciepłolubne. Starsze ocieplenie jest niepełne, reprezentowane przez roślinność borealną lasu sosnowo-brzozowego ze świerkiem i niewielką domieszką

drzew ciepłolubnych, także z *Azolla filiculoides*, typową dla klimatu umiarkowanego (Janczyk-Kopikowa, 1996). Młodsze ocieplenie jest cieplejsze, a jego sukcesja pyłkowa bardziej kompletna. Ochłodzenie między ocieplieniami oraz okresy, poprzedzające ocieplenie starsze i po ociepleniu młodszym, są reprezentowane przez gatunki borealne i subarktyczne. Sukcesja pyłkowa w stanowisku Szczebra została określona jako „augustowska” (Janczyk-Kopikowa, 1996), a wyznaczony na jej podstawie interglacjał nazwano augustowskim (Ber, 1996).



FIG. 24. Stanowiska w północno-wschodniej Polsce z osadami interglacjału podlaskiego: sukcesje augustowska (czerwony) i domuratska (fioletowy), mazowiecka (zielony) i eemka (niebieski); na podstawie Bera (2006), zmieniono i uzupełniono

Podobną sukcesję pyłkową zidentyfikowano również w kilku innych stanowiskach w NE Polsce (fig. 24). W stanowisku Kalejty odnotowano 2 ocieplenia podobnej rangi (por. Nitychoruk i in., 2000), rozdzielone wyraźnym ochłodzeniem (Lisicki, Winter, 2004; Winter, 2001, 2006, 2008). Wiek osadów interglacjalnych określa granica brunhes/matuyama (Ber, 2000, 2005, 2006), stwierdzona w końcowej części ocieplenia młodszego lub bezpośrednio po nim (fig. 25). Granica brunhes/matuyama została wyznaczona również w osadach z sukcesją augustowską w stanowisku Czarnucha (Ber, 2009; Nawrocki, 2009; Winter, 2009). Glinę lodowcową podścielającą osady z sukcesją augustowską koreluje się obecnie ze zlodowaczeniem nidy, a glinę lodowcową przykrywającą – ze zlodowaczeniem sanu 1 (por. Lindner i in., 2013).

W stanowisku Kończycy w Kotlinie Oświęcimskiej (Wójcik i in., 2004), w spągu profilu występują piaski i żwiry rzeczne niezawierające materiału skandynawskiego (fig. 22, 26). Na nich leżą piaski i żwiry fluwioglacjalne, miejscami rozdzielone gliną lodowcową skorelowaną ze zlodowaczeniem narwi albo z hipotetycznym zlodowaczeniem olzy lub karpackim (Wójcik i in., 2004). Osady te są przykryte mulkami ze szczątkami organicznymi, w których sukcesja pyłkowa reprezentuje fragment sukcesji interglacjalnej, z wysokimi wartościami pyłku dębu, olchy, lipy i leszczyny oraz mniejszym udziałem wiązu, graba i jodły (fig. 26). Położenie tych osadów poniżej granicy brunhes/matuyama pozwala na korelację z sukcesją augustowską, a podścielającej gliny lodowcowej ze zlodowaczeniem nidy (por. Lindner i in., 2013). Podobne spektrum pyłkowe i miąższość osadów organicznych jak w Kalejtach wskazują, że górna część profilu może odpowiadać młodszemu ociepleniu sukcesji augustowskiej (por. Ber i in., 1998; Winter, 2006, 2008; Marks, 2023a, b). Obecność jodły w Kończycach (nawet do 8%) może być związana z jej powszechnym występowaniem na wyżynach i w górach. Brak jej w NE Polsce, ponieważ krajobraz leśny obu obszarów mógł się różnić tym bardziej, że rejon Kończyc znajduje się na przedpolu Bramy Morawskiej, a więc na drodze migracji wielu drzew z ostoi południowoeuropejskich (por. Lindner i in., 2013).

Ponad serią interglacjalną w stanowisku Kończycy występują żwiry rzeki roztokowej klimatu chłodnego (Wójcik i in., 2004), a na nich mulki i mulki organiczne z przerwaniem torfu facji pozako-

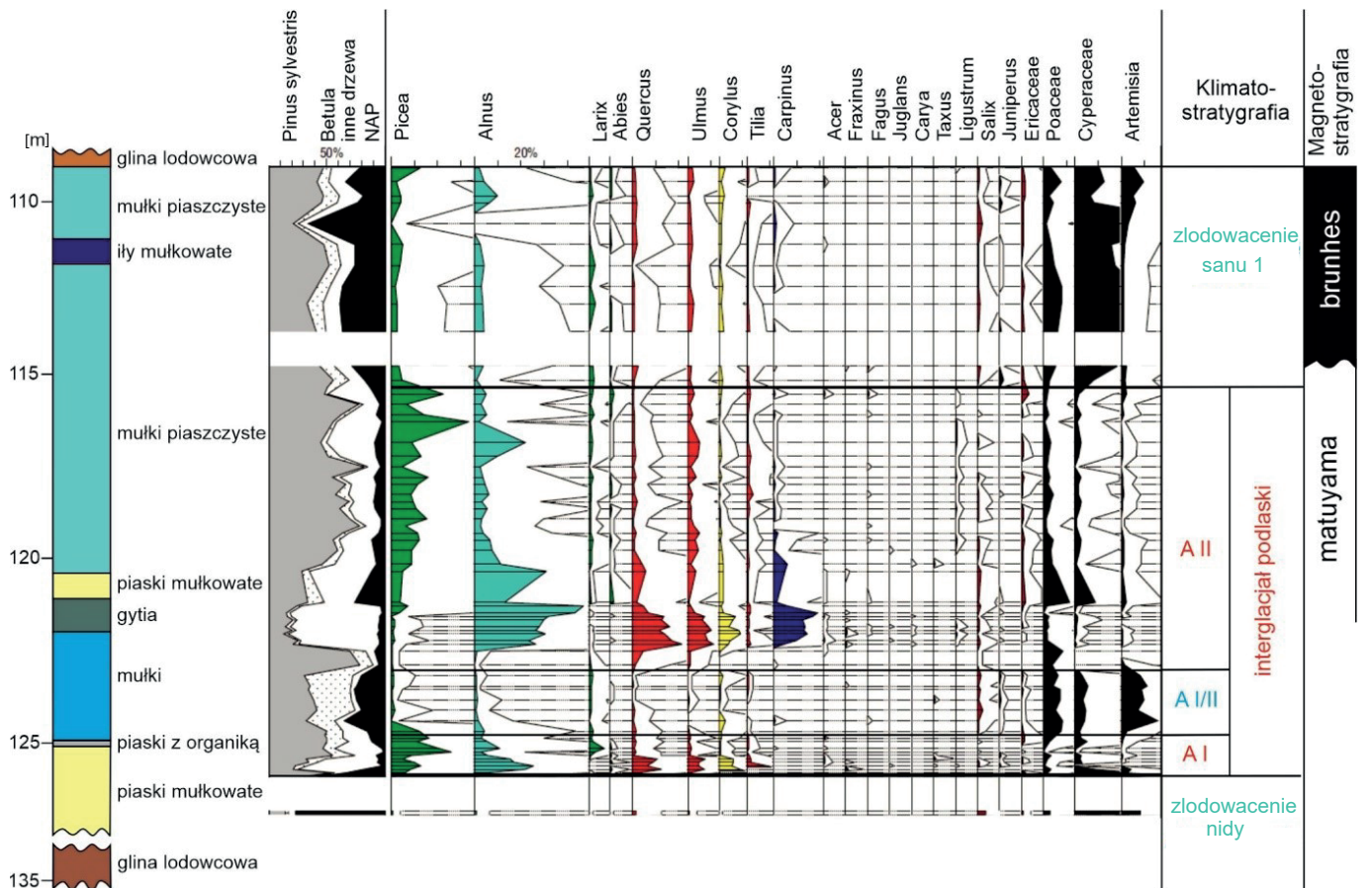


FIG. 25. Stratygrafia osadów i sukcesja augustowska interglacjału podlaskiego w stanowisku Kalejty na podstawie Krzywickiego (2002); Bera (2005, 2006); Winter (2006), zmieniono

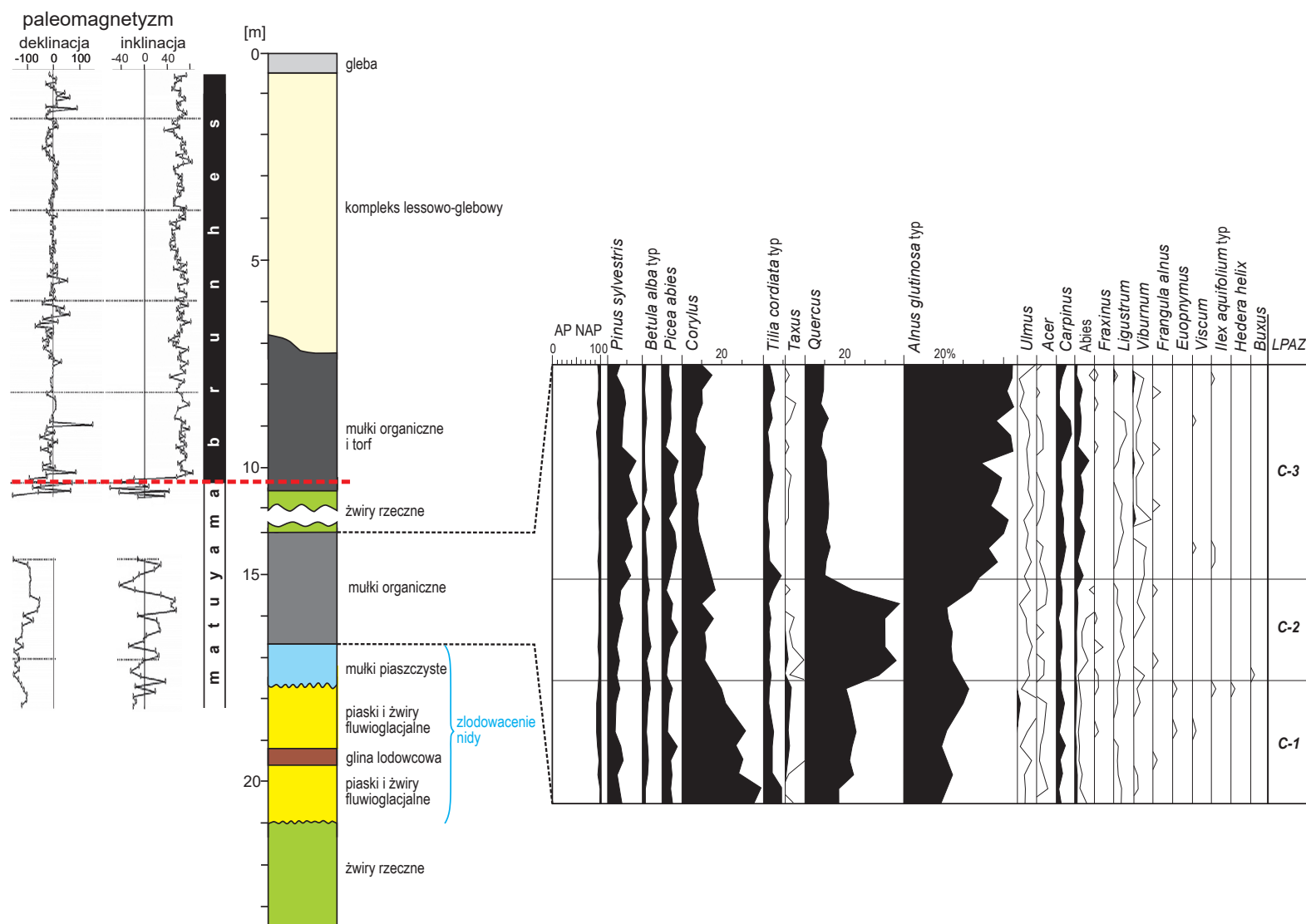


FIG. 26. Stratygrafia osadów i sukcesja pyłkowa interglacjalu podlaskiego w stanowisku Kończyce na podstawie Wójcika i in. (2004), zmieniono

rytowej rzeki meandrującej (fig. 26). Sukcesja pyłkowa w tych osadach wskazuje na 2 wyraźne ocieplenia, każde z nich z dużą wartością olchy, graba i leszczyny, rozdzielone ochłodzeniem wyrażonym przez wysoką zawartość wiechlinowatych (61%) i bylicy (9%). Starsze z tych ociepleń skorelowano z ociepleniem młodszym sukcesji ferdynandowskiej, ponieważ zawiera pyłek graba (por. Wójcik i in., 2004). W dolnej części górnej sukcesji pyłkowej stwierdzono granicę brunhes/matuyama (Wójcik i in., 2004), a powyżej tej sukcesji występują lessy i gleby kopalne młodszej części plejstocenu.

Położenie granicy brunhes/matuyama w stanowiskach Kalejty i Kończyce sugeruje, że występujące w nich sukcesje pyłkowe mogą reprezentować ten sam interglacjał. Najstarsza sukcesja w stanowisku Kończyce i ocieplenie zarejestrowane w stanowisku Kozi Grzbiet mogą odpowiadać młodszemu ociepleniu w sukcesji augustowskiej w NE Polsce. Oba ocieplenia sukcesji augustowskiej mogą stanowić starszą część interglacjalu podlaskiego (Różycki, 1978), ale w rozumieniu Lindnera i in. (2013). Odpowiada to kromerowi I w zachodniej Europie (Gibbard i in., 2005) oraz MIS 21 i 19 w osadach głębokomorskich (fig. 15). Głina lodowcowa pod osadami interglacjalu podlaskiego jest zapisem najstarszego zlodowacenia w Polsce – najprawdopodobniej tego samego, które – na podstawie obecności materiału skandynawskiego poniżej granicy brunhes/matuyama – zostało stwierdzone po raz pierwszy w stanowisku Kozi Grzbiet (fig. 23; Głazek i in., 1976, 1977a). Jest to zlodowacenie nidy, które odpowiada zlodowaceniowi narwi na Białorusi i ochłodzeniu dorst w zachodniej Europie (por. Lindner i in., 2013; Marks, 2023c).

Sekwencja zmian w zbiorowiskach leśnych w starszym okresie ciepłym sukcesji augustowskiej wskazuje na dużą niestabilność klimatu w pierwszym optimum interglacjalu podlaskiego (Granoszewski, Winter, 2016). Następujące po nim wyraźne ochłodzenie wyraziło się rozprzestrzenieniem lasów sosnowo-brzozowych, charakterystycznych dla klimatu umiarkowanie chłodnego (Winter, 2008). Występowanie nasion cibory w obu okresach ciepłych sukcesji augustowskiej (Stachowicz-Rybka, 2011) wskazuje na średnią temperaturę najcieplejszego miesiąca  $\sim 20^{\circ}\text{C}$  (Aalbersberg, Litt,

1998), a niewielki udział bluszczu i ostrokrzewu kolczastego świadczy o klimacie z małymi wpływami morskimi.

Paleogeografia sieci rzecznej na północnym przedpolu Karpat jest oparta na korelacji osadów rzecznych z tarasami Dniestru (Lindner, Marks, 2015). Moment pojawienia się tzw. żwirów mieszanych, czyli osadów rzecznych zawierających oprócz materiału karpacciego także domieszkę materiału skandynawskiego, został określony w stosunku do granicy brunhes/matuyama stwierdzonej w stanowisku Kończyce (fig. 27) i w stropie osadów tarasu H Dniestru (Matoshko i in., 2004). Żwiry mieszane pojawiły się w Kotlinie Oświęcimskiej w interglacjale podlaskim, natomiast w Kotlinie Sandomierskiej dopiero w interglacjale ferdynandowskim (Lindner, Marks, 2013).

Akumulacja lessu najstarszego LN4 mogła zachodzić w zachodniej części regionu świętokrzyskiego (Lindner, 1991c) i we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (Dolecki, 1995), podczas fazy anaglacjalnej zlodowacenia nidy (fig. 10; Marks i in., 2016a), jednak interpretacja genetyczna tych osadów budzi wątpliwości (por. Marks, Jary, 2024).

## 3.2. PLEJSTOCEN ŚRODKOWY

### 3.2.1. Młodsza część interglacjalu podlaskiego

Początek plejstocenu środkowego jest udokumentowany młodszą częścią interglacjalu podlaskiego w stanowisku Domuraty w NE Polsce (fig. 24; por. Lindner i in., 2013), gdzie występują piaski, mulki i torfy rzeczno-jeziorne o miąższości 40 m ze szczątkami roślin, okrzemek i muszli mięczaków (Lisicki, Winter, 2004; Winter, Lisicki, 2005; Winter i in., 2008), podścielone gliną lodowcową zlodowacenia nidy (fig. 28). W tych osadach organicznych stwierdzono wielodzielna sukcesję pyłkową (Winter i in., 2008; Winter, 2011,

3

Stratygrafia  
czwartorzędu  
Polski

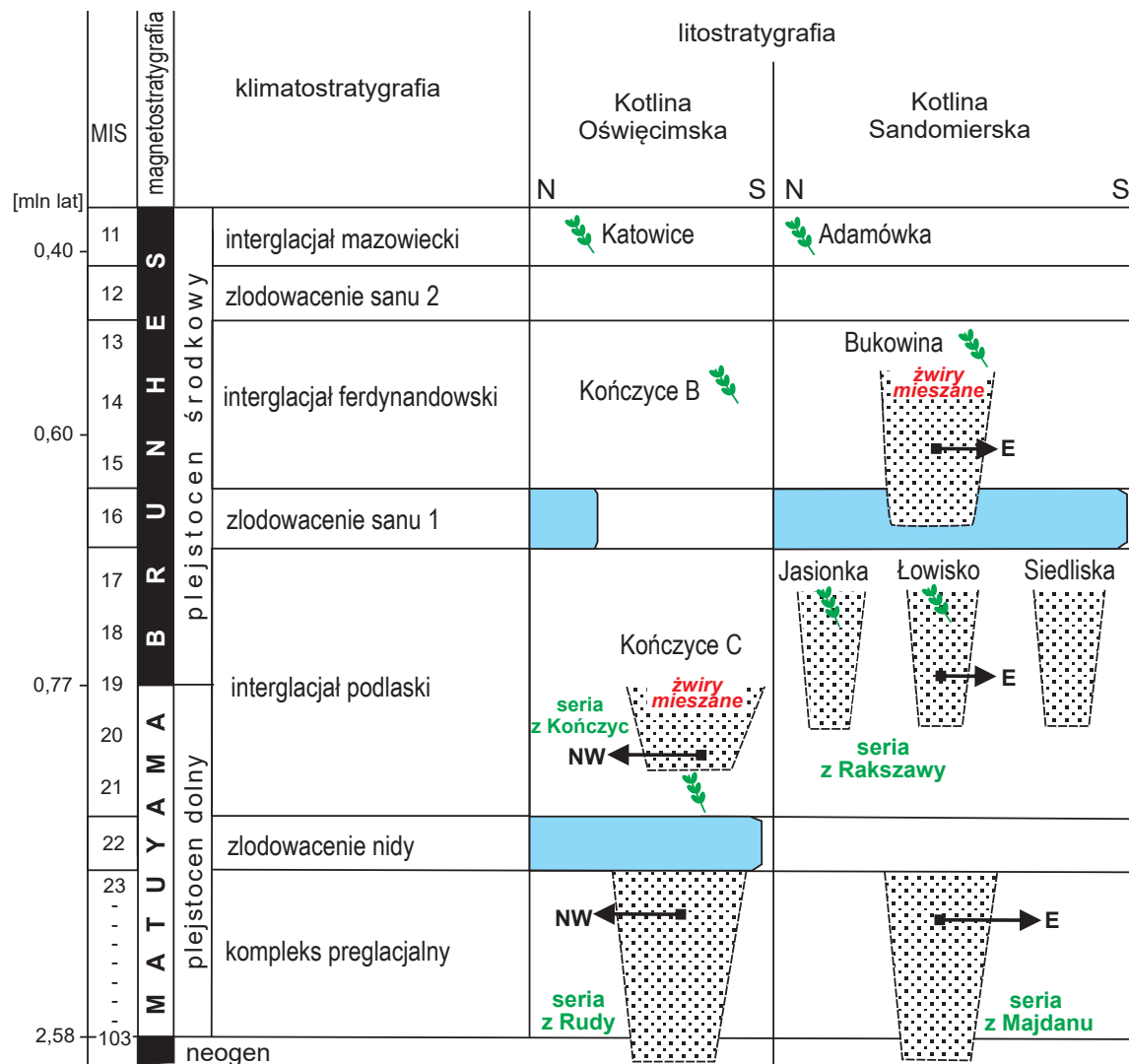


FIG. 27. Korelacja stratygraficzna zasięgów lądolodu skandynawskiego (niebieski), żwirów rzecznych (kropki) i flor interglacjalnych (gałązki zielone) na północnym przedpolu Karpat wg Marksa (2023a), zmieniono: strzałki wskazują kierunek odpływu rzecznego, MIS – morskie stadia izotopowe

2017), którą rozpoczyna umiarkowane ocieplenie Do I z małym udziałem pyłku drzew o wyższych wymaganiach termicznych (fig. 28). Następujące po nim ochłodzenie Do I/II charakteryzują zbiorowiska otwarte i rozwój lasów sosnowo-brzozowo-świerkowych ze zmiennym udziałem modrzewia i z leszczyną, kiedy klimat wyraźnie kontynentalny zmienił się od subarktycznego przez umiarkowanie chłodny (borealny) do subarktycznego. Okres ciepły Do II miał charakter interglacjalny przejawiający się rozwojem zbiorowisk leśnych z dębem i wiązem, a następnie z olszą, grabem, świerkiem i jodłą. W ochłodzeniu Do II/III występowały zbiorowiska stepowo-tundrowe ze zmiennym udziałem brzozy i jałowca przy klimacie silnie kontynentalnym z zimą bardzo surową i latem chłodnym, ale z epizodami klimatu umiarkowanie chłodnego. Kolejny okres ciepły (Do III) reprezentuje interglacjał o stabilnym klimacie z niewielkimi oscylacjami, udokumentowanymi większą zawartością sosny w ociepleniach lub NAP i brzozy w ochłodzeniach. W optimum klimatycznym nastąpiła ekspansja dębu z klonem i domieszką jesionu oraz graba. Późniejsze ochłodzenie jest udokumentowane zanikaniem drzew o wyższych wymaganiach termicznych, chociaż luźne zbiorowiska leśne nadal odgrywały główną rolę. Dopiero kolejny impuls ochłodzenia z początkiem zlodowacenia spowodował odlesienie i otwarcie krajobrazu (Winter, 2017).

Sukcesja domuratowska nie jest ciągła (Winter, Lisicki, 2005; Winter, 2017), ponieważ występuje w osadach rzecznych, a sedymentacja organiczna zachodziła na ogół w starorzeczach i była krótkotrwała. Wielodzielność sukcesji wskazuje na niestabilność klimatu i jego dynamikę, natomiast zapis pyłkowy odzwierciedla także wpływ czynników środowiskowych lokalnych i regionalnych. W 3 okresach ciepłych rozwijały się lasy mieszane związane z klimatem umiarkowanym o silnych wpływach kontynentalnych (Granoszewski, Winter, 2016). Sukcesję domuratowską można skorelować z MIS 17, w którym są 3 okresy ciepłe MIS 17,5, 17,3 i 17,1 oraz rozdzielające je 2 okresy zimne MIS 17,4 i 17,2 (Railsback i in., 2015). Alternatywnie, umiarkowane ocieplenie Do I można interpretować jako końcową część MIS 19, natomiast Do II i Do III reprezentowałyby MIS 17. Mimo podobnej sytuacji geologicznej sukcesja domuratowska jest wyraźnie odrębna od augustowskiej, a na jej unikatowość wskazuje m.in. współwystępowanie graba i jodły w Do III (por. Lindner i in., 2013). Jest ona niewątpliwie młodsza od augustowskiej, ponieważ występuje w magnetozone brunhes, a ponieważ obu sukcesji nie rozdzielają osady lodowcowe (Winter, 2017), to mogą

one reprezentować ten sam, odpowiadający MIS 21–17, policykliczny interglacjał podlaski w podziale stratygraficznym czwartorzędu Polski (Lindner i in., 2013).

Istotne znaczenie w stratygrafii najstarszej części plejstocenu środkowego mają stanowiska Jasionka i Łowisko w Kotlinie Sandomierskiej (fig. 22), w których osady organiczne – z udokumentowaną sukcesją interglacjalną – występują w piaskach i żwirach rzecznych niezawierających materiału skandynawskiego (Laskowska-Wysoczańska, 1967; Stuchlik, Wójcik, 2001; Marks, 2023a, b). Sukcesję pyłkową w Jasionce rozpoczynają zbiorowiska lasu sosnowego z domieszką świerka i brzozy (fig. 29), ale postępujące ocieplenie doprowadziło do dominacji lasów mieszanych w niezbyt ciepłym optimum klimatycznym. Natomiast późniejsze ochłodzenie i zwilgotnienie klimatu odzwierciedlały lasy mieszane i sosnowe, a potem lasy borealne (Dąbrowski, 1967). W Łowisku stwierdzono sukcesję pyłkową końcowej części interglacjalną z klimatem ciepłym i wilgotnym, kiedy występował zarówno las mieszany, jak i iglasty (Stuchlik, Wójcik, 2001), zastąpione później przez las borealny, a potem przez roślinność tundrową (fig. 30; Laskowska-Wysoczańska, 1971; Starkel, 1971, 1984b).

Sukcesję pyłkową w Jasionce uznawano początkowo za interstadialną (Dąbrowski, 1967), potem korelowano z interglacjałem koziego grzbietu (Głazek i in., 1976), określanym później jako małopolski (Różycki, 1978). Stwierdzono, że jest ona różna od sukcesji ferdynandowskiej (Stuchlik, Wójcik, 2001) i ostatecznie skorelowano z młodszą częścią interglacjalną podlaskiego (por. Lindner i in., 2013). Sukcesje w Jasionce i Łowisku są przykryte gliną lodowcową zlodowacenia sanu 1 (fig. 29–30; Marks, 2023a). Wykazując istotne różnice z sukcesjami augustowską i ferdynandowską oraz podobieństwo do schyłkowej części sukcesji domuratowskiej (Stuchlik, Wójcik, 2001), mogą reprezentować końcową część interglacjalną podlaskiego (por. Lindner, Marks, 2015).

3.2.2. Interglacjał ferdynandowski

Stanowisko osadów interglacjalnych w Ferdynandowie na Nizinie Południowopodlaskiej jest bardzo ważne dla stratygrafii starszej części plejstocenu środkowego Polski. Nazwa „interglacjał ferdynandowski” została wprowadzona przez Janczyk-Kopikową i in.

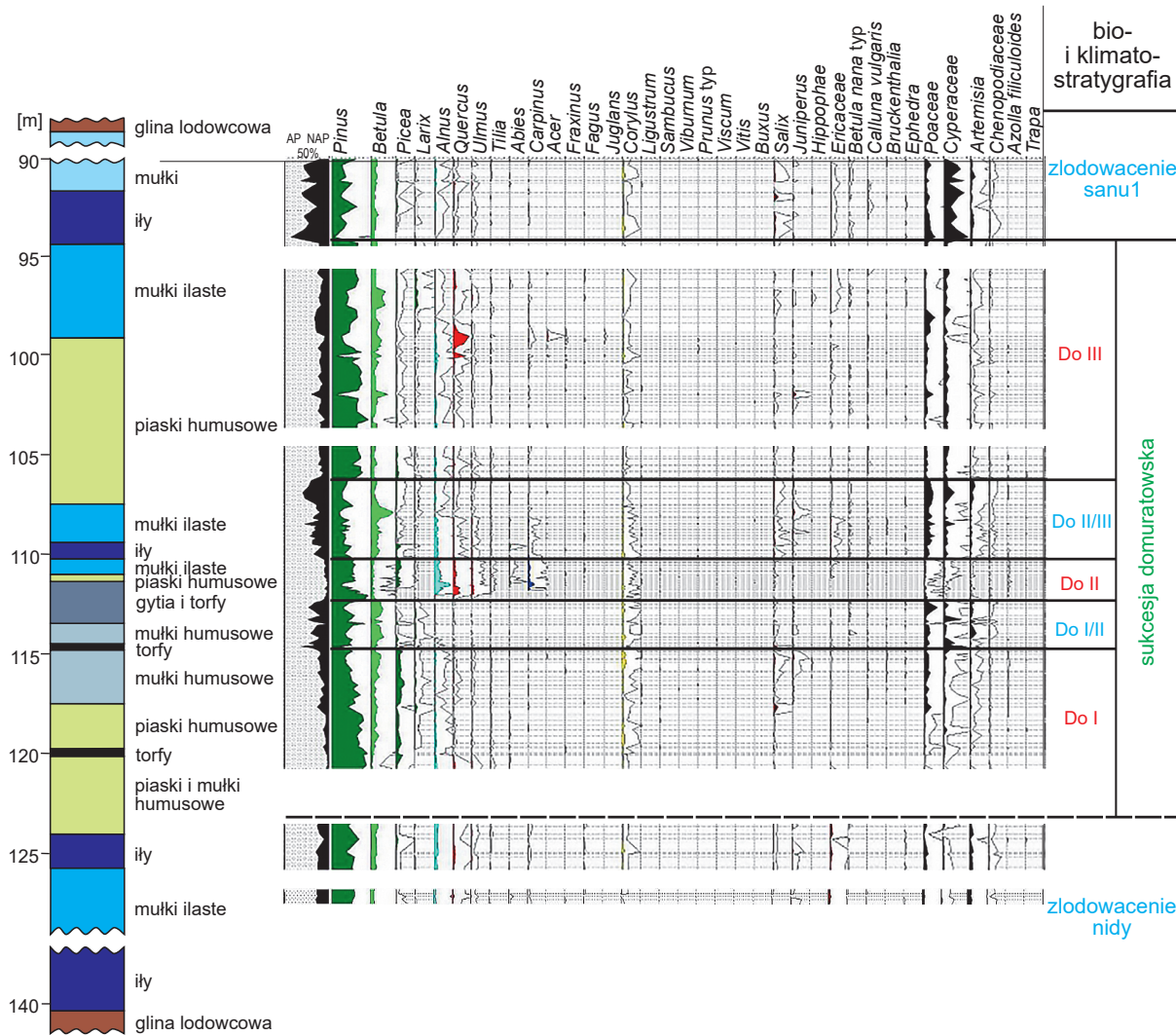


FIG. 28. Profil litologiczny i spektrum pyłkowe osadów interglacialnych sukcesji domuratorskiej w stanowisku Domuraty na podstawie Winter i in. (2008); Winter (2011, 2017), zmieniono

(1981), a jego pozycję stratygraficzną zdefiniował Rzechowski (1996a, b). Glinę lodowcową, występującą bezpośrednio na osadach interglacialnych, uznano za dowód umożliwiający wykreowanie zlodowacenia wilgi (Mojski, 1985a), początkowo utożsamianego ze zlodowaceniem sanu (Lindner, 1978; Różycki, 1978), a po podziale tego ostatniego na dwa – ze zlodowaceniem sanu 2 (Lindner i in., 2013). Sukcesję ferdynandowską zidentyfikowano dotychczas w wielu stanowiskach w centralnej i wschodniej Polsce (fig. 31) oraz na Białorusi, w Rosji (Rylova, Savchenko, 2005; Molodkov, Bolikhovskaya, 2010), Danii (Andersen, 1965), Niemczech i Holandii (Zagwijn, 1996).

Mułki, gytie, łupki i torfy interglacialu ferdynandowskiego w Ferdynandowie podściela glina lodowcowa zlodowacenia sanu 1, a przykrywają piaski i mułki zastoisowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz glina lodowcowa zlodowacenia sanu 2 (fig. 32). Ponad nimi występują piaski zastoisowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz glina lodowcowa zlodowacenia odry (Pidek i in., 2015a, b). Badania paleobotaniczne wskazują, że sukcesja ferdynandowska zawiera 2 ocieplenia rangi interglacialnej F 1 i F 2 (Janczyk-Kopikowa i in., 1981; Pidek i in., 2015b), rozdzielone ochłodzeniem F 1/2 (Lindner i in., 2004a; Winter, 2006). Sukcesję ferdynandowską rozpoczyna spektrum pyłkowe późnego glacialu zlodowacenia sanu 1 (fig. 33), charakterystyczne dla zbiorowisk otwartych, miejscami o charakterze stepowym lub tundry krzaczastej (Pidek, 2015). W trakcie ocieplenia F 1 szybko pojawiły się lasy mieszane z sosną, dębem i brzozą, a potem lasy liściaste z dębem, wiązem, lipą, olchą, leszczyną i jodłą (Lindner i in., 2013). Obecność pyłku cisa, bluszczu, ligustru i bukszpanu wskazuje na zimy łagodne i lata ciepłe oraz wyraźny wpływ klimatu morskiego (Winter, 2017). W czasie optimum klimatycznego F 1 temperatura średnia stycznia wynosiła  $-3^{\circ}\text{C}$ , a lipca  $18^{\circ}\text{C}$  (Pidek, Poska, 2013). W przebiegu sukcesji roślinności w F 1 widoczne jest załamanie krzywych dębu i leszczyny oraz wzrost wartości brzozy wraz z sosną (m.in., Janczyk-Kopikowa, 1975; Winter, 1992; Pidek, Małek, 2010; Pidek, 2015; Pidek i in., 2015a, b), świadczące o niestabilności klimatu i występowaniu chłodnej oscylacji klimatycznej (Granoszewski, Winter, 2016; Winter, 2017). W okresie chłodnym F 1/2 występowały liczne oscylacje klimatyczne z ekspansją roślinności zielnej, związane z występowaniem zbiorowisk otwartych i lasów sosnowo-brzozowych klimatu umiarkowanie chłodnego o charakterze kontynentalnym (Pidek, 2015; Winter, 2017). Zbiorowiska roślinne w ocie-

pleniu F 2 zdominował las liściasty, a klimat był stabilny, lecz chłodniejszy i bardziej kontynentalny niż w F 1 oraz z chłodniejszymi zimami (Winter, 2017). Najbardziej charakterystyczną cechą F 2 jest gwałtowna ekspansja graba, poprzedzona występowaniem zbiorowisk z dębem, wiązem i olchą (Pidek, 2015). Ochłodzenie początkowej fazy zlodowacenia sanu 2 wyznacza występowanie lasów sosnowo-brzozowych i otwartych zbiorowisk roślinnych (Pidek, 2015).

Dwudzielność interglacialu ferdynandowskiego (2 optima klimatyczne rozdzielone ochłodzeniem) lokuje go w grupie 2 interglacialów policyklicznych wyróżnionych w czwartorzędzie Polski (por. Lindner i in., 2013). Intergracial ten zwykle korelowano z MIS 15–13 (Lindner i in., 2004a), jednak porównanie wymagań termicznych dla różnych zbiorowisk roślinnych sukcesji ferdynandowskiej w Łukowie (Pidek, Poska, 2013) z temperaturą wody powierzchniowej w Atlantyku, określoną na podstawie alkenonów w osadach głębokomorskich, umożliwiło korelację F 1 z MIS 15, a F 2 z krótkotrwałym ociepleniem na początku MIS 14 (Bińka, Marks, 2018).

Z interglacialem ferdynandowskim może być związana gleba kopalna GI4(a+b), odnotowana we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (Dolecki, 1995).

### 3.2.3. Zlodowacenia południowej Polski

Występowanie głazów narzutowych i osadów z materiałem pochodzenia skandynawskiego w strefie brzeżnej Karpat stanowiło podstawę wyznaczania zasięgu zlodowacenia określanego jako krakowskie lub południowopolskie (por. Lindner, 2001; Marks, 2023a). Szczegółowe prace kartograficzne w ostatnich kilkudziesięciu latach oraz badania przeprowadzone w stanowiskach osadów interglacialnych sugerowały parokrotną obecność lądolodów skandynawskich w Kotlinie Sandomierskiej i Kotlinie Oświęcimskiej (Łoziński, 1909; Świdziński, 1935; Klimaszewski, 1936, 1967; Dudziak, 1961; Laskowska-Wysoczańska, 1971; Lindner, 1991b). Pierwszy lądolód w południowej Polsce jest udokumentowany pokładem gliny lodowcowej zlodowacenia nidy w stanowisku Kończycze (Kotlina Oświęcimska), która – wraz z nadległymi osadami organicznymi interglacialu podlaskiego – leży poniżej granicy brunhes/matuyama (fig. 26; Wójcik i in., 2004; por. Lindner i in., 2013; Marks, 2023a).

**3**  
Stratygrafia  
czwartorzędu  
Polski

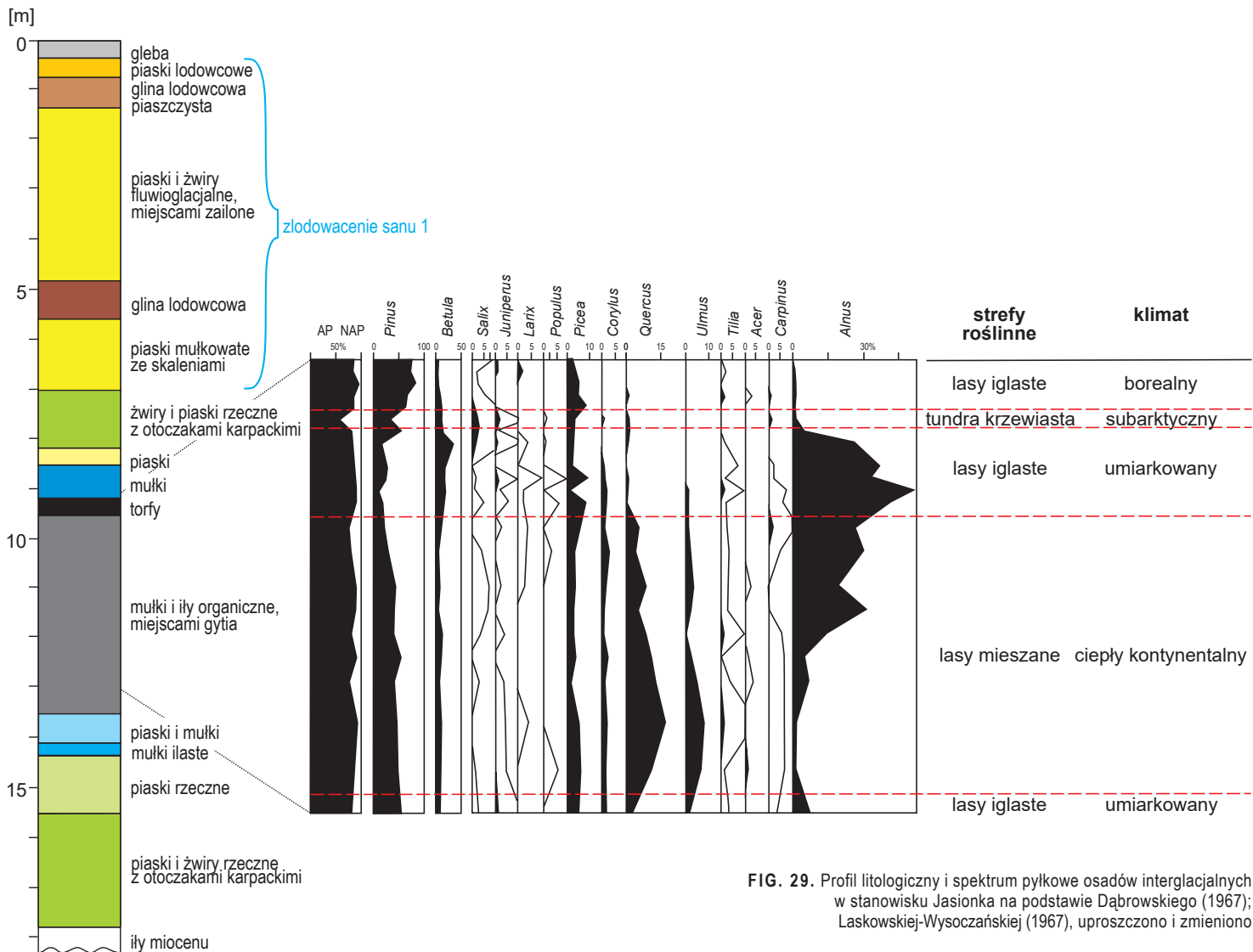


FIG. 29. Profil litologiczny i spektrum pyłkowe osadów interglacjalnych w stanowisku Jasionka na podstawie Dąbrowskiego (1967); Laskowskiej-Wysoczańskiej (1967), uproszczono i zmieniono

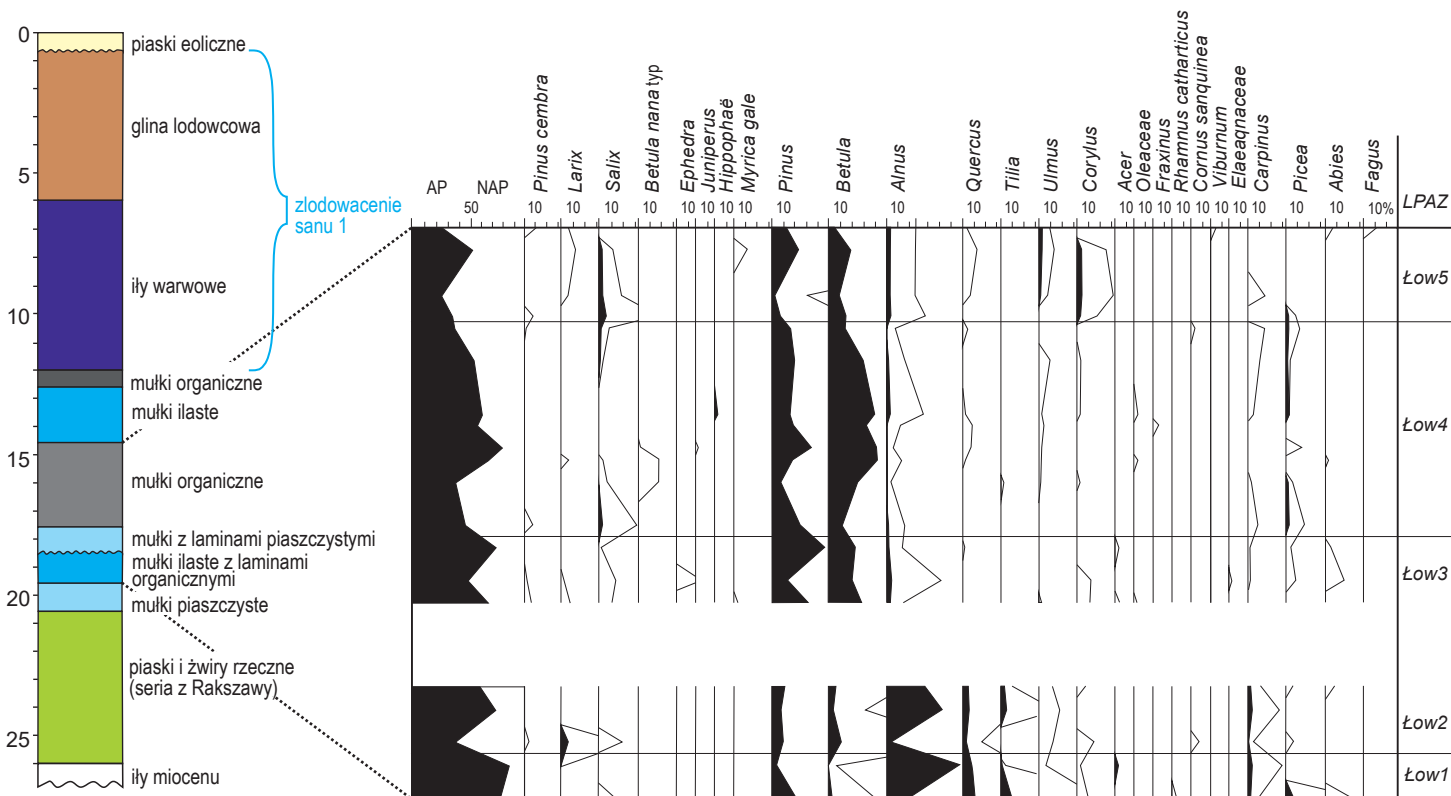


FIG. 30. Profil litologiczny i diagram pyłkowy osadów interglacjalnych w stanowisku Łowisko na podstawie Stuchlika, Wójcika (2001); Lindnera, Marksa (2015), zmieniono

Pod gliną lodowcową w tym stanowisku występują osady rzeczne niezawierające materiału skandynawskiego, natomiast osady rzeczne interglacjału podlaskiego zawierają go i są określane jako tzw. żwiry mieszane (Hilber, 1882; Tietze, 1883; Uhlig, 1884; Łoziński, 1907; Romer, 1907; Stupnicka, 1962; Łanczont, 1997a; Łanczont i in., 2011; Lindner, Marks, 2013).

W interglacjale podlaskim w Kotlinie Sandomierskiej powstała dolina rzeczna równoległa do brzegu Karpat, czemu prawdopodobnie sprzyjały ruchy obniżające w strefie brzeżnej nasunięcia karpacciego. Rzeka była zasilana wyłącznie przez dopływy karpaccie i płynęła w kierunku wschodnim, do doliny Dniestru (Lindner, Marks, 2015). Funkcjonowanie rzeki zostało zaburzone w czasie zlodowacenia sanu 1, ale w czasie recesji lądolodu rzeka reaktywowała się w dolinie podkarpackiej na odcinku pomiędzy doliną Wisłoki a ujściem Wisłoka do Sanu (Laskowska-Wysoczańska, 1967), a w osadach rzecznych pojawiła się domieszka materiału skandynawskiego (fig. 27; por. Lindner, Marks, 2015; Marks, 2023a).

W Kotlinie Sandomierskiej i strefie brzeżnej Karpat wyznaczano zasięgi lądolodów zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 na podstawie założenia, że sukcesja pyłkowa w stanowisku Jasionka reprezentuje interglacjał ferdynandowski (Lindner, 1988a, b, 2001). Występowanie pokładów gliny lodowcowej na osadach interglacjałnych w tym stanowisku stanowiło przesłankę do wyróżnienia zlodowacenia sanu 2, któremu przypisano największy zasięg w SE Polsce i zachodniej Ukrainie (Łanczont, 1997b; Łanczont i in., 2003, 2019). Zlodowacenie to utożsamiano z tzw. zlodowaceniem wilgi, zdefiniowanym w stanowisku Ferdynandów na południowym Podlasiu (por. Janczyk-Kopikowa i in., 1981). Alternatywnie uznawano, że lądolód zlodowacenia sanu 2 dotarł jedynie do środkowej części Kotliny Sandomierskiej (Lindner, 2001; por. Gozhik i in., 2012). Położenie stanowisk interglacjałnych w Kotlinie Sandomierskiej (fig. 22), skorelowanie ze sobą sukcesji pyłkowych Łowiska i Jasionki (Stuchlik, Wójcik, 2001), brak przykrycia gliną lodowcową osadów sukcesji ferdynandowskiej w stanowisku Bukowina (fig. 34; Granożewski, 1999a, b; Wieczorek, 1999; Marks, 2023a) i występowanie tylko jednego pokładu gliny lodowcowej na przeważającym obszarze Kotliny Sandomierskiej (por. Łanczont i in., 1988; Dolecki i in., 1996; Łanczont, 1997b) wskazują jednak, że był tam jedynie lądolód zlodowacenia sanu 1 (fig. 27; Marks, 2023a).

Zlodowacenie sanu 1 miało największy zasięg w południowej Polsce, a lądolód skandynawski opływał główne grzbiety Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, tworząc nunataki i docierając do Karpat, wnikając łobami w doliny rzek karpaccich (fig. 22; Marks i in., 2016a). Natomiast lądolód zlodowacenia sanu 2 miał znacznie mniejszy zasięg niż przyjmowano wcześniej (por. Butrym i in., 1988; por. Lindner, 2001), docierając do Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Lubelskiej oraz do podnóża Sudetów. W zachodniej części południowego Podlasia pokłady gliny lodowcowej zlodowacenia sanu 2 odnotowano na osadach interglacjału ferdynandowskiego jedynie w niektórych stanowiskach (fig. 32; por. Żarski i in., 2009; Marks, 2023a).

Liczba i zasięg lądolodów skandynawskich docierających do Sudetów nie została definitywnie określona, mimo że na ich północnym przedpolu stwierdzono występowanie 3 pokładów glin lodowcowych, ale o niejasnej pozycji stratygraficznej wskutek braku stanowisk

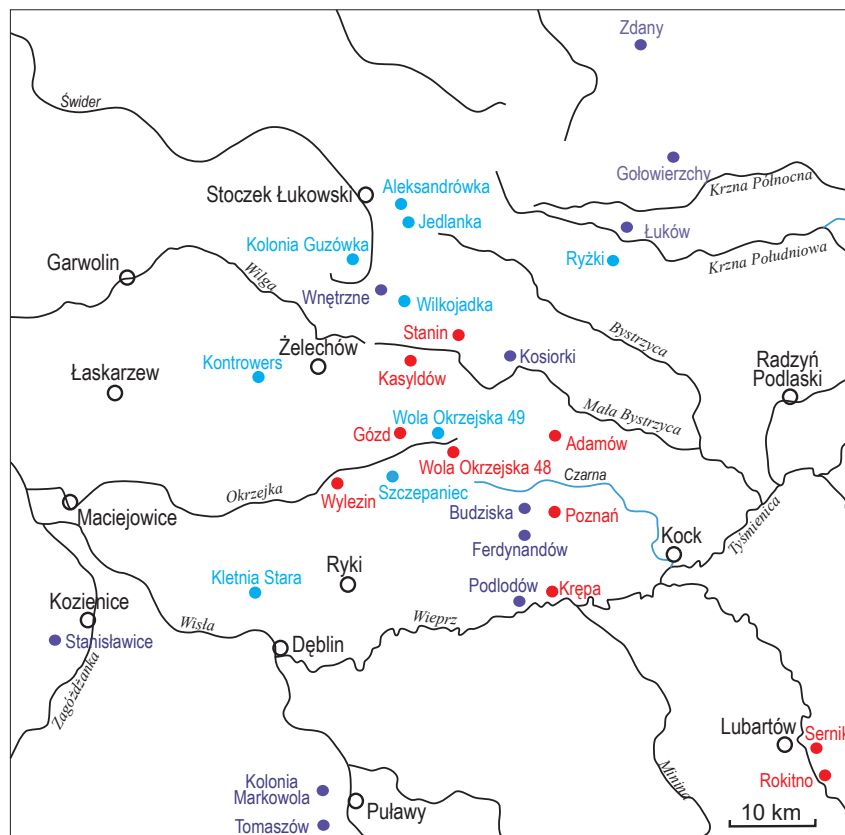


FIG. 31. Stanowiska osadów interglacjałów ferdynandowskiego (fioletowy), mazowieckiego (czerwony) i eemskiego (niebieski) na Nizinie Południowopodlaskiej wg Żarskiego i in. (2005, 2009), zmieniono

z osadami interglacjałów starszych (Przybylski i in., 2013). W strefie brzeżnej Sudetów są wyznaczane zbliżone lub nieznacznie przekraczające zasięgi lądolodów zlodowaceń sanu 2 i odry, ale Śleża była nunatakami (Szczepankiewicz, 1969; Walczak, 1972). W północnych Czechach są wyróżniane 2 zlodowacenia, korelowane ze zlodowaczeniami sanu 1 i sanu 2. Zależnie od regionu, zasięg maksymalny lądolodu wyznacza na ogół jedno z tych dwóch zlodowaceń, natomiast w Bramie Morawskiej zasięg zlodowacenia odry jest większy od zasięgu obu zlodowaceń starszych (Nývlt, 1998; Ružička, 2004; Nývlt i in., 2011).

W regionie świętokrzyskim i we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej depozycja lessów najstarszych, LN3 i LN2, zachodziła w fazie anaglacjalnej, odpowiednio zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 (Lindner, 1991c; Dolecki 1995). Interpretacja genetyczna lessu LN3 budzi wątpliwości (por. Marks, Jary, 2024), natomiast less LN2 może odpowiadać w ujednoczonej symbolice lessowi L5 (fig. 10, 15).

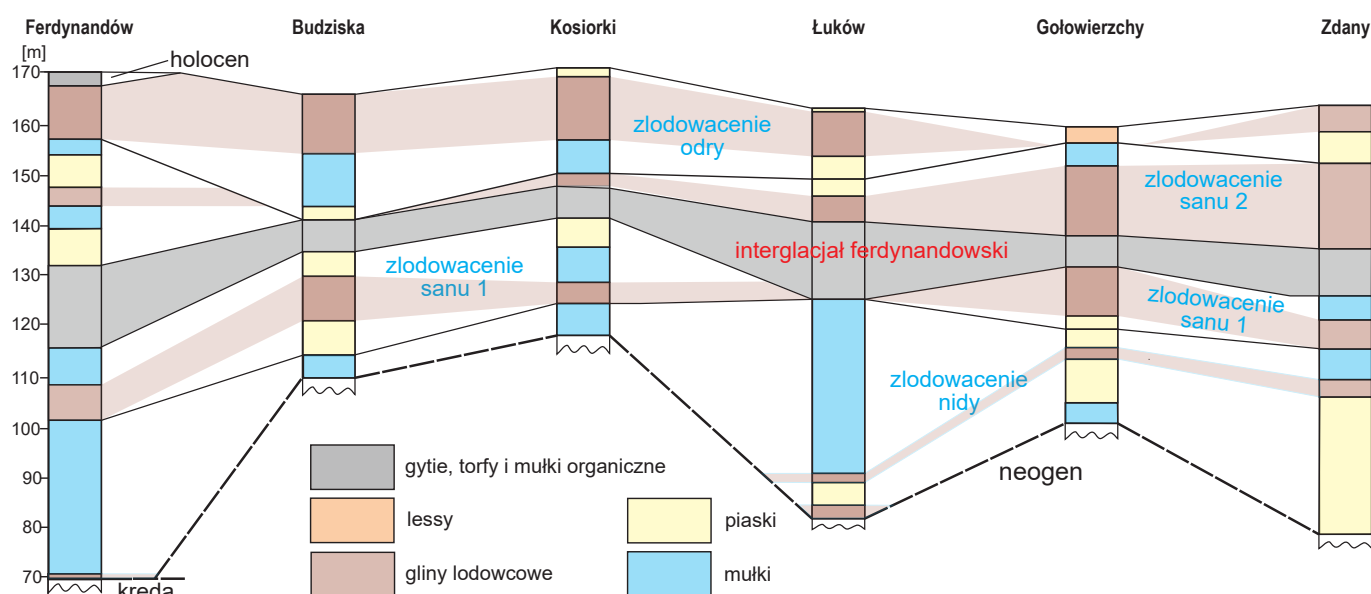


FIG. 32. Sytuacja geologiczna osadów interglacjału ferdynandowskiego na Nizinie Południowopodlaskiej wg Żarskiego i in. (2009), zmieniono; lokalizacja stanowisk na figurze 31

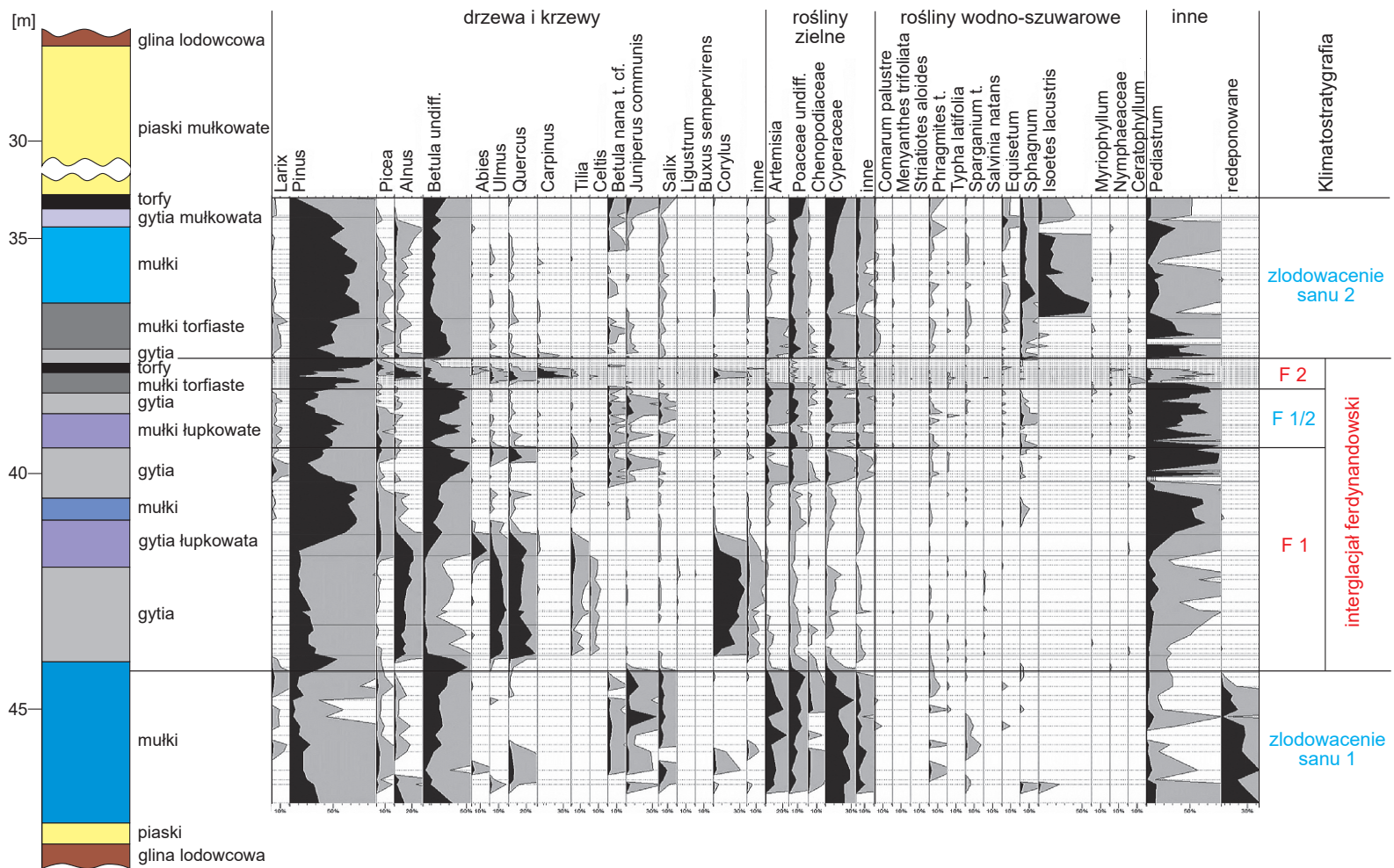


FIG. 33. Profil litologiczny i spektrum pyłkowe sukcesji ferdynandowskiej z osadów interglacjalnych ze stanowiska Ferdynandów 2011; na podstawie Pidek i in. (2015a), zmieniono

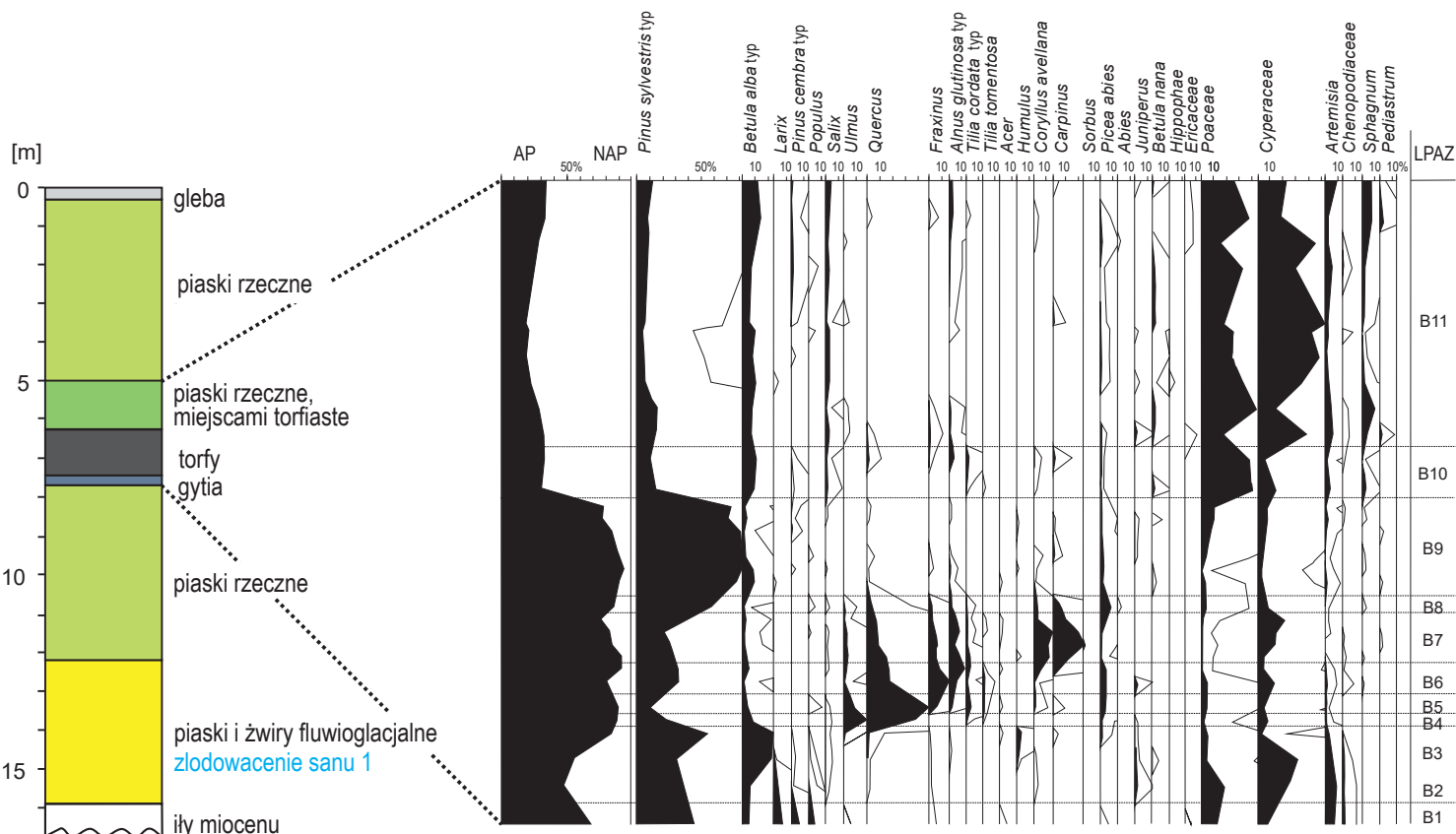


FIG. 34. Profil litologiczny i spektrum pyłkowe osadów interglacjalnych ferdynandowskiego w stanowisku Bukowina na podstawie Wieczorka (1999); Granożewskiego (1999a), uproszczono i zmieniono

### 3.2.4. Schyłek zlodowacenia sanu 2 i interglacjał mazowiecki

Schyłek zlodowacenia sanu 2 w Polsce jest udokumentowany osadami glacialimicznymi na Podlasiu, Mazowszu, Warmii i w zachodniej części Mazur, utworzonymi w rozległych jeziorach proglacialnych na przedpolu zanikającego lądolodu (Marks, 1994b, 1995a, b; Marks, Pavlovskaya, 2003). Na południowym Podlasiu i NE Mazowszu miąższość osadów zastoiskowych przekracza lokalnie 60 m, zaś strop leży miejscami nawet powyżej 135 m n.p.m. W Kotlinie Warszawskiej miąższość osadów zastoiskowych wynosi kilkakilkanaście metrów, sporadycznie do 35 m, a ich strop znajduje się na ogół na wysokości 45–65 m n.p.m. (fig. 35).

Recesji lądolodu zlodowacenia sanu 2 towarzyszyło gwałtowne drenowanie kolejnych zbiorników proglacialnych. W zachodniej części Kotliny Warszawskiej spowodowało to utworzenie wyraźnych rynien w stropie osadów glacialimicznych. W rejonie Doliny Dolnej Wisły takie rynny, wypełnione osadami piaszczysto-zwirowymi o kilkunastometrowej miąższości, wskazują na odpływ w kierunku Zatoki Gdańskiej (Marks, 1995a, b). W zachodniej części Mazur i na Warmii miąższość osadów zastoiskowych sięga miejscami prawie 70 m, a ich strop występuje na wysokości 40–50 i ~10 m n.p.m., co wskazuje na etapowe spływanie zbiornika w kierunku NW w miarę recesji lądolodu (Marks, 1994b).

W północnej części Warmii pozycja stratygraficzna osadów glacialimicznych jest określona przez nadległe osady rzeczne, równieckowe z osadami morza holsztyńskiego zidentyfikowanymi w obwodzie królewieckim w Rosji (Kondratieno, Gudelis, 1983; por. Marks, 1994b, 1995a, b). Obecność osadów morza tego wieku była sugerowana również w niektórych profilach w Dolinie Dolnej Wisły (Markowska, 1986a, b), ale nie zostało to dotychczas potwierdzone (por. Marks i in., 2014b). Występowanie serii zastoiskowej na znacznej części Niżu Środkowoeuropejskiego, także w Holandii i w rejonie doliny dolnej Łaby w Niemczech, gdzie niewątpliwie podściela ona osady morskie interglacjału holsztyńskiego, może stanowić ponadregionalny poziom korelacyjny (fig. 36; Marks, 1995a, b).

Interglacjał mazowiecki (holsztyński) był bardzo ciepły i jest powszechnie korelowany z MIS 11 (Desprat i in., 2007). Nazwę i pierwsze stanowiska tego interglacjału w Polsce określił Szafer

(1928), a zapis zmian roślinności w osadach jeziornych o miąższości 32 m udokumentowano w stanowisku Barkowice Mokre (Sobolewska, 1952). Od tego czasu opracowano wiele stanowisk z sukcesją pyłkową interglacjału mazowieckiego, nazywanego także interglacjałem barkowice mokre (Lindner, 1984, 1987a; Krupiński, 2000). Szczególnie wiele stanowisk interglacjału mazowieckiego udokumentowano na Podlasiu i południowym Mazowszu (m.in., Krupiński, 1988a, 1995a, 1996, 1997; Bińka i in., 1997; Żarski i in., 2009; Marks i in., 2018). Tylko w nielicznych stanowiskach sukcesja interglacjału obejmuje także okres pointerglacjału (Dyakowska, 1952; Środoń, 1960; Bińka i in., 1987; Winter, 1991; Krupiński, 1995a, 2000; Janczyk-Kopikowa, 1996; Mamakowa, 1998; Pidek, 2003).

Najbardziej charakterystycznym elementem sukcesji mazowieckiej jest obfite występowanie cisa, który w młodszej części optimum klimatycznego stanowił bardzo istotny składnik zbiorowisk leśnych w Europie Środkowej (Krupiński, 1995b; Granoszewski, Winter, 2016). Obecność egzotycznych taksonów ciepłolubnych jak skrzydłorzech, orzesznik, orzech i wiązowiec świadczy o klimacie znacznie cieplejszym i bardziej wilgotnym niż współczesny, a taksony o wyższych wymaganiach termicznych (np. winorośl, ostrokrzew i bukszpan) występowały dalej na wschodzie. Sukcesja roślinna interglacjału mazowieckiego wskazuje na dużą niestabilność klimatu, co najmniej z 2 wyraźnymi, lecz krótkotrwałymi ochłodzeniami (Koutsodenis i in., 2012, 2014), notowanymi również na obszarze Polski (Bińka, Nitychoruk, 1995, 1996; Krupiński, 1995a; Nita, 1999; Winter, Urbański, 2007; Hrynowiecka, Pidek, 2017; Nitychoruk i in., 2018; Marks i in., 2019a; Marks, 2023b).

Jedynie w 2 stanowiskach osadów jeziornych w Polsce (Ossówka i Hrud na Podlasiu) stwierdzono ciągłe przejście z MIS 11 do MIS 10 (Krupiński, 1988b; Bińka, Marks, 2018; Marks i in., 2019a). Najdłuższa sukcesja pointerglacjału w znaczeniu klimatostratygraficznym, stanowiąca bezpośrednią kontynuację sukcesji interglacjału mazowieckiego, została stwierdzona w Ossówce (fig. 37), gdzie po fazie sosnowej kończącej sukcesję interglacjałną zidentyfikowano 3 interstadiały z lasem sosnowym klimatu kontynentalnego oraz 4 stadiały z roślinnością stepową, w której dominowała bylica (por. Krupiński, 1995a). W interstadiałach i stadiałach w tym stanowisku można wyróżnić również jednostki klimatostratygraficzne niższego rzędu (Bińka, Marks, 2018). Każdy interstadiał rozpoczynało szybkie pojawienie się jałowca, po czym w 2 starszych inter-

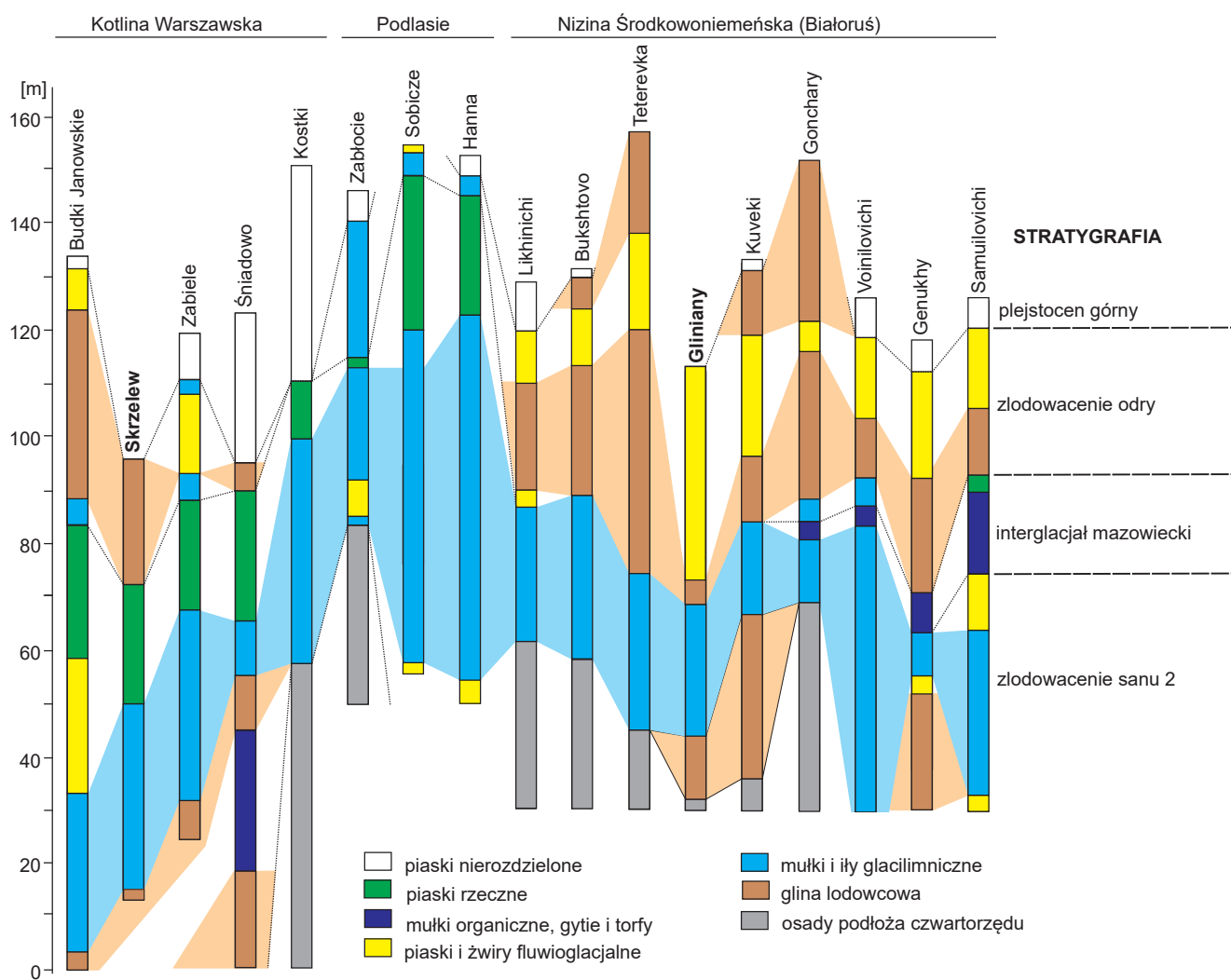


FIG. 35. Sytuacja geologiczna osadów zastoiskowych zlodowacenia sanu 2 oraz osadów jeziornych i rzecznych interglacjału mazowieckiego w środkowo-wschodniej Polsce i zachodniej Białorusi na podstawie Marksa, Pavlovskaya (2003), zmieniono i uzupełniono

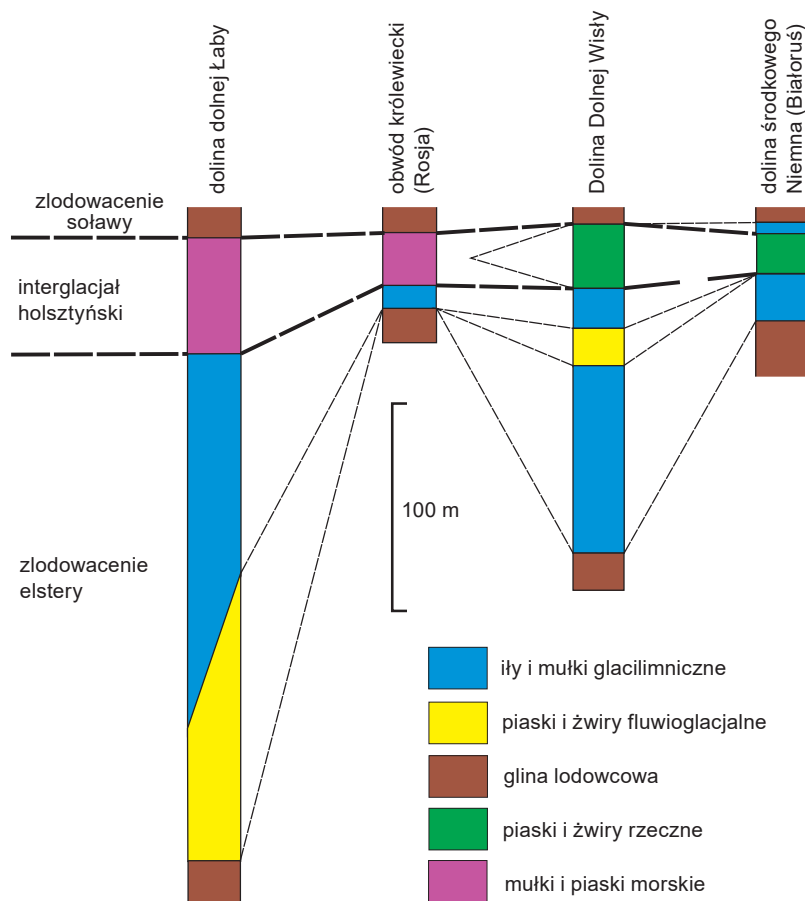


FIG. 36. Korelacja osadów glacialimnicznych złodowacenia elstery i osadów morza holsztyńskiego w Europie (Marks, Pavlovskaya, 2003, zmieniono)

stadiałach – las brzoźowy z modrzewiem. W interstadiale trzecim sosna występowała prawdopodobnie w pobliżu granicy swego rozprzestrzenienia geograficznego, a temperatura była niższa (Bińka, Marks, 2018). Stadiały charakteryzowały się silnym kontynentalizmem i średnią temperaturą stycznia  $-20^{\circ}\text{C}$ . Akumulacja w Ossówce trwała do  $\sim 350$  tys. lat temu, kiedy zbiornik jeziorny został całkowicie zapełniony osadami. Porównanie wymagań termicznych dla różnych zbiorowisk roślinnych w sukcesji pyłkowej w stanowisku Ossówka z temperaturą wody powierzchniowej w Atlantyku pozwoliło na korelację z morskimi stadiami izotopowymi (Bińka, Marks, 2018). Stwierdzono, że 2 najstarsze stadiały i 2 najstarsze interstadiały mieszczą się w MIS 11, a pozostałe należą już do MIS 10.

Osady jeziorne interglacjału mazowieckiego zawierają charakterystyczne zespoły muszli mięczaków z *Viviparus diluvianus*, *Lithoglyphus jahnii* i *Pisidium clessini*, ze znacznym udziałem *Valvata piscinalis* (Müller) i *Bithynia tentaculata*. (Skompski, 1989, 1996; Bałuk i in., 1991; Lindner i in., 1991; Albrycht i in., 1995; Szymanek, 2012, 2013, 2014). Relacje ilościowe między tymi gatunkami wskazują na wahania poziomu wody w zbiornikach, ponieważ *V. piscinalis* jest typowy dla jezior głębokich, a liczna *B. tentaculata* wskazuje na spadek poziomu wody (Marks i in., 2016a).

Na Wyżynie Lubelskiej interglacjał mazowiecki jest udokumentowany glebą kopalną GJ3b (fig. 10; Dolecki, 1995), określoną w ujednoliconej symbolice jako S4 (fig. 15).

### 3.2.5. MIS 10-7

Kompleks środkowopolski, czyli młodsza część plejstocenu środkowego, jest jednostką klimatostratygraficzną złożoną z sekwencji naprzemiennych ociepleń i ochłodzeń (Ber i in., 2007; por. Marks, 2017), wśród których są 3 interglacjały i 3 złodowacenia (fig. 38) skorelowane z MIS 11-6 (Lindner i in., 2013). Mimo wieloletnich badań fragmentaryczne rozpoznanie paleogeografii i paleoklimatu sprawia, że zapis stratygraficzny okresu odpowiadającego MIS 10-7 jest bardzo niekompletny, nie tylko w Polsce (fig. 39), ale na całym obszarze złodowaceń skandynawskich (Lindner i in., 2004a, 2006; Stephan, 2014; Bennike i in., 2019; por. Marks i in., 2018, 2019a, 2020). Natomiast w SE Polsce występują dobrze rozpoznane stratygraficznie pokrywy lessowe i osady rzeczne z tego

okresu. Zasadniczym problemem stratygrafii tej części czwartorzędu Polski jest nadużywanie korelacji z morskimi stadiami izotopowymi (MIS), mimo braku przesłanek geochronologicznych i wątpliwej wiarygodności wyróżnianych jednostek stratygraficznych. Głównym motywem takiej korelacji była prawdopodobnie chęć stworzenia kompletnego podziału w tej części tabeli stratygraficznej czwartorzędu Polski (por. Ber, Marks, 2004).

Pozycja stratygraficzna interglacjału mazowieckiego (MIS 11) i złodowacenia odry (MIS 6) jest jednoznaczna (fig. 38) i poparta wiarygodną korelacją danych paleoklimatycznych z morskimi stadiami izotopowymi (por. Nitychoruk i in., 2005, 2006; Bińka, Marks, 2018; Marks, 2023b). Interglacjałne sukcesje pyłkowe, korelowane z MIS 9 i 7 (por. Lindner i in., 2013), zostały zdefiniowane w zasadzie jedynie w stanowiskach Zbójno i Losy, ale ich pozycja stratygraficzna jest kwestionowana, podobnie jak rozdzielających je złodowaceń liwca i krzyny, wiązanych odpowiednio z MIS 10 i 8 (por. Marks, 2004b, 2011; Marks i in., 2016a). Krzywe tlenowe w stratygrafii izotopowej morskich osadów głębokomorskich sugerują, że MIS 9 był okresem najcieplejszym, a MIS 10 i 8 były największymi ochłodzeniami w młodszej plejstocenie środkowym (Rodrigues i in., 2011; Hughes i in., 2020). Najbardziej nietypowy jest MIS 7, który był bardziej chłodny niż typowy interglacjał, ale zawierał ciepłe i zimne jednostki niższego rzędu (por. Railsback i in., 2015).

Położenie stratygraficzne złodowacenia liwca, korelowanego z MIS 10 (por. fig. 8), zostało określone w stanowisku Zbójno koło Przedborza, w którym występują osady jeziorne z florą interglacjału zbójna (Lindner, Brykczyńska, 1980), korelowanego z MIS 9 (fig. 38). Poniżej osadów interglacjałnych stwierdzono osady zastoiska dolnej Pilicy (por. Różycki, 1967), utworzone w czasie transgresji lądolodu w dorzeczu środkowej Pilicy. Nazwę „złodowacenie liwca” wprowadził Lindner (1984) dla osadów lodowcowych, które Rühle (1955) uznał za poziom górny (glütsch) w aluwach interglacjału mazowieckiego *sensu lato*, a Różycki (1972) – za dowód obecności lądolodu skandynawskiego w czasie stadiału przedmaksymalnego starszego w złodowaceniu odry. Lądolód złodowacenia liwca miał zająć północną część dorzecza środkowej Wisły, sięgając do rejonu ujścia Wieprza do Wisły (Lindner, 1984, 1992, 2005; Żarski, 1994, 2002; Lisicki, 2003), tworząc kilka lobów w NE Polsce (Lindner, Semil, 2007) i pozostawiając odrębny pokład gliny lodowcowej zidentyfikowany na podstawie wskaźników petrograficznych (Lisicki, 1997). Dowody na występowanie tego złodowacenia w Polsce są niewystarczające, a przypisywane mu osady nie mają wiarygodnego datowania (por. Marks i in., 2019a). Na podstawie stratygrafii izotopowej osadów głębokomorskich nie można jednak wykluczyć obecności lądolodu w centralnej Europie w końcowej fazie MIS 10 (White i in., 2017).

Less LN1, w ujednoliconej symbolice określony jako L4, występuje w zachodniej części regionu świętokrzyskiego, Kotlinie Sąddeckiej i na Wyżynie Lubelskiej, i jest korelowany z MIS 10 (fig. 10, 15; Maruszczak, 1985, 1991; Lindner, 1991a, c; Dolecki, 1995, 2002, Marks, Jary, 2024).

Na piaszczysto-mułkowych osadach zastoiskowych w stanowisku Zbójno, korelowanych ze złodowaceniem liwca, występują piaski rzeczne oraz torfy, mułki i iły przykryte gliną lodowcową złodowacenia odry (Lindner, Brykczyńska, 1980). Na podstawie sukcesji pyłkowej, zawierającej 4 fazy pełnego cyklu interglacjałnego, zdefiniowano w osadach organicznych interglacjał zbójna (Lindner, Brykczyńska, 1980), którego optimum klimatyczne charakteryzuje wyjątkowo duży udział pyłki lipy, liczny grab, olcha i leszczyna. Podobną sukcesję pyłkową stwierdzono w 2 innych stanowiskach w Polsce (por. Lindner, Marks, 2012). Zdaniem Krupnińskiego i in. (1987), interglacjał zbójna mógł rozpoczynać się gwałtownym rozprzestrzenieniem lasu sosnowo-modrzewiowego, typowego dla klimatu kontynentalnego i wczesnymi, intensywnymi pożarami. Mimo braku wiarygodnego datowania interglacjał Zbójna skorelowano z MIS 9 i uznano za odpowiednik m.in. interglacjałów wacken, dömnitz i reinsdorf w Niemczech oraz landos we Francji (Lindner, Marciniak, 1998). Analiza pyłkowa nowego rdzenia osadów w stanowisku Zbójno wykazała, że różnice w składzie flory pyłkowej mogły być spowodowane przez czynniki lokalne i wynikać z niewielkich rozmiarów zbiornika jeziornego, a spektrum pyłkowe wskazuje na interglacjał eemski (Bińka, 2010).

Z MIS 9 korelowana jest kopalna gleba leśna GJ3a, w ujednoliconej symbolice określona jako S3, występująca przede wszystkim w profilach lessowych na Wyżynie Lubelskiej (fig. 10, 15; Lindner, 1991c; Maruszczak, 1991; Dolecki, 2002; por. Lindner, Marks, 2008).

Ustanowienie złodowacenia krzyny (por. fig. 3) wynikało z podniesienia rangi stadiału krzyny (Rühle, 1970), czyli stadiału przedmaksymalnego młodszego w złodowaceniu odry (por. Lindner, Marks, 1999; Lindner, 2005), niekiedy mylnie korelowanego z przedmak-

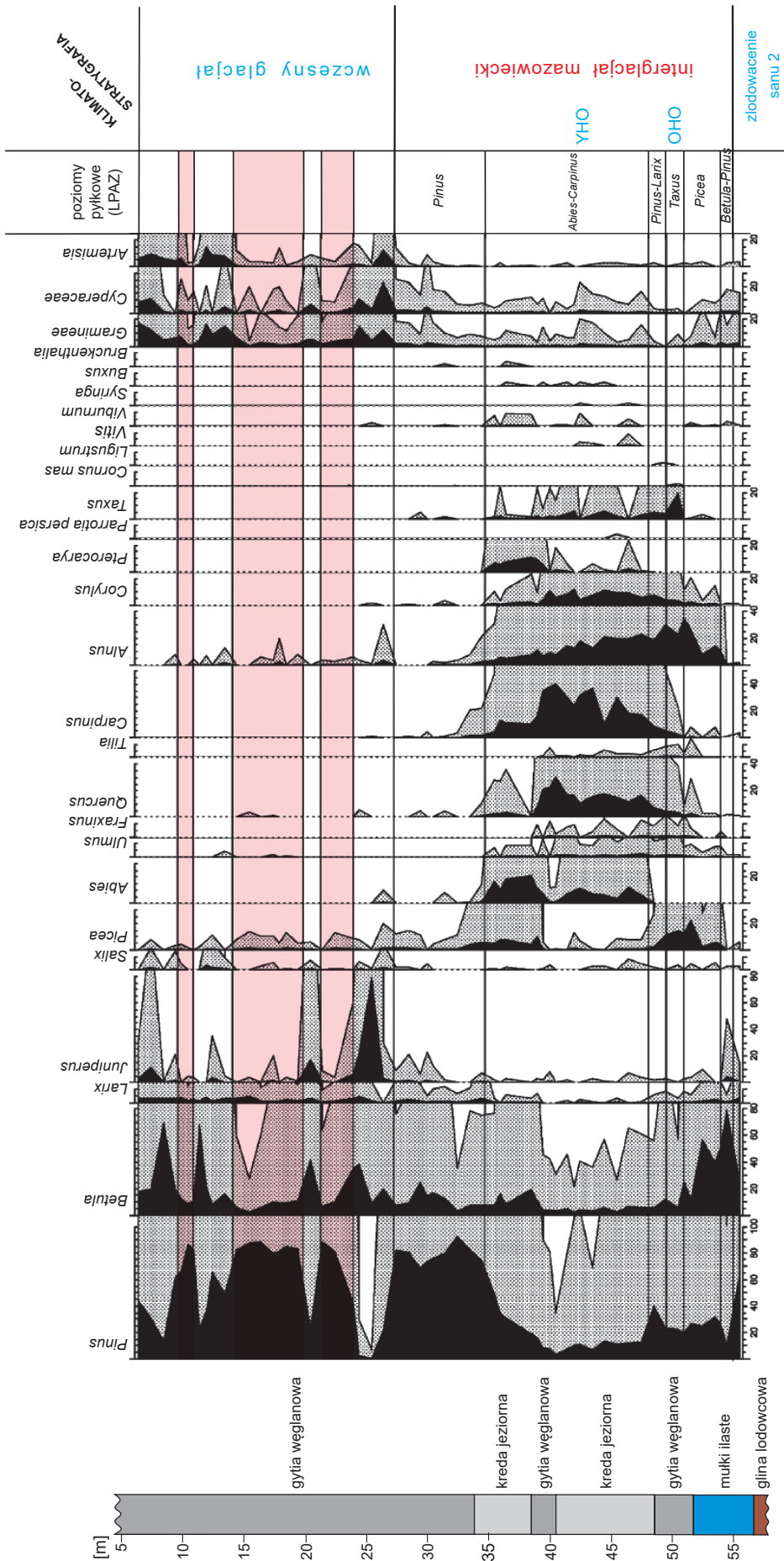


FIG. 37. Profil litologiczny i spektrum pyłkowe sukcesji mazowieckiej w stanowisku Ossówka, na podstawie Nitychoruka i in. (2005), zmieniono i uzupełniono; zaznaczono oscylacje OHO (Older Holsteinian Oscillation) i YHO (Younger Holsteinian Oscillation) w interglacjale i 3 interstadiały w okresie pointerglacialnym (pomarańczowy); na podstawie Birki, Marksa (2018), nieco zmieniono

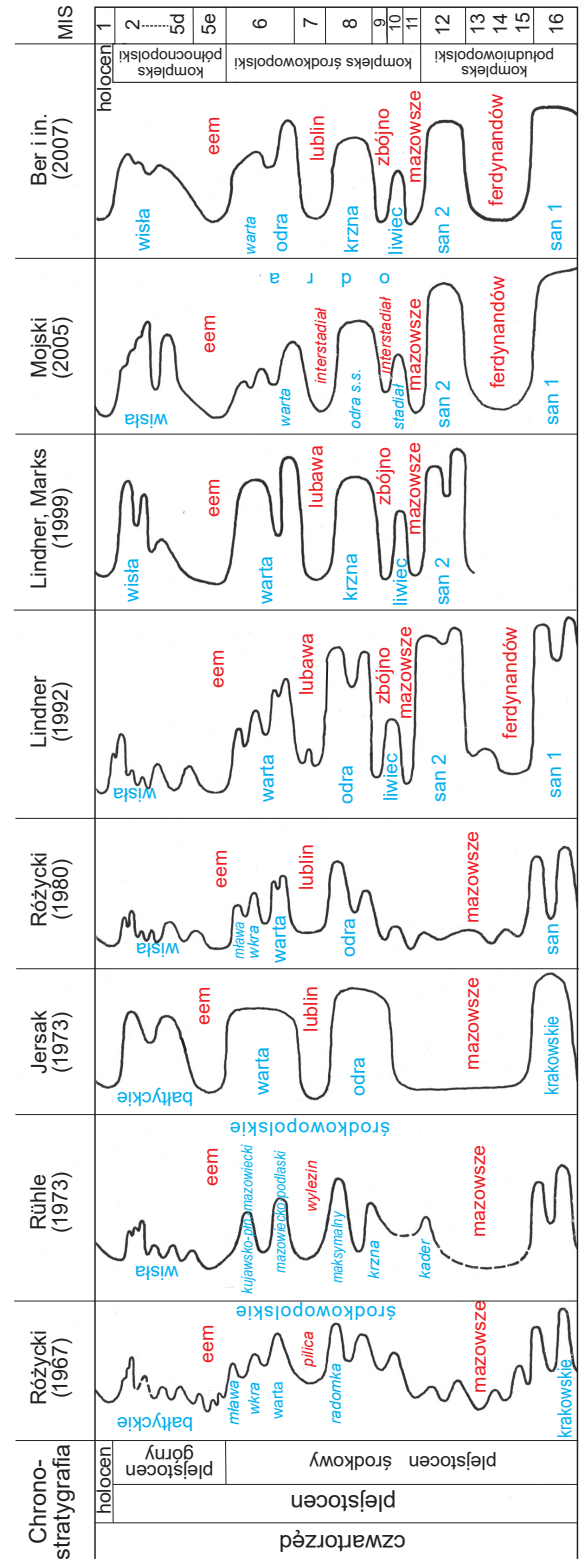


FIG. 38. Rozwój poglądów na stratygrafię plejstocenu środkowego i młodszego w Polsce; krzywe odzwierciedlają zmiany temperatury, opisano jednostki zimne (zlodowacenia i stadiały – kolor niebieski) i ciepłe (interglacjale i interstadiały – kolor czerwony); MIS – morskie stadia izotopowe; na podstawie Lindnera, Marksa (2012), zmieniono

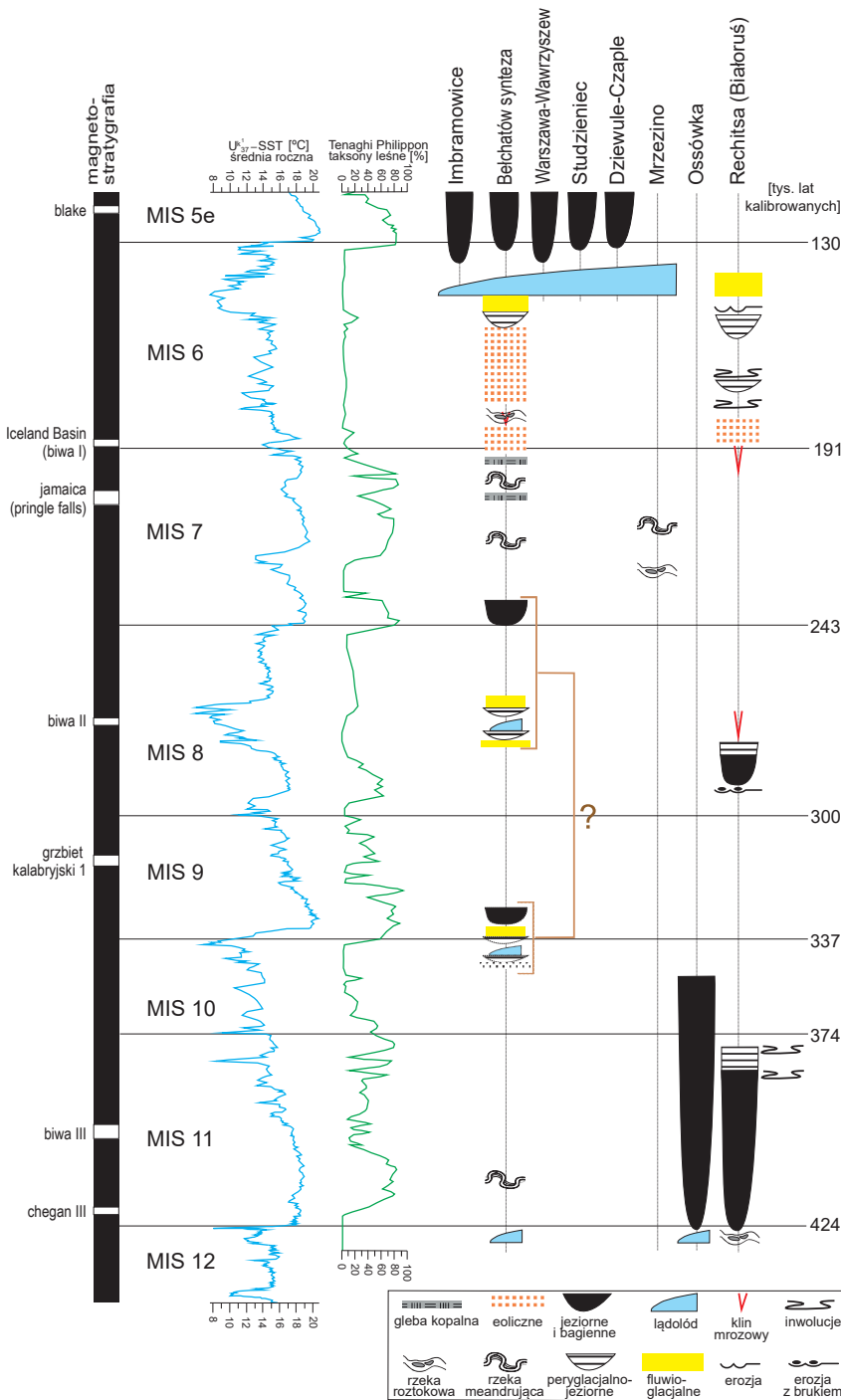


FIG. 39. Stratygrafia i środowiska sedymentacyjne młodszej części plejstocenu środkowego w wybranych stanowiskach w zachodniej Polsce i Białorusi na podstawie Marksa i in. (2019a), zmieniono

symalną fazą końskich w zlodowaczeniu odry (por. Lindner, 1971, 1995, 1998; Lindner, Fedorowicz, 1996). W tym czasie łądólód miał przekroczyć równoleżnikowe odcinki dolin Pilicy i Wieprza, docierając do Krzny (Lindner, Marks, 1999), przedpola Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Małopolskiej (Lindner, 2005) oraz Sudetów (Lindner i in., 2004b). Glinę lodowcową, odnoszoną do zlodowaczenia krzny, wyróżniano w wielu profilach w środkowej i wschodniej Polsce (Lindner, Marks, 1999) i podścielają ją piaski fluwio-peryglacialne z licznymi zeolizowanymi ziarnami kwarcu, a miejscami z klinami mrozowymi syngenetycznymi (Maruszczak, Goździk, 2001; Mycińska-Dowgiatko, Woronko, 2004; Sokołowski, Bluszcz, 2004a, b; Woronko, Bujak, 2018; Marks i in., 2019a). Okresowa agradacja wieloletniej zmarzliny i klimat suchy sprzyjały procesom eolicznym w czasie, gdy na obszarze Polski występowała roślinność terenów otwartych (por. Woronko, 2012). W stanowisku Wapienno na Kujawach dokumentuje to strefa krioturacji o miąższości 50–70 cm, zawierająca deformacje niestacynnego warstwowania gęstościowego, natomiast osady wypełniające syngenetyczne szczeliny i kliny mrozowe, o długości do 3,5 m, datowano metodą OSL na 240–310 tys. lat (Sokołowski, 2002; Sokołowski, Woronko, 2007). Struktury te powstawały w wyniku rozwoju wieloletniej zmarzliny przy średniej temperaturze rocznej  $-4^{\circ}\text{C}$  i temperaturze stycznia  $-20^{\circ}\text{C}$  (por. Huijzer, Isarin, 1997; Huijzer, Vandenberghe, 1998). W Europie Środkowej nie znaleziono dotychczas przekonywujących dowodów na występowanie łądólodu skandynawskiego w MIS 8 (por. Ehlers i in., 2004; Marks, Karabanov, 2017; Marks i in., 2018, 2019a, 2020).

Z MIS 8 są korelowane lessy starsze najniższe, dolne i środkowe (LSn, LSd i LSs), w ujednoczonej symbolice określone jako L3 (fig. 10, 15), powszechnie zachowane w profilach lessowych SE Polski (Lindner, 1991c; Maruszczak, 1991; Marks, Jary, 2024). W stanowisku Załubińcze w Karpatach zidentyfikowano w tych lessach epizod paleomagnetyczny chegan – biwa II (Nawrocki, Wójcik, 1995).

Interglacja lubelska został wyróżniony przez Środonia (1969), który rozdzielił wiekową florę tzw. interglacjalną wielką (por. Różycki, 1964b) na starszą – interglacjalną mazowiecką i młodszą – chłodniejszą interglacjalną lubelską (por. fig. 3). W pozycji stratygraficznej interglacjalną lubelską ułożono interglacjalną grabówki (Lindner, 1984, 1987a), reprezentowaną przez osady jeziorne w profilu wiertniczym Grabówka w Dolinie Dolnej Wisły, zawierające interglacjalną, ale jedynie ekspertyzowo rozpoznaną sukcesję pyłkową z leszczyną, lipą, jodłą, wiązem i dębem (Makowska, 1977). Kreda jeziorna ze stanowiska Losy koło Lubawy (o kilkuna-stometrowej miąższości) zawiera niepełną sukcesję interglacjalną, w której wcześniejsze pojawienie się lipy niż leszczyny oraz występowanie *Azolla* uznano za odróżniające od sukcesji eemskiej (Krupiński, Marks, 1985, 1986), co stanowiło podstawę do wykreowania jednostki klimatostratygraficznej nazwanej interglacjalną lubawską (Lindner, 1988b, c). Później udowodniono, że główny kompleks osadów jeziornych jest nieznacznie odkuty glacictonicznie (Gałązka, 2012) i mimo istotnych różnic w klasycznych sukcesjach eemskimi, sukcesję pyłkową w Losach zaklasyfikowano jako eemską (Granoszewski, 2006 *fide* Gałązka, 2012).

Interglacja lubelska, umieszczana pomiędzy zlodowaczeniami krzny i odry (por. Ber i in., 2007), reprezentują głównie osady rzeczne i jeziorno-rzeczne. W środkowej i północnej Polsce, m.in. w Belchatowie i Mrzezynie, są to osady facji meandrowej (Goździk, 2001; Sokołowski i in., 2017). W stanowisku Podgębokie na Wyżynie Lubelskiej, w osadach jeziornych wiązanych z interglacjalną lubelską znaleziono skorupki mięczaków *Pisidium clessini* (Makowska, 1969), typowe dla interglacjalnych starszych (Marks i in., 2016a). W stropowej części sekwencji rzecznych tzw. formacji Chojny<sup>1</sup> w kopalni węgla brunatnego w Belchatowie występują słabo wykształcone gleby kopalne tego wieku (Krzyszowski, 1995; Zieliński, 2007). W profilach lessowych SE Polski z interglacjalną lubelską wiązana jest gleba kopalna typu Tomaszów (Jersak, 1973), zdefiniowana przez Maruszczaka (1991) jako gleba interglacjalna GJ2 i przykryta glebą interstadialną Gi/GJ2, a w ujednoczonej symbolice określona jako S2 (fig.10, 15; Marks, 2023c), której wiek określa się na podstawie datowania 15 lessów podścielających i nadległych, odpowiednio 255,8 i 221,3 tys. lat temu.

### 3.2.6. Zlodowaczenie odry

Zostało zdefiniowane po raz pierwszy przez Sawickiego (1922) jako maksymalne rozmieszczenie tzw. „środkowopolskiej moreny czółowej” i było najczęściej nazywane zlodowaczeniem środkowopolskim. Łądólód tego zlodowaczenia w dorzeczu Wisły miał dotrzeć do północnych stoków Wyżyny Lubelskiej, Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz północnego skraju Kotliny Sandomierskiej (Lindner, Grzybowski, 1982; Buraczyński, 1986; Muchowski, 1992; Marks i in., 2016a). W dorzeczu Odry zasięg zlodowaczenia odry wyznaczano od okolic Myszkowa, przez okolice Bytomia aż w głąb Bramy Morawskiej (Marks, 2011; Marks i in., 2016a). Łądólód dotarł do podnóża Sudetów, pokrywając Płaskowyż Głubczycki i docierając do Gór Złotych w Czechach, a jego loby występowały w dolinach Kaczawy, Bobru i Nysy Łużyckiej w Sudetach Zachodnich, wkraczając na obszar Czech (fig. 40; Nývlt, 1998; Ružička, 2004; Nývlt i in., 2011). W czasie maksymalnego zasięgu w stadiale radomki (kamiennej), czoło łądólodu dotarło do wysokości 280–330 m n.p.m. na zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i na Wyżynie Lubelskiej oraz do 300–500 m n.p.m. w Sudetach (Lindner, 2005).

W czasie transgresji łądólodu zlodowaczenia odry powstały zastoiska w dolinach Wisły, Pilicy i Wieprza (Różycki, 1972). Na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich stwierdzono występowanie ponad osadami interglacjalną mazowiecką 2 pokładów glin lodowcowych stadiału maksymalnego zlodowaczenia odry (Jurkiewiczowa, Mamakowa, 1960). Pokład gliny dolnej, o mniejszym rozprzestrzenieniu, uznano za odpowiednik fazy przedmaksymalnej końskich, a gliny górnej, wskazującej na dalszy zasięg łądólodu, za odpowiednik fazy maksymalnej gowarczowa (Jurkiewiczowa, 1968), której towarzyszą osady zastoiskowe i fluwio-glacialne oraz lessy starsze dolne (Lindner, 1988a). Wyróżniono także 2 fazy recesyjne łądólodu fazy maksymalnej (fig. 41), kiedy powstały doliny margi-

<sup>1</sup>„Chojny” to nazwa kompleksu leśnego. Kreatorem jednostki jest Krzyszowski (1992), który przyjął formę mianownikową wyrazu, mimo – jak podkreślił – że jest ona w tym przypadku obca regułom języka polskiego; zastosowanie prawidłowej, polskiej nomenklatury litostratygraficznej (Alexandrowicz i in., 1975) budzi bowiem zastrzeżenia natury lingwistycznej [red.].

nalne, strefy czołowomorenowe ze śladami zaburzeń glacytektonicznych i tarasy marginalne (Lindner, 1971; Różycki, 1972).

Zanik łądolodu zaznaczył się licznymi postojami, szczególnie w trakcie stadiów warty (mazowiecko-podlaskiego), wkry (północnomazowieckiego) i mławy (mławki) (Rühle, 1965a, b; Różycki, 1972, 1978). Szczególne znaczenie miał stadiu warty, którego zasięg w Europie Środkowej wyznaczono na podstawie moren czołowych (Woldstedt, 1927, 1928, 1929), a jego region stratotypowy znajduje się w dorzeczu górnej Warty w rejonie Łodzi. Ranga stadiu warty była przedmiotem rozważań Różyckiego (1961, 1965, 1967), który ostatecznie wyodrębnił zlodowacenie warty, oddzielone interglacją lubelskim od starszego zlodowacenia odry (Różycki, 1978), co zostało zaakceptowane (m.in., Lindner, 1988b; Harasimiuk i in., 2004; Wojtanowicz, 2004; Terpiłowski i in., 2021). Później jednak zlodowacenie warty zostało ponownie włączone do zlodowacenia odry jako stadiu młodszy (Lindner, 2005).

Na podstawie różnych przesłanek, w tym datowania TL osadów stadiów odry (maksymalnego) i warty w środkowej i wschodniej Polsce (Fedorowicz i in., 1993; Nitychoruk, 1994; Lindner, 1996; Lindner, Fedorowicz, 1996; Kowalski, Jaśkowski, 1998), występowania gliny lodowcowej stadiu warty w niektórych profilach lessowych Płaskowyżu Głubczyckiego (Jersak, 1991; Marks i in., 1995), wskaźników litopetrograficznych glin lodowcowych (Lisicki, 2003) oraz sytuacji geologicznej osadów lodowcowych w Bramie Morawskiej i Kotlinie Raciborskiej (Lewandowski, 1988) sugerowano możliwość większego zasięgu łądolodu stadiu warty niż stadiu odry (Lindner, Marks, 1995, 1999; Marks i in., 1995a; Lindner i in., 2004b, c) lub ułożsamiu stadiu warty z maksymalnym (lub bliskim maksymalnemu) rozprzestrzenieniem łądolodu skandynawskiego w czasie zlodowacenia odry (Marks, 2004c).

Zasięg łądolodu zlodowacenia odry był uwarunkowany rzeźbą jego przedpola, z wyżynami południowopolskimi od 300 do 612 m n.p.m. We wschodniej Polsce zasięg łądolodu wyznaczano wzdłuż północnego skłonu Wyżyny Lubelskiej, z wyraźnym lobem wkraczającym przez połacie Wisły Środkowej do Kotliny Sandomierskiej (por. Muchowski, 1992). Natomiast zasięg łądolodu stadiu warty, we wschodniej Polsce, był przez wiele lat szeroko dyskutowany (por. Marks, 2004c; Marks, Pavlovskaya, 2006), ponieważ moreny czołowe zasięgu maksymalnego są na ogół niewielkie, a ich przebieg wskazuje na występowanie odrębnych i niesynchronicznych lobów (Godlewska, 2014). Na południowym Podlasiu i przyległym obszarze Polesia Brzeskiego na Białorusi stwierdzono bardzo ograniczone występowanie pokładów gliny lodowcowej zlodowacenia odry, a w wielu stanowiskach na tym obszarze osady interglacjalu mazowieckiego nie są przykryte przez glinę lodowcową (Velichkevich i in., 1993; Albrycht i in., 1997; Marks i in., 2016c, 2018; Marks, Karabanov, 2017; Pochocka i in., 2021). Na tej podstawie przyjęto, że na południowym Podlasiu maksymalny zasięg zlodowacenia odry jest wyznaczony przez zasięg stadiu warty (Marks i in., 2018).

W niezlodowaczonej części Polski stopniowe ochłodzenie w czasie zlodowacenia odry jest zaznaczone agradacją wieloletniej zmarzliny i intensyfikacją procesów eolicznych, na co wskazuje zwiększony udział zeolizowanych ziaren kwarcu w osadach rzek roztokowych (Zieliński, 2007; Woronko, 2012; Woronko, Bujak, 2018). W anaglacjalnej części zlodowacenia powstały lessy starsze górne LSg (Maruszczak, 1991), w ujednoliconej symbolice określone jako L2 (fig. 10, 15; Marks, 2023c), których akumulacja związana jest ze stadiem warty (por. Marks, 2004b). W stanowiskach Załubińcze w Karpatach i Odonów w regionie świętokrzyskim stwierdzono w lessach starszych górnych epizod paleomagnetyczny jamaicabiwa I (Nawrocki, Wójcik, 1995; Nawrocki, Siennicka-Chmielewska, 1996), datowany na 180–200 tys. lat (Laj, Channel, 2007).

Klimat w czasie zlodowacenia odry był bardzo suchy wskutek ograniczonej cyrkulacji atmosferycznej w niezbyt szerokim korytarzu peryglacjalnym pomiędzy łądolodem skandynawskim, a Karpatami i Sudetami, ale w miarę deglacjalacji stawał się bardziej wilgotny (Marks i in., 2018, 2019a). W wielu stanowiskach osadów biogenicznych stwierdzono występowanie późnoglacjalnej sukcesji pyłkowej, która przechodzi płynnie w sukcesję interglacjalu eemskiego (Marks i in., 2016a). Długie sukcesje pyłkowe w stanowiskach Imbramowice (Mamakowa, 1989), Szwajcaria (Borówko-Dłużakowa, Halicki, 1957), Warszawa-Wawrzyszew (Krupiński, Morawski, 1993) i Parchliny (Majecka i in., 2022) wskazują na występowanie w późnym glacie zlodowacenia odry dwóch stadiów z zespołami roślinności zielnej (zwykle >30%) z licznymi roślinami wskaźnikowymi (m.in., *Helianthemum*, *Armeria*, *Pleurospermum austriacum* i *Selelaginella selaginoides*), którym towarzyszy jałowic i rokitnik. W interstadiale występowała najpierw roślinność krzaczasta z rokitnikiem, a później las borealny (por. Marks i in., 2016a). W NE Polsce, pod koniec późnego glacjalnego przedostatniego zlodowacenia, pojawił się las brzoźowo-sosnowy ze świerkiem.



FIG. 40. Zasięgi łądolodów na podstawie Marksa i in. (2022d), zmieniono: N – zlodowacenie nidy; S1 – zlodowacenie sanu 1; S2 – zlodowacenie sanu 2; O – zlodowacenie odry; W – stadiu warty, Wi – zlodowacenie wisły

W stanowisku Dziewule, we wschodniej Polsce, sekwencja późnoglacjalnych mułków i mułków organicznych wstępnej fazy rozwoju jeziora to sukcesja pyłkowa reprezentująca 2–3 tysiące lat, która wskazuje na stopniowe powiększanie obszaru z pokrywą roślinną (Bińka, Nitychoruk, 2003). Sukcesję rozpoczyna spektrum pyłkowe silnie kontynentalnej fazy stepu zimnego z elementami tundrowymi, później zastąpionych przez zespoły tundry krzaczastej i krzewinkowej, a następnie rzadki las świerkowy, kiedy średnia temperatura lipca wynosiła 10°C, a stycznia –6°C (Marks i in., 2019a). Późny glacie kończy występowanie boru sosnowego ze stopniowo zwiększającą się obecnością *Pinus sylvestris* i *P. cembra*, co świadczy o wyższych temperaturach lipca (13°C) i niższych stycznia (–10°C).

Mimo że łądolód zlodowacenia odry miał nieporównywalnie większe rozprzestrzenienie niż łądolód zlodowacenia wisły, ślady zlodowaceń górskich w Tatrach i Karkonoszach wskazują na występowanie w tym czasie jedynie niewiele dłuższych lodowców górskich niż w czasie zlodowacenia wisły (Zasadni i in., 2022). Dla wyjaśnienia tego faktu można przytoczyć sugestię niemieckiego geologa Berga (1915, 1927), że korytarz peryglacjalny pomiędzy łądolodem zlodowacenia odry a lodowcami górskimi w Europie Środkowej był bardzo wąski i wskutek wiatrów katabatycznych, wiejących od łądolodu, lodowce górskie były słabo zasilane przez opady śniegu.

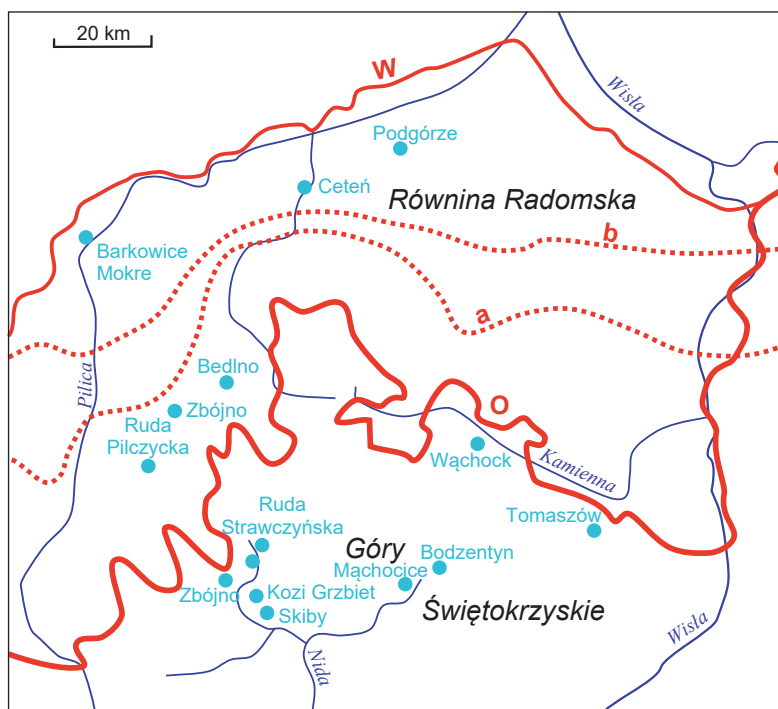


FIG. 41. Zlodowacenie odry i główne profile osadów czwartorzędowych w regionie świętokrzyskim wg Lindnera (1988a), zmieniono; zasięgi łądolodu zlodowacenia odry: O – maksymalny, a i b – fazy pomaksymalne, W – stadiu warty

### 3.3. PLEJSTOCEN GÓRNY

Obejmuje ostatni plejstoceński cykl klimatyczny, złożony z interglacjału eemskiego i zlodowacenia wisły.

#### 3.3.1. Interglacjał eemski

Sukcesja roślinności w Europie była uwarunkowana klimatycznie i bardzo jednorodna. W Polsce rozpoznano ją w prawie 300 stanowiskach z osadami organicznymi (Bruj, Roman, 2007; Żarski i in., 2015; Marks i in., 2016a), w których określono stratygrafię i przeprowadzono rekonstrukcję paleoklimatu (por. Granoszewski, Winter, 2016). W eemskiej sukcesji pyłkowej wydzielono 7 regionalnych poziomów pyłkowych (R PAZ), w tym: E1–E4 – wyznaczone w stanowisku Imbramowice (Mamakowa, 1989) i E5–E7 – w stanowisku Zgierz-Rudunki (Jastrzębska-Mamelka, 1985). Najpełniejsza sukcesja pyłkowa, obejmująca nie tylko interglacjał eemski, ale także znaczną część zlodowacenia wisły, została rozpoznana w stanowisku Horoszki Duże na Podlasiu (fig. 42), gdzie po fazie lasów brzożowo-sosnowych (E1) pojawił się wiąz (E2), a rosnąca temperatura sprzyjała zwiększeniu udziału dębu (E3). Wskutek rozwoju mieszanych lasów liściastych, cechą charakterystyczną starszej części optimum klimatycznego (E4) stał się większy udział pyłku leszczyny i lipy. W młodszej części optimum rolę dominującą miał grab (E5), a wśród innych roślin o wyższych wymaganiach klimatycznych: bluszcz, cis, bukszpan, winorośl, ostrokrzew i ligustr. W fazie grabowej stwierdzono niewielkie ochłodzenie (Brewer i in., 2008), które prawdopodobnie odzwierciedla zmiany w cyrkulacji oceanicznej i kontynentalnej (Granoszewski i in., 2005; Tarasov i in., 2005). Po optimum interglacjału nastąpił rozwój lasu świerkowo-jodłowego (E6), a na obszarach bardziej wilgotnych pojawiła się olcha. W końcowej części interglacjału występowały bory sosnowe (E7) z dodatkami brzozy, ale klimat był niestabilny (Kupryjanowicz i in., 2016).

Sukcesja pyłkowa interglacjału eemskiego w stanowiskach Dziewule i Czaple na Podlasiu wskazuje, że najwyższa średnia temperatura najcieplejszego miesiąca (19,5°C) była związana z poziomem pyłkowym E3 (Bińka, Nitychoruk, 2003, 2011), natomiast niewielkie zmiany zawartości pyłku niektórych roślin wskaźnikowych sugerują zmiany relacji wpływów oceanicznych i kontynentalnych (Marks i in., 2019b). Prawdopodobny hiatus w akumulacji jeziornej w poziomie pyłkowym E5 mógł być spowodowany mniejszymi opadami lub większym parowaniem (Kupryjanowicz, 2008).

Zespół mięczaków słodkowodnych interglacjału eemskiego zawiera około 60 gatunków, w tym *Belgrandia marginata* (Michaud), charakterystyczna dla fazy najcieplejszej (por. Skompski, 1996). W odróżnieniu od interglacjału mazowieckiego w wielu stanowiskach interglacjału eemskiego stwierdzono znaczący udział skorupki ślimaków lądowych redeponowanych przez wody płynące (Marks i in., 2016a).

W profilach lessowych interglacjału eemskiego odpowiada gleba kopalna GJ1, w ujednoczonej symbolice określona jako S1 (fig. 10, 15; Maruszczak, 1991; Marks, 2023c).

#### 3.3.2. Osady morskie interglacjału eemskiego

Osady morskie interglacjału eemskiego w północnej Polsce rozpoznano ponad 150 lat temu (Berendt, 1865, 1866; Jentzsch, 1895). W licznych wierceniach i odsonięciach w rejonie Doliny Dolnej Wisły i na Wysoczyźnie Elbląskiej (Makowska 1979a, b, 1980; 1986a, 2004a, 2009) osady morskie reprezentują przybrzeżne facje brakiczne i morskie ze szczątkami fauny i flory (Pożaryski, 1951; Brodniewicz, 1960, 1965a, b, 1969a, b, 1972; Nowak, 1965; Head i in., 2005; Knudsen i in., 2012; Marks i in., 2014b). Osady morskie z fauną występują także na wtórnym złożu, a ich pozycja stratygraficzna nie zawsze jest jednoznaczna (por. Halicki, 1951; Kotański, 1956). W rejonie Śliwina i Rewala, w NW Polsce, stwierdzono piaski i mułki piaszczyste z detrytusem muszli, które reprezentują morskie facje plażowe i lagunowe interglacjału eemskiego (Krzyszowski i in., 1999b), prawdopodobnie redeponowane jak w stanowisku Klein Klütz Höved w NE Niemczech (Kenzler i in., 2018).

Najbardziej kompletna sekwencja osadów morza eemskiego w Polsce, określona jako formacja dolnopowiańska (Makowska, 1979a, 1986a, 2009), występuje w rejonie Doliny Dolnej Wisły pomiędzy glinami lodowcowymi zlodowaceń odry i wisły. W stanowisku Krastudy (fig. 43) odnotowano 2 serie osadów morza eemskiego i jeszcze młodszą serię osadów morskich w obrębie osadów zlodowacenia wisły, którą uznano za reprezentującą tzw. interglacjał krastudzki (Makowska, 1986a, b; Nowak, Rabek, 1987; Rabek, 1990). Ponowne wiercenie w tym samym stanowisku (ale określonym jako Cierpięta) wykazało tylko jedną serię osadów morskich skorelowaną z interglacjałem eemskim (Marks i in., 2014b). Przeprowadzone badania kompleksowe w stanowisku Cierpięta pozwalają uznać je za stratotypowe dla osadów morza eemskiego w Dolinie Dolnej Wisły (fig. 44). W porównaniu ze stanowiskami Licze (Head i in., 2005) i Obrzynowo (Knudsen i in., 2012), sukcesja pyłkowa w stanowisku Cierpięta jest bardziej fragmentaryczna (Marks i in., 2014b), jednak spektrum pyłkowe głównych gatunków jest niemal identyczne. Nieco większa zawartość graba w Cierpiętach wskazuje na lokalne zróżnicowanie zbiorowiska leśnego. LPAZ C2 i LPAZ C3 odpowiadają optimum interglacjału eemskiego (fig. 45), natomiast LPAZ C5-6 skorelowano z wczesnym glacjałem zlodowacenia wisły, w którym obecność m.in. *Betula nana*, *Rorippa palustris* i *Nuphar pumila* wskazuje na klimat zimny.

Przebieg transgresji morskiej i charakterystykę morza eemskiego udokumentowano w regionie Doliny Dolnej Wisły na podstawie analizy okrządek, cyst brudnic oraz szczątków mięczaków, otwornic, małżoraczek i jeżowców (Makowska, 2001; Head i in., 2005; Krzyżmińska i in., 2007; Marks i in., 2014a). W stanowisku Cierpięta cysty

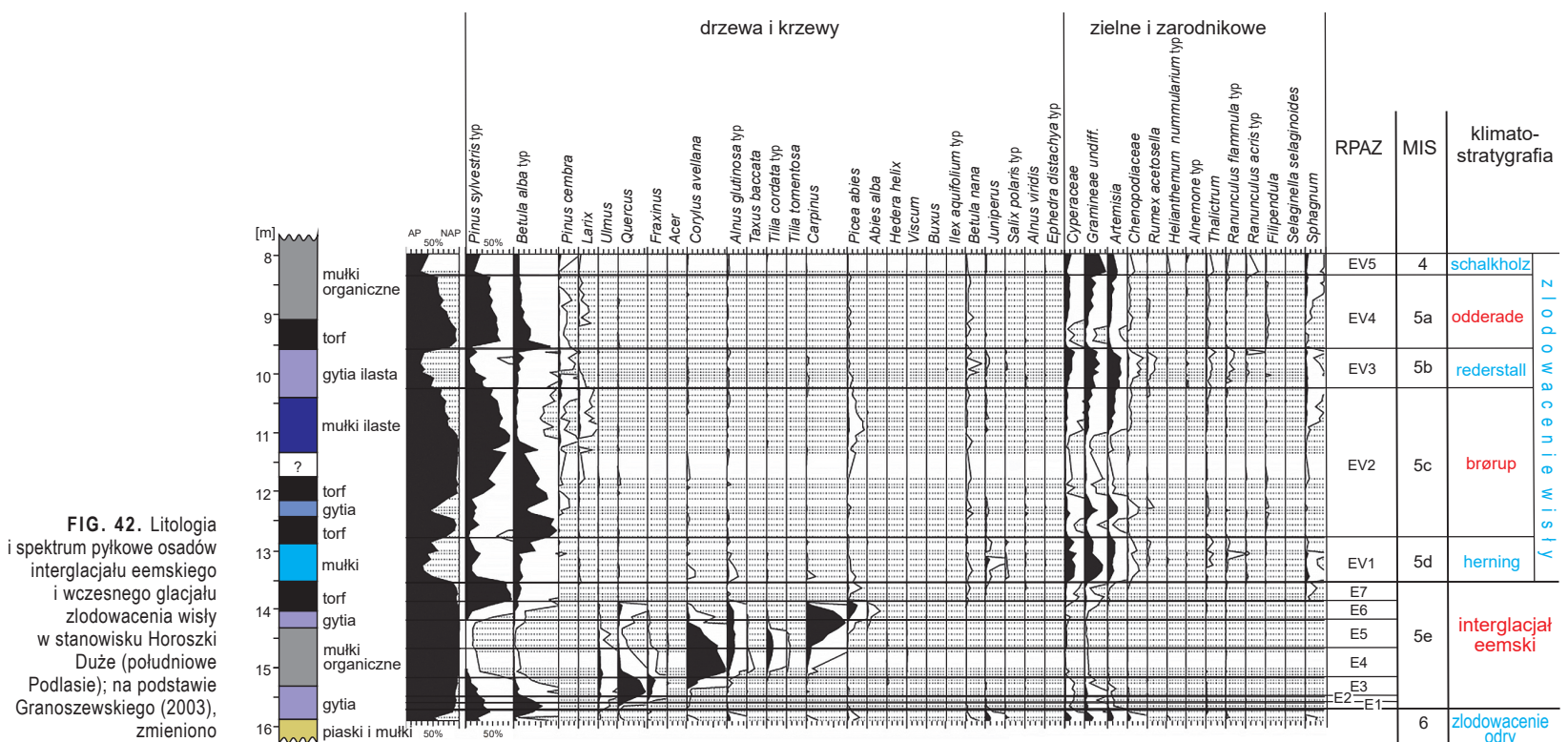


FIG. 42. Litologia i spektrum pyłkowe osadów interglacjału eemskiego i wczesnego glacjału zlodowacenia wisły w stanowisku Horoszki Duże (południowe Podlasie); na podstawie Granoszewskiego (2003), zmieniono

brudnic występują w LPAZ C2-3 (fig. 45). Szczątki fauny eemskiej w stanowiskach Brachlewo (Brodniewicz, 1960) i Elbląg (Brodniewicz, 1969b) zawierają więcej gatunków luzytańskich niż w Cierpiętach, gdzie przeważają formy borealne i arktyczno-borealne. Występowanie fragmentów jeżowców i analiza okrzemkowa w stanowiskach Elbląg, Licze, Obrzynowo i Cierpięta wskazują na zasolenie do 28 psu (Knudsen i in., 2011, 2012), czyli znacznie więcej niż sugerowano wcześniej (Brodniewicz, 1960, 1969b; Makowska, 1986a, 2001). Taksonomia i wymagania środowiskowe zespołów faunistycznych morza eemskiego w regionie Doliny Dolnej Wisły dowodzą powiązania z zespołami fauny w Danii i Niemczech (Seidenkrantz i in., 2000; Winn i in., 2000; Eiriksson i in., 2006; Funder, Balic-Zunic, 2006; Knudsen i in., 2011, 2012; Marks i in., 2014b), ale w odróżnieniu od zespołów mięczaków i otwornic luzytańskich, otwornice arktyczne i borealne łatwiej migrowały w czasie transgresji morza eemskiego, zajmując nowe siedliska. Było to prawdopodobnie związane z globalnym podnoszeniem poziomu morza w interglacjale eemskim, kiedy Bałtyk miał połączenie z Morzem Północnym przez Danię i Niemcy na zachodzie oraz przez przesmyk karelski na wschodzie (Seidenkrantz, Knudsen, 1994; Kristensen i in., 2000; Funder i in., 2002).

W regionie Doliny Dolnej Wisły zatoka morska sięgała do okolic Kwidzyna i Prabuty (fig. 43; Makowska, 2009). Na podstawie korelacji regionalnych poziomów pyłkowych z północnej Polski (Mamakowa, 1989) i w północnych Niemczech (Müller, 1974; Field i in., 1994) i Danii (Andersen 1961, 1965, 1975) stwierdzono, że transgresja morska w rejonie południowego Bałtyku rozpoczęła się w ciągu pierwszych 300 lat interglacjalu eemskiego (RPAZ E1 lub E2). Analiza okrzemkowa wykazała, że w polskiej części morza eemskiego zaznaczyły się 2 epizody zwiększonego zasolenia (fig. 45), co sugeruje występowanie 2 faz transgresji, 800–3500 i 6200–6600 lat od początku interglacjalu eemskiego (Knudsen i in., 2012). W czasie transgresji bardzo licznie pojawiały się gatunki okrzemek charakterystyczne dla równi pływowej rozwiniętej na rozległym płaskim wybrzeżu i dla większych pływów morskich (Marks i in., 2014a). W północnej Polsce recesja morza eemskiego nastąpiła w końcu RPAZ E5 lub na początku RPAZ E6, czyli ~7500 lat od początku interglacjalu eemskiego (Knudsen i in., 2012).

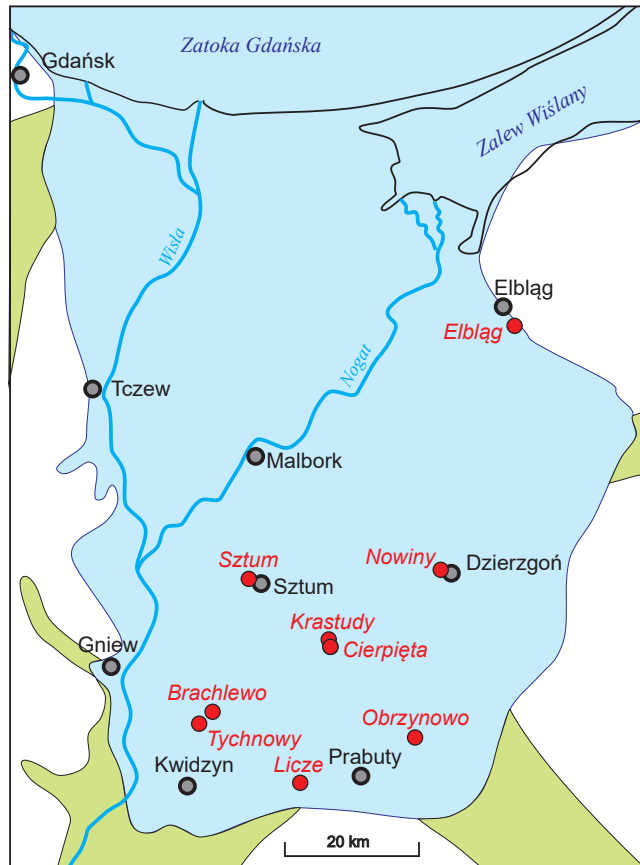


FIG. 43. Główne stanowiska (na czerwono), zatoka morza eemskiego (pole niebieskie) i doliny rzeczne (pole zielone) w regionie Doliny Dolnej Wisły, na podstawie Makowskiej (2009) i Marksa i in. (2014b)

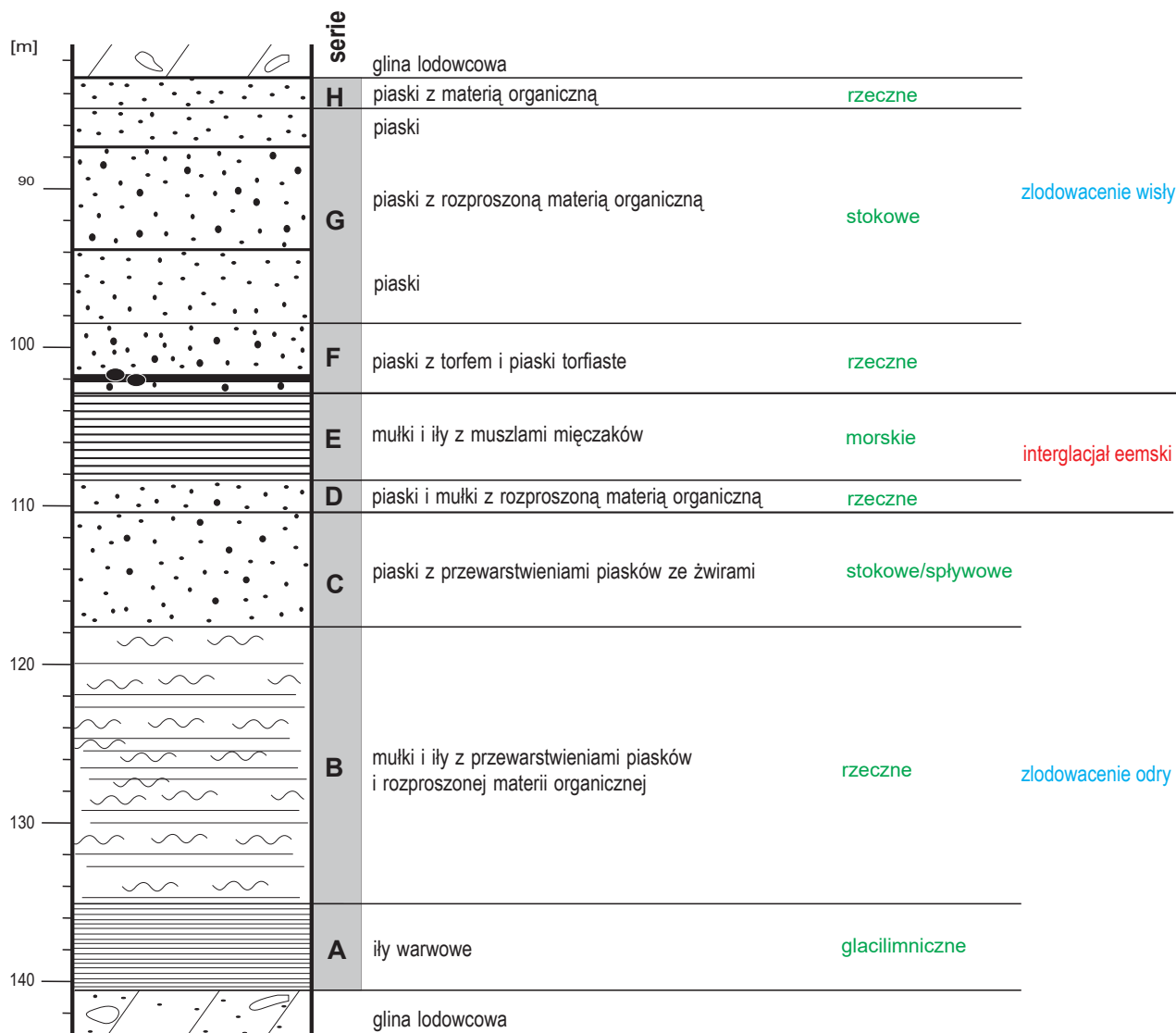


FIG. 44. Litologia i stratygrafia fragmentu profilu Cierpięta na podstawie Marksa i in. (2014b), zmieniono

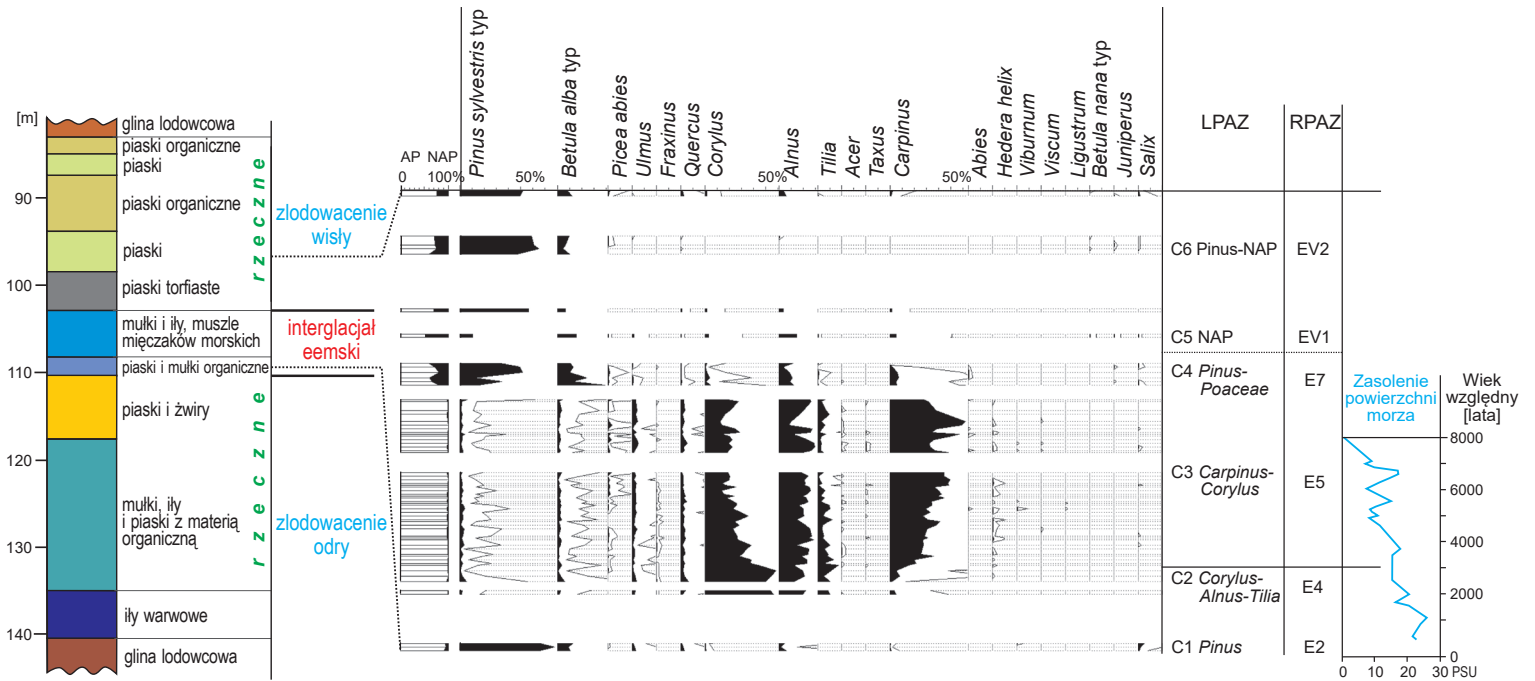


FIG. 45. Litologia i uproszczony diagram sukcesji pyłkowej osadów w stanowisku Cierpięta, zasolenie wód powierzchniowych morza eemskiego od początku interglacjału eemskiego; na podstawie Marksa i in. (2014b), uproszczono i zmieniono

### 3.3.3. Zlodowacenie wisły

Nazwę zlodowacenia wisły zaproponował Keilhack (1911) i od tego czasu pojawiła się ona na arkuszach mapy geologicznej Prus w skali 1:25 000 (Woldstedt, 1929; Ehlers, 1994, 1996; Litt i in., 2007). Regionem stratotypowym jest Dolina Dolnej Wisły, gdzie osady tego zlodowacenia występują powyżej osadów morskich interglacjału eemskiego i zawierają do 5 pokładów glin lodowcowych (Makowska, 1976b, 1979b, 2004b, 2009). Woldstedt (1929) powiązał zlodowacenie wisły z obszarem rzeźby młodoglacjalnej, a zasięg lądolodu wyznaczono na podstawie rozmieszczenia rynien polodowcowych i moren czołowych (np. Majdanowski, 1947; Galon, Roszkowska, 1961; Marks, 2002) oraz występowania glin lodowcowych (np. Makowska, 1979b, 2004b; Marks, 1984; Stankowska, Stankowski, 1988; Morawski, 1999; Marks i in., 2006, 2022d).

Stratygrafię osadów zlodowacenia wisły w Polsce oparto na rekonstrukcji środowiska i klimatu w wielu stanowiskach na podstawie kompleksowych badań sekwencji sedimentacyjnych osadów lodowcowych, rzecznych, jeziornych i eolicznych (np. Kozarski, 1991; Kłatkowa, 1997; Starkel i in., 2007; Jary, 2009; Roman i in., 2014). Ten ostatni okres zimny plejstocenu jest tradycyjnie podzielony na kilka części (m.in. Kozarski, Nowaczyk, 1999; Marks i in., 2016b). Rozpoczyna go wczesny glacjał z postępującym ochłodzeniem (fig. 46), po nim: zimny pleniglacjał (plenivistulian) dolny, następnie pleniglacjał środkowy (interplenivistulian) o niestabilnym i łagodniej-

szym klimacie (van Huissteden i in., 2003) oraz zimny pleniglacjał (plenivistulian) górny i późny glacjał. Zapis geologiczny pleniglacjału środkowego jest fragmentaryczny (Kłatkowa, 1997), a stratygrafia pleniglacjału górnego z klimatem ekstremalnie zimnym i suchym jest ściśle związana z transgresją lądolodu skandynawskiego w północnej i zachodniej Polsce (Marks i in., 2016b, 2019b).

Najdłuższe sekwencje osadów – od interglacjału eemskiego do pleniglacjału środkowego – zostały stwierdzone jedynie w pojedynczych stanowiskach w Polsce (Granoszewski, 2003; Roman, Balwierz, 2010), przy czym szczególne znaczenie dla stratygrafii mają sekwencje podścielone osadami morza eemskiego (Makowska, 2001; Marks i in., 2014b). Zapis warunków klimatycznych w epizodach zimnych pleniglacjału jest bardzo ubogi i pokazuje, że kontynentalizm zwiększał się wtedy ku zachodowi, czyli przeciwnie niż w epizodach cieplejszych (Marks i in., 2016b). Fazy klimatyczne zidentyfikowane w osadach zlodowacenia wisły w Polsce są niekiedy korelowane ze stratygrafią izotopową grenlandzkich rdzeni lodowcowych (Marks i in., 2016b; Starkel i in., 2017; por. Rasmussen i in., 2014; Cohen, Gibbard, 2019).

Po ustąpieniu morza eemskiego, w Dolinie Dolnej Wisły zachodziła akumulacja piasków rzecznych z przewarstwieniami mułków jeziornych, gytii i torfów (Knudsen i in., 2012; Marks i in., 2014a), ale sukcesję pyłkową wczesnego glacjału stwierdzono również w wielu stanowiskach osadów jeziornych w Polsce. W tym czasie klimat naprzemiennie ochładzał się i ocieplał: we wschodniej Polsce był bardziej kontynentalny w interstadiach amersfoort, brørup i odderade, a w zachodniej – w stadiach rederstall i herning oraz w fazie zimnej pomiędzy amersfoortem i brørupem (Marks i in., 2016a). Poprawa warunków klimatycznych w interstadiach doprowadzała do zaniku stepo-tundry i rozwoju lasów borealnych z sosną, brzozą, modrzewiem i świerkiem (Granoszewski, Winter, 2016). W stanowisku Zwierzyniec w środkowej Polsce, powyżej torfów interglacjału eemskiego występują osady rzeki roztokowej zawierające dużo zeolizowanych ziaren kwarcu, co świadczy o warunkach peryglacjalnych już we wczesnym glacjału zlodowacenia wisły (Kalińska-Nartiša i in., 2016). W stanowisku Wildno na Pojezierzu Dobrzyńskim ropy i mułki jeziorne z tego okresu zawierają szczątki muszli mięczaków *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Theodoxus cf. fluviatilis* (Linnaeus), *Valvata* sp., *Viviparus* sp., *Pisidium* cf. *amicum* (Müller) i *Sphaerium* sp. (Dzierżek, Szymanek, 2013).

W pleniglacjału dolnym powszechnie występowała w Polsce stepo-tundra, z niewielkim udziałem drzew borealnych (Granoszewski, 2003). W tym czasie północna Europa, w tym niekiedy Bałtyku, była częściowo zajęta przez lądolód skandynawski (np. Andersen, Mangerud, 1989; Petersen, Kronborg, 1991; Houmark-Nielsen, 1994, 2010). Osady lodowcowe pleniglacjału dolnego występują w wielu stanowiskach północnej Polski (np. Drozdowski, 1979, 1986; Makowska, 1979b, 1986a; Marks i in., 1995b; Wysota, 2002; Weckwerth i in., 2011; Woźniak i in., 2018), co niekiedy wiązano z większym zasięgiem lądolodu w tym czasie niż w pleniglacjału górnym (np. Marks, 1988; Lisicki, 1997, 1998; Ber, 2000; Krzywicki, 2002; Banaszuk, Banaszuk, 2010), jednak brak wiarygodnego datowania osadów nie potwierdził takiej opinii (np. Wysota, 2002; Mojski, 2005; Marks, 2011; Marks i in., 2016a). Na powierzchni

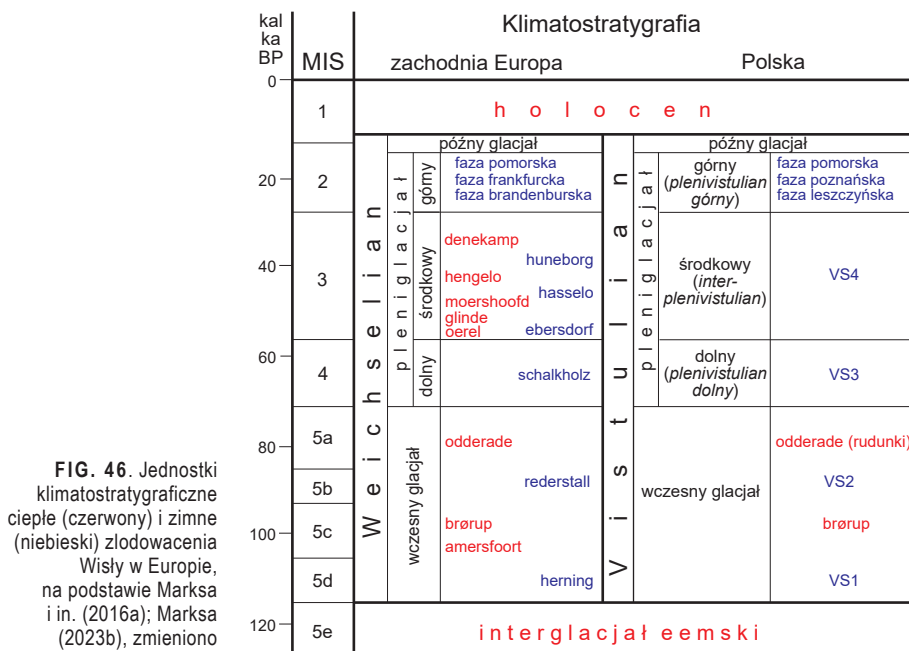


FIG. 46. Jednostki klimatostratygraficzne ciepłe (czerwony) i zimne (niebieski) zlodowacenia Wisły w Europie, na podstawie Marksa i in. (2016a); Marksa (2023b), zmieniono

terenu nie stwierdzono dotychczas form rzeźby lodowcowej pleniglacjału dolnego, a pojedyncze datowania metodą izotopu kosmogenicznego  $^{10}\text{Be}$ , wskazujące na wiek starszy niż pleniglacjał górny, odzwierciedlają raczej skomplikowaną historię ekspozycji i pogrzebienia eratyków niż moment deglacjacji (por. Rinterknecht i in., 2005, 2010; Tylmann i in., 2019; Marks i in., 2022c). W centralnej Europie zachodziła wówczas akumulacja rzeczna, a w mniejszym stopniu jeziorna i eoliczna (Satkūnas, Grigiene, 2012; Wysota, 2002; Satkūnas i in., 2009; Saks i in., 2012; Livingstone i in., 2015; Lamsters i in., 2017).

Pleniglacjał środkowy charakteryzuje się niestabilnym klimatem pod wpływem zwiększonego napływu zimnych mas powietrza z północy, spowodowanego okresowym osłabianiem cyrkulacji zachodniej wskutek zmian wielkości lądolodu w niecce Bałtyku (Bitinas i in., 2022). Raptowne, acz krótkotrwałe wzrosty temperatury nie sprzyjały rozwojowi roślinności bardziej termofilnej, natomiast mogły prowadzić do zaniku zespołów roślinnych poprzedzających okresów zimnych. Umożliwiało to aktywację procesów stokowych i eolicznych (Kolstrup, 1995; Kasse, 1997), tworząc mozaikowy układ przestrzenny (Starkel, 1988), a transformacja rzeźby, powiązana z redepozycją była szczególnie efektywna wskutek kolejnych faz agradacji i degradacji wieloletniej zmarzliny (Dzierżek, Stańczuk, 2006). Przyspieszoną denudację obszarów górskich, połączoną z raptowną degradacją wieloletniej zmarzliny i zmianą położenia górnej granicy lasu, odzwierciedlały fazy soliflukcji na zboczach i intensywnej akumulacji rzecznej w kotlinach podgórskich Karpat (Gębica i in., 2015; Starkel i in., 2017), na Przedgórzu Sudetów (Krzyszowski i in., 1995, 1999a, 2001), w Górach Świętokrzyskich (Ludwikowska-Kędzia, 2018) i centralnej Polsce (Rotnicki, 1987; Krzyszowski, 1990, 1991a, c; Petera, 2002; Krzyszowski, Kuszell, 2007; Wachecka-Kotkowska i in., 2014, 2018).

W pleniglacjał środkowym wyróżniono wiele krótkich epizodów ciepłych i zimnych (np. Kozarski, 1991; Jary, 2007; Starkel i in., 2007; Kupryjanowicz, 2008; Jary, Ciszek, 2013; Roman i in., 2014), ale ich zapis sedimentacyjny, udokumentowany zwykle w osadach rzecznych i profilach lessowo-glebowych, zawiera liczne luki, ma niewielką rozdzielczość i niezbyt dokładną chronologię.

Powyżej osadów morskich interglacjału eemskiego w Dolinie Dolnej Wisły, czyli w obszarze stratotypowym zlodowacenia wisły, stwierdzono 5 pokładów glin lodowcowych, z których Makowska (1979b, 1986a) powiązała dwie z wczesnoglacialną transgresją lądolodu w stadiach malborka i torunia, jedną ze stadiem grudziądzkim w pleniglacjał dolnym i dwie z fazami stadia głównego w pleniglacjał górnym (fig. 47). W tym samym obszarze Drozdowski (1979, 1986) stwierdził występowanie jedynie 3 pokładów gliny lodowcowej powyżej osadów interglacjału eemskiego i na podstawie datowania metodą termoluminescencji korelował dwie dolne gliny lodowcowe z transgresją lądolodu 60–56 tys. lat temu, a górną ze stadiem głównym. Transgresje lądolodu we wczesnym glacjał nie zostały później potwierdzone (Mojski, 1999; Wysota, 2002; Marks, 2005b,

2011), natomiast nie wyklucza się ograniczonych transgresji lądolodu 37–33 i 28,5–27,0 tys. lat temu (fig. 47; Wysota, 2002; Weckwerth i in., 2011; Marks, 2012; Woźniak i in., 2018).

Osady organiczne pod glinami lodowcowymi zlodowacenia wisły datowano metodą radiowęglą na 26,6–25,3 tys. lat kalibrowanych (Stankowska, Stankowski, 1988; Gogołek, Mańkowska, 1989; Rotnicki, Borówka, 1995; Kramarska, 1998; Krzyszowski i in., 1999b). Lądolód skandynawski przekroczył wówczas nieckę Bałtyku, która odgrywała istotną rolę w sterowaniu przepływem mas lodowych (Punkari, 1997) i zajął północną część centralnej Europy, docierając najdalej na południe w zachodniej Polsce (fig. 48; Marks i in., 2022c). Lądolód wkraczał na obszar objęty wieloletnią zmarzliną, czemu sprzyjała średnia temperatura roczna  $-5^{\circ}\text{C}$  i zimy  $-16^{\circ}\text{C}$  (Liedtke, 1993). Zmarzlina zachowała się częściowo pod lądolodem (Marks, 1990; Börner, Błaszczewicz, 2016) i odgrywała istotną rolę w powstawaniu najwyższych wzniesień północnej Polski (np. Słodkowska, Gałązka, 2015), deformacji subglacialnych (Waller i in., 2012), rynien subglacialnych i drumlinów (Piotrowski i in., 2009; Hermanowski, Piotrowski, 2019) oraz sandrów (Marks, 1990). Zmarzlina, która przetrwała pod lądolodem, mogła następnie zespalać się ze zmarzliną agradującą na przedpolu lądolodu podczas deglacjacji (Piotrowski i in., 2009; Błaszczewicz, 2011; van Loon i in., 2012; Hermanowski, Piotrowski, 2019), a jej występowanie w strefie peryglacialnej rozciągającej się kilkaset kilometrów ku południowi w zachodniej Polsce, sprzyjało powstawaniu spękań mrozowych, krioturbacji i zorientowanych wytopisk na sandrach (Kozarski, 1975, 1995; Antczak-Górka, 1994; Błaszczewicz, 2011; van Loon i in., 2012). Wieloletnia zmarzlina ograniczała infiltrację i magazynowanie wody, skutkując gwałtownymi powodziami, w czasie których duża ilość materiału była transportowana przez wody roztopowe (Marks i in., 2022a). Zwiększająca się w czasie deglacjacji miąższość warstwy czynnej i większe opady generowały krótkotrwałe spływy na zboczach i soliflukcję.

Obszar objęty zlodowaceniem wisły wyróżnia świeża rzeźba, zdominowana przez wysoczyzny polodowcowe nadbudowane morenami czołowymi, ozami, kemami i drumlinami oraz rozcięte przez rynny polodowcowe i sandry (Marks i in., 2022a). Zasięg maksymalny lądolodu wyznaczono przede wszystkim na podstawie wzajemnej relacji rynien polodowcowych, moren czołowych i sandrów (Majdanowski, 1947; Kondracki, 1952; Galon, Roszkówna, 1961, 1967; Konieczny, 1961; Skompski, 1963, 1969; Rotnicki, 1963; Kasprzak, 1988, 1997; Kasprzak, Kozarski, 1989; Niewiarowski i in., 1995; Wysota, 1999; Ber, 2000; Marks, 2002) oraz występowania glin lodowcowych (np. Marks, 1984; Stankowska, Stankowski, 1988; Morawski, 1999). Transgredujący lądolód poruszał się ze zmienną prędkością i niesynchronicznie, na co wpływało również ukształtowanie przedpola. Odzwierciedla to lobowy przebieg strefy marginalnej (Marks, 2002; Kasprzak, 2003; Przybylski, 2008), mniej wyraźny we wschodniej Polsce wskutek intensywnej erozji wód roztopowych i deglacjacji arealnej (Marks, 1994b; Mojski, 2005).

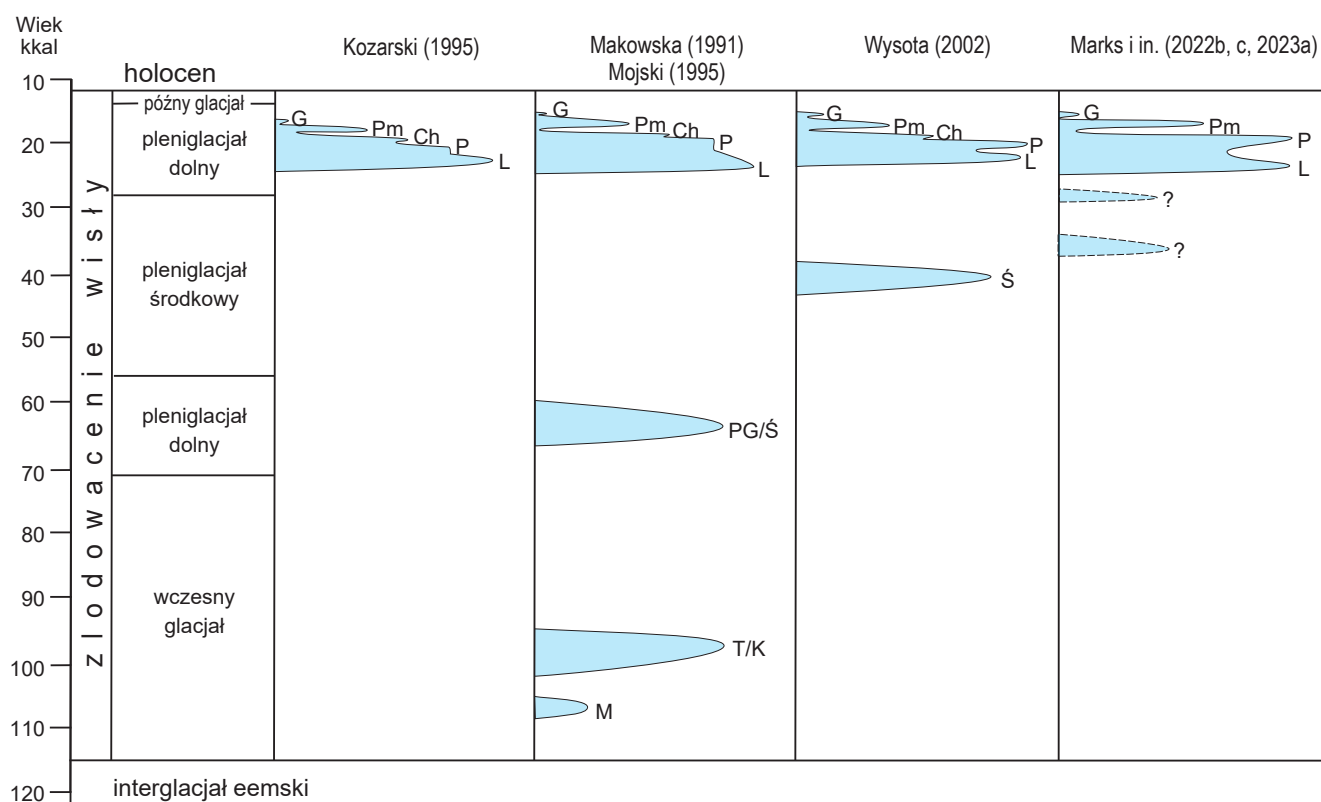
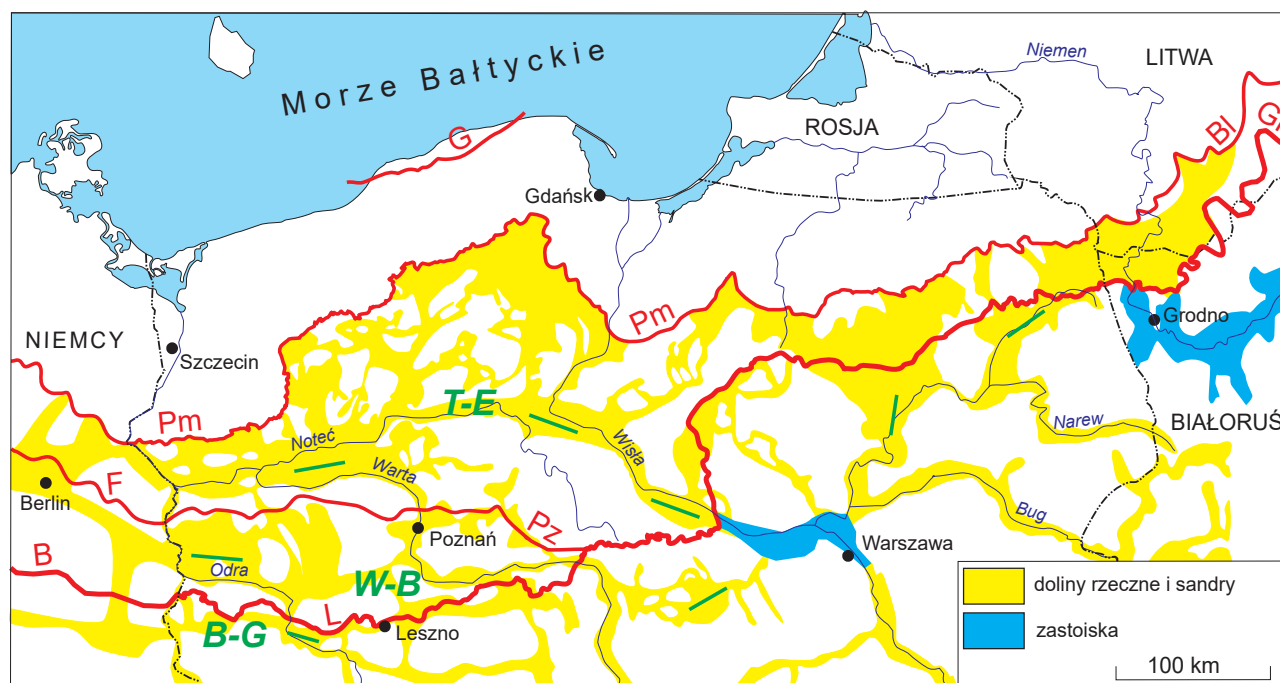


FIG. 47. Poglądy na zasięg lądolodu zlodowacenia wisły w Polsce: fazy: B – brandenburska, Ch – chodzieska, G – gardzieńska, L – leszczyńska, M – malborska, P – poznańska, Pm – pomorska, Ś – świecia; stadiały: PG/Ś – przedgrudziądzki/świecia, T/K – toruński/kaszubski; na podstawie Marksa (2012), zmieniono i uzupełniono

## 3

Stratygrafia  
czwartorzęd  
Polski

FIG. 48. Główne fazy zlodowacenia wisły:  
 B – brandenburska,  
 BI – baltijska,  
 F – frankfurcka,  
 G – gardzieńska,  
 Gr – gruda,  
 L – leszczyńska,  
 Pm – pomorska,  
 Pz – poznańska; pradoliny:  
 B-G – barucko-głogowska,  
 W-B – warszawsko-berlińska,  
 T-E – toruńsko-eberswaldzka;  
 na podstawie Marksa (2012);  
 Jarego, Marksa (2024),  
 zmieniono



Maksymalne rozprzestrzenienie ostatniego lądolodu skandynawskiego w Polsce jest powszechnie korelowane z tzw. ostatnim maksimum glacialnym (*Last Glacial Maximum* – LGM), chociaż oba wydarzenia nie są synchroniczne. LGM odnosi się do minimum klimatycznego w czasie ostatniego zlodowacenia i odzwierciedla najniższe położenie poziomu oceanu światowego, będące efektem największej objętości mas lodowych na Ziemi (Clark, Mix, 2002; Clark i in., 2009). Na podstawie datowania radiowęglowego (Niewiarowski i in., 1995; Stankowski i in., 1999; Gamrat i in., 2017), OSL (Stankowski i in., 1999; Wysota i in., 2009; Roman, 2017) i kosmogenicznego gładów narzutowych (Tylmann i in., 2019) stwierdzono, że lądolód zlodowacenia wisły osiągnął zasięg maksymalny w Wielkopolsce – w fazie leszczyńskiej ~24 tys. lat temu, natomiast w centralnej i wschodniej Polsce – w fazie poznańskiej ~19 tys. lat temu (Marks, 2012; Marks i in., 2022c). Młodszy wiek maksymalnego zasięgu lądolodu na wschodzie (por. Marks, 2015) wynika z aktywności różnych strumieni lodowych w kolejnych fazach zlodowacenia (Punkari, 1997; Boulton i in., 2004; Marks i in., 2016a).

Faza poznańska w Wielkopolsce miała charakter recesyjny, a jej strefa marginalna występuje w odległości 50–70 km na północ od maksymalnego zasięgu lądolodu fazy leszczyńskiej. W centralnej i wschodniej Polsce faza poznańska zaznaczyła się transgresją przekraczającą zasięg lądolodu fazy leszczyńskiej, co udokumentowano w obszarze łobu płockiego w Dolinie Śródkowej Wisły (Marks, 2012). Rozdzielczość glin lodowcowych faz leszczyńskiej i poznańskiej występuje w stanowiskach Konin-Mikorzyn (Kozydra, Skompski, 1996) i Wapienno (Sokołowski, Bluszczyk, 2004a, b; Sokołowski, Woronko, 2007), gdzie rozdzieliła je kriohercizon z klimami mrozowymi datowanymi OSL na 19,2 tys. lat temu.

Zatamowanie odpływu wód rzecznych przez łob płocki spowodowało powstanie w Kotlinie Warszawskiej zastoiska, zwanego warszawskim (Różycki, 1972). Jego ility warwowe są podścielone w Ossowie osadami organicznymi interglacjału eemskiego i brörupu (Sarnacka, 1982), natomiast w sekwencji iltów warwowych zaznacza się, m. in. w Plecewicach, wyraźna dwudzielność wskazująca na depozycję w fazie leszczyńskiej i poznańskiej (Marks i in., 2016a). Na przedpolu lądolodu powstawały liczne stożki, równiny i doliny sandrowe (np. Marks, 1990), a wody roztopowe były odprowadzane do pradolin. W fazie leszczyńskiej funkcjonowała w południowej Wielkopolsce pradolina barucko-głogowska, natomiast spłynięcie zastoiska warszawskiego w fazie poznańskiej zainicjowało powstanie pradoliny warszawsko-berlińskiej (fig. 48; Forsyś i in., 2022; 2024a, b). W rejonie Berlina szlaki obu tych pradolin łączyły się i dalszy odpływ ku NW odbywał się pradoliną Łaby do Morza Północnego (Marks i in., 2022c).

Recesja lądolodu fazy poznańskiej została w zachodniej Polsce przerwana lokalną transgresją w czasie fazy chodzieskiej (Roszko, 1968; Kozarski, 1995; Mojski, 2005; Marks, 2012; Marks i in., 2023a) (fig. 47), udokumentowanej odrębnym pokładem gliny lodowcowej, strefą deformacji glaciektonicznych i stożkami sandrowymi (Uniejewska i in., 1979; Kozarski, Nowaczyk, 1985; Kozarski, Kasprzak, 1987; Böse, Górska, 1995; Kozarski, 1995; Pettersson, 2002). Faza chodzieska, datowana na 17,7 tys. lat temu (Kozarski, 1986, 1995), jest arbitralnie korelowana z postojem lądolodu na

wschód od Doliny Dolnej Wisły w czasie fazy kujawskiej (Ber, 1982; Wysota, 1994; Dzierżek, Zreda, 2007), chociaż tzw. drumliny na Pojezierzu Dobrzyńskim, uważane wcześniej za przejaw transgresji lądolodu (Lamparski, 1972; Niewiarowski i in., 1995), uznano za formy przepływu subglacialnego (Lesemann i in., 2010, 2014) lub fluwioglacjalnego między bryłami martwego lodu (Głębiński, Marks, 2009). Po fazie chodzieskiej deglacjację frontálną zastępowała stopniowo arealna, co znalazło odzwierciedlenie w pagórkowatej rzeźbie wysoczyzny polodowcowej oraz reliktach wałów lodowomorenowych, kemach i morenach martwego lodu (Galon, 1952; Niewiarowski, 1959; Murawski, 1961; Błaszkiwicz, 1988; Lankauf, Pasierbski, 1994; Marks, 1994a).

Moreny czołowe najbardziej wyrazistej strefy marginalnej lądolodu zlodowacenia wisły zidentyfikowano na Pomorzu (Berendt, Wahnschaffe, 1887; Berendt, 1888) i powstały one w czasie fazy pomorskiej (Mojski, 2005). Sugestię wyróżnienia odrębnego zlodowacenia, na podstawie wyrazistości moren czołowych, zastąpiono później jednostką rangi stadialnej lub fazalnej (Kłysz, 1990; Kozarski, 1995; Mojski, 2005). Gliny lodowcowe fazy poznańskiej i pomorskiej są na ogół rozdzielone osadami fluwioglacjalnymi i limnoglacialnymi, wskazując, że poprzedzająca recesja lądolodu wyniosła ~200 km. Początek recesji lądolodu fazy pomorskiej oszacowano na podstawie datowania  $^{10}\text{Be}$  na  $16,7 \pm 0,8$  tys. lat temu i  $^{36}\text{Cl}$  na  $16,8 \pm 1,0$  do  $20,7 \pm 1,7$  tys. lat temu, przy uznaniu młodszego wieku za bardziej prawdopodobny (por. Tylmann i in., 2019).

W czasie fazy pomorskiej lądolód transgredował na obszar z nieciągłą wieloletnią zmarzliną, co sprzyjało powstawaniu deformacji glaciektonicznych i moren spiętrzonych, lokalnie również kier lodowcowych utworów jury górnej, kredy, paleogenu i neogenu (Marks i in., 2023a). Strefa marginalna fazy pomorskiej w Polsce ma układ łobowy, z dwoma głównymi łobami Odry i Wisły, których rozwojowi sprzyjało występowanie strumieni lodowych w niecce Bałtyku (por. Marks, 2002) i obniżen na przedpolu lądolodu (Roszko, 1968; Hermanowski, 2015). W łobie Odry występuje największe w Europie pole drumlinowe (Karczewski, 1987; 1995; Hermanowski, Piotrowski, 2019), a towarzyszące mu moreny czołowe akumulacyjne i spiętrzone (Kozarski, 1995), radialnie rozmieszczone rynny polodowcowe i równiny sandrowe wskazują na dużą dynamikę czoła lądolodu. W łobie Wisły większość moren czołowych została zniszczona przez wody roztopowe w czasie deglaciacji (Roszko, 1968) i na dłuższe postoje czoła lądolodu wskazują jedynie proksymalne strefy sandrów (Błaszkiwicz, 2005, 2011). Aktywność czoła lądolodu w czasie fazy pomorskiej stwierdzono w wielu miejscach w północnej Polsce (np. Kondracki, 1952; Ber, 1982, 2000; Kłysz, 1990; Karczewski, 1994; Dzierżek, 2009; Weckwerth i in., 2019).

Wody roztopowe odprowadzała w czasie fazy pomorskiej pradolina toruńsko-eberswaldzka (fig. 48), która w rejonie Berlina wykorzystywała dolinę dolnej Łaby (Keilhack, 1899; Liedtke, 1956/57, 1981). Występowanie wielu tarasów w pradolinie świadczy o tym, że odpływ odbywał się z różną intensywnością (Galon, 1961; Kozarski, 1965, 1988; Niewiarowski, 1968; Wiśniewski, 1971), a w czasie deglaciacji wody roztopowe wykorzystywały tylko fragmenty pradoliny i odpływ przekierowywał się stopniowo bezpośrednio do niecki Bałtyku.

Recesja lądolodu fazy pomorskiej miała początkowo charakter frontalny, ale w miarę cienienia brzeżnej partii lądolodu dominowała deglacjacja arealna z rozległymi obszarami lodu martwego, natomiast w wyniku lokalnych transgresji czoła lądolodu powstawały niewielkie loby (Marks i in., 2023a). Taką lokalną transgresją jest faza gardzieńska (Petelski, 1977; Rotnicki, 1995; Rotnicki, Borówka, 1995), kiedy lądolód utworzył strefę marginalną z wielkoskalowymi deformacjami glacictonicznymi (Jasiewicz, 1999), otaczającą od południa jeziora Gardno i Łebsko (por. fig. 48). Datowanie OSL wskazuje, że recesja lądolodu z moren fazy gardzieńskiej nastąpiła 15,5–16,0 tys. lat temu i w niecce południowego Bałtyku powstawały – datowane OSL na ~15,2 tys. lat temu – zastoiska, delty fluwioglacjalne i moreny czołowe fazy ławicy słupskiej, a potem fazy południowej ławicy środkowej (Uścińowicz, 1996, 1999; Uścińowicz i in., 2019).

W czasie transgresji lądolodu klimat był bardziej suchy i zmniejszeniu przepływu w rzekach proglacljalnych towarzyszyła większa aktywność eoliczna (Hiller i in., 1991). W strefie ekstraglacjalnej powstały pokrywy piasków przewianych i wydm, przede wszystkim na sandrach i wyższych tarasach pradolin. Akumulacja lessów zachodziła bardziej na południu, w tzw. europejskim pasie lessowym (Badura i in., 2013; Lehmkühl i in., 2016, 2021). W wyniku soliflukcji, na powierzchniach nachylonych powstawały lessy warstwowe, a suche dolinki (delle) były wypełniane lessem i osadami stokowymi. Datowanie gleby kopalnej w zachodniej części Kotliny Warszawskiej (Manikowska, 1982) wskazuje na rozwój najwyższego tarasu (otwockiego) w czasie fazy pomorskiej (Marks i in., 2016a). W Kotlinie Warszawskiej piaski pokrywowe na tarasach błońskim i radzyńskim, na łożach warwowych zastoiska warszawskiego lub bezpośrednio na osadach interglacjalu eemskiego (cf. Dzierżek i in., 2015; Kalińska-Nartiša i in., 2016), interpretowano początkowo jako piaszczyste stożki aluwialne utworzone przez niewielkie rzeki spływające do zastoiska warszawskiego z Wysoczyzny Rawskiej i Wysoczyzny Radzyńskiej (Różycki, 1972). Szczegółowe badania litologiczne udowodniły genezę eoliczną tych osadów, a datowanie OSL wskazało na ich akumulację w okresach 43–39, 31–25, 16–15 i 14 tys. lat temu (Kalińska-Nartiša, Nartiš, 2016).

Późny glacjał obejmował w tradycyjnym ujęciu okres od recesji lądolodu z moren fazy pomorskiej, czyli od ~16,7 ka BP, natomiast w nowszych opracowaniach przyjęto, że późny glacjał rozpoczyna się dopiero w momencie opuszczenia przez lądolód Europy Środkowej, czyli ~14,9 ka BP (fig. 49; Marks i in., 2023a, b, c). Obejmuje on 3 fazy zimne (najstarszy, starszy i młodszy dryas), przedzielone interfazami ciepłymi (bølling i allerød). W stratygrafii czwartorzędu Niemiec, najstarszy dryas rozpoczyna się później i poprzedza go interstadiał meiendorf (fig. 49).

W najstarszym dryasie (14 900–13 670 kal) północna część Polski znajdowała się w strefie peryglacjalnej z nieciągłą wieloletnią zmarzliną (Kozarski, 1993; Mojski, 2005; Marks i in., 2023b). W osadach lodowcowych występowały pogrzebane bryły lodu martwego, a w porzuconych korytach rzek roztokowych – pogrzebane pozostałości naledzi (Kozarski, 1975; Van Loon i in., 2012). Wytapianie pogrzebanego lodu i ruchy masowe przekształcały świeży krajobraz polodowcowy, powodując powstawanie wytopisk i odpreparowywanie rynien lodowcowych (Błaszkiwicz, 2005, 2011) oraz akumulację osadów niwalnych (Marks i in., 2024). W klimacie zimnym i suchym odpływ wód roztopowych w niskoenergetycznych rzekach roztokowych stopniowo się zmniejszał i coraz większe znaczenie miały procesy eoliczne, czemu sprzyjało głębokie przemarzanie zimą, przy średniej rocznej temperaturze rocznej od –1 do –6°C (Kasse, 1997), średniej temperaturze stycznia początkowo –23 do –20°C, a potem –12°C do –15°C (Veski i in., 2015) i średniej temperaturze lipca 8–14°C (Heiri i in., 2014). To nieznaczne ocieplenie spowodowało pojawienie się tundrowo-stepowej roślinności zielnej i krzewinkowej, z rosnącą obecnością brzozy, wierzby, rokitnika, jałowca i bylicy (Madeyska, 1995; Strahl, 2005; Litt i in., 2007). W północnych Niemczech akumulacja jeziora rozpoczęła się w interstadiale meiendorf (fig. 49; Litt, Stebich, 1999; Brauer i in., 2001), niezidentyfikowany w Polsce, prawdopodobnie wskutek większego kontynentalizmu ku wschodowi lub uznawany za interfazę prebølling lub bølling (Tobolski, 1998; por. Krüger, Damrath, 2020).

W interfazie bølling (13 670–13 540 kal) zmalał odpływ rzeczny i coraz większe znaczenie miała erozja denna, układ koryt zmienił się z roztokowego w meandrujący (Turner i in., 2013). Dalsze wytapianie pogrzebanego lodu powodowało powstawanie wytopisk i odpreparowywanie rynien lodowcowych, w których rozpoczęła się sedymentacja jeziora, reprezentowana przez izolowane, cienkie i nieciągłe przewarstwienia organiczne w osadach mineralnych (np. Błaszkiwicz, Krzysińska, 1992; Madeyska, 1998; Niewiarowski, 2003; Błaszkiwicz, 2005; Nalepka, 2005). Pojawiła się bardziej zwarta roślinność krzaczasta z pojedynczymi drzewami (Madeyska, 1995) i rokitnikiem, który wymaga stosunkowo wysokiej temperatury lata (por. Kolstrup, 1979; De Klerk, 2002).

Starszy dryas (13 540–13 350 kal) zidentyfikowano w Polsce jedynie w nielicznych stanowiskach (np. Rałska-Jasiewiczowa, 1966; Nalepka, 2005), dlatego zwykle włączany jest do tzw. kompleksu

bølling–allerød (Tobolski, 1998). W tym krótkotrwałym ochłodzeniu ponownie pojawiła się roślinność terenów otwartych (Marks i in., 2023b), głównie krzewinkowo-krzaczasta z brzozą, wiechlinowatymi i bylicą (Menke, 1968; Madeyska, 1995; Strahl, 2005; Litt i in., 2007). Niezbyt zwarta pokrywa roślinna sprzyjała ruchom masowym, erozji bocznej rzek i procesom eolicznym, w tym powstawaniu wydm, szczególnie w zachodniej Polsce (Nowaczyk, 1986).

W interfazie allerød (13 350–12 680 kal) zachodziło dalsze wytapianie brył lodu martwego i sedymentacja jeziora (Marks i in., 2023b). Jeziora były stopniowo włączane w sieć odpływu rzecznojeziornego (Więtkowski, 1966; Nowaczyk, 1994; Niewiarowski, 2003; Błaszkiwicz, 2005, 2011; Błaszkiwicz i in., 2015; Słowiński i in., 2015). Zwarta szata roślinna (głównie lasy brzożowo-sosnowe) sprzyjała retencji wody i zmniejszeniu dopływu materiału mineralnego oraz rozwojowi rzek meandrujących (Hiller i in., 1991; Turkowska, 1997; Starkel, 2001). Średnia temperatura roczna wynosiła 3°C, stycznia –9°C i lipca 16°C (Liedtke, 1993). W środkowej części interfazy allerød pojawiła się większa ilość pyłku roślin zielnych, jak bylica, wskazując na ochłodzenie tzw. oscylacji gerzensee (fig. 49; Andresen i in., 2000; Litt i in., 2003), korelowanej z erupcją wulkanu Laacher See 12 880 lat kalibrowanych temu (Litt, Stebich, 1999). Średnia temperatura lata obniżyła się o 1–2°C, skutkując rozrzedzeniem szaty roślinnej (Lotter, 2000) i zwiększeniem opadów, co w efekcie spowodowało krótkotrwałe podniesienie poziomu wody w jeziorach. Tefra Laacher See jest poziomem przewodnim w wielu torfowiskach w NW Polsce i w NE Niemczech (Błaszkiwicz, 2007; Marks i in., 2023b).

Młodszy dryas (12 680–11 700 kal) zaznaczył się gwałtownym ochłodzeniem, połączonym z reorganizacją cyrkulacji oceanicznej i atmosferycznej na półkuli północnej (np. Birks, Ammann, 2000; Bakke i in., 2009; Renssen i in., 2015; Mangerud, 2021) i transgresją lądolodu w niecce południowego Bałtyku. Rzeki płynące ku północy (Odra, Wisła i Niemen) uległy zatamowaniu i powstało bałtyckie jezioro lodowe (Marks i in., 2023c). Średnia temperatura roczna spadła na początku młodszego dryasu do –3°C (Liedtke, 1993; Goslar i in., 1998; Kuc i in., 1998), a później do –6°C (Kasse, 1997). Nastąpiła częściowa agradacja wieloletniej zmarzliny, ożyły procesy peryglacjalne udokumentowane przez inwolucje, wypełnienia klinów mrozowych, pagórki mrozowe oraz osady soliflukcyjne i eoliczne (Błaszkiwicz, Gruszka, 2005; Latałowa, Borówka, 2006; Błaszkiwicz, 2011; Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska, 2017; Dzieduszyńska, 2019; Błaszkiwicz, Danel, 2019). Wytapianie pogrzebanych brył lodu martwego, które przetrwały ocieplenie bølling–allerød, zostało spowolnione (Marks i in., 2023c). Młodszy dryas był początkowo chłodny i wilgotny (Brauer i in., 2008), z krótkim sezonem letnim i średnią temperaturą lata 14–16°C, natomiast zimy były długie i mroźne z temperaturą średnią –16°C (Liedtke, 1993; Müller i in., 2021). Druga część młodszego dryasu była bardziej sucha (Isarin i in., 1998; Bakke i in., 2009), z wyższą o 2–3°C średnią temperaturą lata (Müller i in., 2021). W młodszym dryasie zimy były mroźne, a temperatura lata zbliżona do holocenijskiej, a więc klimat był silnie kontynentalny (Engels i in., 2014; Kotrys i in., 2020; Müller i in., 2021; Płóciennik i in., 2022).

Ochłodzeniu towarzyszyła zwiększona soliflukcja, intensywny odpływ rzeczny i wysoki poziom wody w jeziorach (Billwitz i in., 1998). Dostawa materiału mineralnego do rzek spowodowała intensywny rozwój delt i zahamowanie erozji w odcinkach przełomowych (Błaszkiwicz i in., 2015). Koryta rzeczne były znacznie szersze niż obecnie, z poziomem wody wyższym o 1–2 m (Turkowska, 1997; Kaiser, Janke, 1998; Starkel, 2001; Helbig, de Klerk, 2002; Kaiser

Stratygrafia	Niemcy	Wiek [kalibrowany]	Polska	
holocen	holocen	11 700	holocen	
późny glacjał	młodszy dryas	12 680	późny glacjał	
	allerød	allerød B		13 080
		oscylacja gerzensee LST – 12 880 ka		13 150
		allerød A		13 350
	starszy dryas	13 540		interstadiał bølling–allerød
	bølling	13 670		
	najstarszy dryas	13 800		
meiendorf	od 14 450 do 14 900			
pleniglacjał górny	faza pomorska		pleniglacjał górny	

FIG. 49. Klimatostratygrafia późnego glacjału w Polsce i Niemczech: LST – Laacher See Tephra; na podstawie Marksa (2023b), zmieniono

3

Stratygrafia  
czwartorzędu  
Polski

i in., 2012). Dominowała roślinność zielna (zespoły wiechlinowate-ciborowate-bylica) i krzewiasta (wierzba) tundry parkowej, a bardziej na wschód – stepo-tundry (np. Madeyska, 1998; Latałowa, 2004). Mniejsze opady i rzadka szata roślinna stymulowały agradację w dolinach rzecznych oraz powstanie eolicznych piasków pokrywowych i dużych wydym parabolicznych na równinach sandrowych, tarasach i w pradolinie toruńsko-eberswaldzkiej (Andrzejewski, Weckwerth, 2010; Jankowski, 2012; Rychel i in., 2018; Kruczkowska i in., 2020), szczególnie w europejskim pasie piaszczystym (Zeeberg, 1998), uformowanych przez wiatry zachodnie i południowo-zachodnie (Schlaak, 1993; de Boer, 1995, 1998; Brauer i in., 2008). Intensywne procesy eoliczne zachodziły także w strefie południowego wybrzeża bałtyckiego jeziora lodowego (Borówka i in., 1986; Latałowa, Borówka, 2006).

Stratotypem regionalnym młodszego dryasu jest profil osadów jeziora Gościąg w Kotlinie Płockiej (Goslar i in., 1998; Litt i in., 2001). Dolną granicę młodszego dryasu datowano w tym stanowisku metodą dendrochronologii na 12 620+133/-231 kal BP, a górną na 11 470+126/-206 kal BP (Müller i in., 2021; Bonk i in., 2021; por. Marks i in., 2024).

Cyrkulacja atmosferyczna w czasie zlodowacenia wisły zależała od zmian zasięgu lodolodu skandynawskiego (por. Marks i in., 2019b). Miała ona wpływ na tempo sedimentacji lessu, powodując większą suchotę i ochłodzenie w strefie peryglacialnej pomiędzy obszarem zlodowaconym a północnym skrajem niższych pasm górskich w Europie (Lauer i in., 2014). Najpełniej wykształcone sekwencje lessowo-glebowe zlodowacenia wisły w Polsce zbadano w wielu stanowiskach (fig. 50); zawierają one rejestr zmian klimatu w ostatnim cyklu interglacialno-glacialnym (Jary, 2007).

W lessach pleniglacjału górnego występuje kilka cykli depozycyjnych podkreślonych przejściem lessu gruboziarnistego w bardziej drobnoziarnisty. Okresy surowego klimatu charakteryzowało szybkie tempo depozycji pyłu eolicznego grubofrakcyjnego, natomiast w okresach cieplejszych zachodziła niewielka depozycja pyłu drobnofrakcyjnego oraz inicjalna pedogeneza, która prowadziła do powstawania słabych horyzontów glebowych. W sekwencjach lessowych występują horyzonty struktur peryglacialnych rejestrujące ekstremalne warunki klimatyczne i ich zmiany w okresach zimnych (fig. 51). Horyzonty struktur peryglacialnych oraz gleby kopalne pełnią rolę lokalnych i regionalnych markerów stratygraficznych, ułatwiając korelację sekwencji lessowo-glebowych z zapisem w innych środowiskach oraz w rdzeniach głębokomorskich.

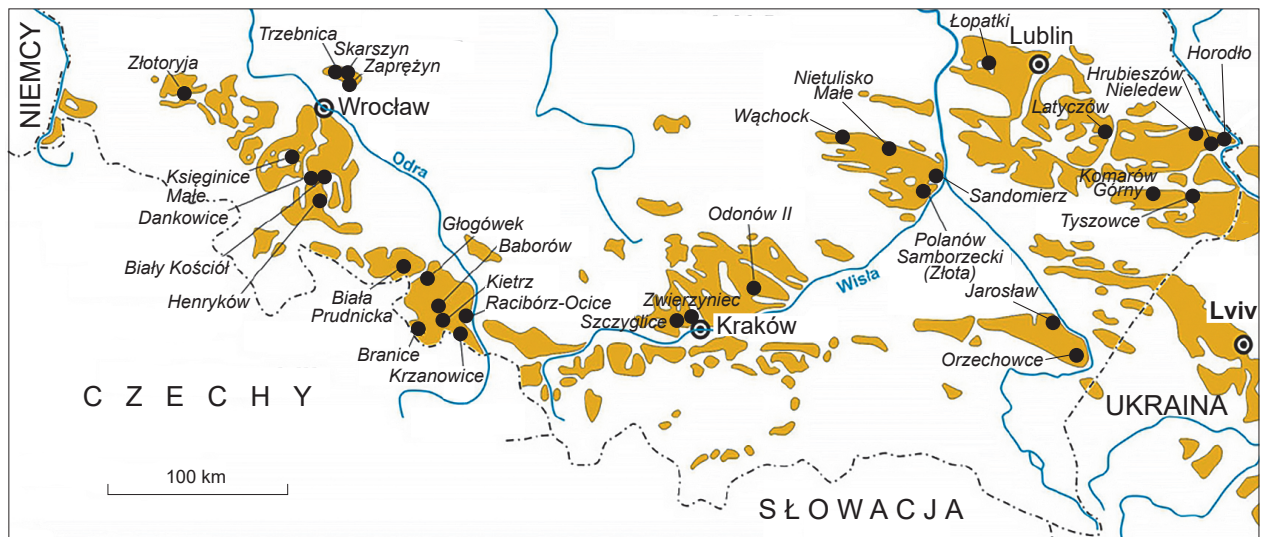


FIG. 50. Występowanie lessów i główne stanowiska w Polsce na podstawie Maruszczaka (1986); Jarego, Ciszka (2013), zmieniono

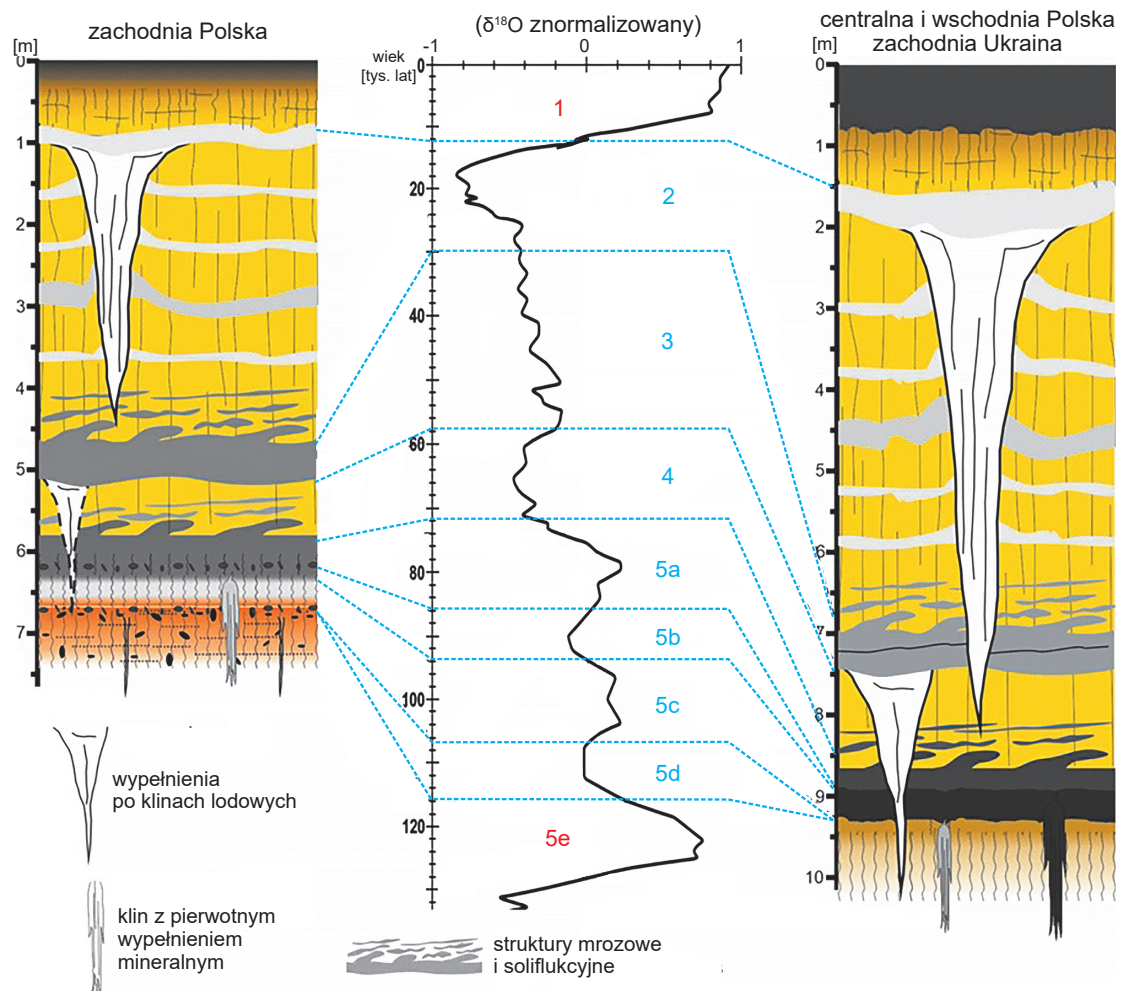


FIG. 51. Sekwencje lessowo-glebowe i poziomy struktur peryglacialnych plejstocenu górnego południowej Polski: rejestr zmian klimatu w sekwencjach lessowo-glebowych południowej Polski na podstawie Jarego (2007); Jarego, Ciszka (2013), zmieniono: 1–5e – morskie stadia izotopowe (MIS)

### 3.3.4. Zlodowacenia górskie

Tatry są najbardziej północnym masywem górnym w Europie objętym zlodowaczeniem górnym w plejstocenie, co umożliwia powiązanie rekonstrukcji paleoklimatycznych dla południowej i północnej Europy (Marks i in., 2016a). Na podstawie rzeźby i osadów lodowcowych oraz tarasów w dolinach rzek tatrzańskich przedstawiono zasięgi i wiek lodowców ostatniego zlodowacenia w polskiej części Tatr (Dzierżek i in., 1986, 1987; Lindner i in., 1993; Kłapyta, Zasadni, 2018). Wyróżniono 3 stadia: suchej wody, bystrej i białki, rozdzielone pierwszym i drugim interstadiem jaskini miętusiej (fig. 52). Lodowce stadia białki miały największy zasięg w fazie hurkotnego i mniejsze w fazach tysej polany, włosienicy i doliny pięciu stawów polskich. Wyróżniono 10 faz recesyjnych lodowców ostatniego zlodowacenia w Tatrach Wysokich, a położenie moren czołowych oraz datowanie OSL i <sup>14</sup>C umożliwiło korelację z jednostkami wyróżnianym w Alpach (fig. 52; Baumgart-Kotarba, Kotarba, 1993, 1997, 2001).

Datowanie głazów narzutowych i podcięć lodowcowych metodą izotopów kosmogenicznych doprecyzowało chronologię ostatniego zlodowacenia (m.in. Dzierżek i in., 1996, 1999; Dzierżek, 2009; Makos i in., 2013a, b, 2014, 2016, 2018). Wyróżniono fazy rozwoju i zaniku lodowców: 90–85, 43–32, 26–23, 22–20, 18–16 i 14–10 ka BP (Marks i in., 2016a). W wierceniu w górnej części Doliny Kościeliskiej, w pobliżu Hali Ornak, stwierdzono 3 pokłady gliny lodowcowej starszej części stadia Białki, które uznano za reprezentujące fazy ornak I, II i III, rozdzielone przewarstwieniami rumoszu zwietrzelninowego interfaz doliny kościeliskiej I i 2 (Kenig, Lindner, 2001). Datowanie metodą izotopów kosmogenicznych <sup>36</sup>Cl i <sup>10</sup>Be wykazało, że lodowce ostatniego zlodowacenia miały zasięg maksymalny 26,5–22 tys. lat temu, czyli w czasie globalnego LGM (Clark i in., 2009), natomiast transgresja lodowców LGM II nastąpiła ~18 (Makos i in., 2014) lub 20,5 tys. lat temu (por. Marks i in., 2016a). Zimne epizody ~17 i ~13 tys. lat temu są wyrażone rozwojem moren czołowych i bocznych około 16,5, 15,5, 14 i 12,5 tys. lat temu (Makos i in., 2014, 2016), a okres ciepły 15,5–13 tys. lat temu (Makos i in., 2013b) jest udokumentowany w osadach jezior tatrzańskich (Krupiński, 1984).

W czasie ostatniego zlodowacenia lodowce tatrzańskie były lodowcami dolinnymi dendrytycznymi, miejscami przybierały charakter lodowców piedmontowych (Makos, Nitychoruk, 2011; Makos i in., 2013a, b, 2014; Zasadni, Kłapyta, 2014). Podczas recesji w późnym glacie i holocenie stawały się lodowcami dolinnymi ograniczonymi do pojedynczych dolin, a potem lodowcami cyrkowymi (Makos i in., 2013a, b; Makos, 2015). Wyznaczenie położenia linii równowagi (ELA – *equilibrium line altitude*) w różnych fazach zlodowacenia oraz temperatury i opadów umożliwiło określenie geometrii lodowców (Makos, Nitychoruk, 2011; Makos i in., 2013a, b, 2014). Na lodowcach o ekspozycji północnej, ELA znajdowała się w czasie LGM na wysokości 1460 m n.p.m. i 150–200 m wyżej na lodowcach o ekspozycji południowej (Marks i in., 2016a). Lodowce były stabilne, kiedy średnia roczna temperatura była niższa o 10–12°C, a średnie opady roczne niższe o 40–60% niż obecnie (Makos i in., 2014). W czasie fazy 16,5 ka BP lodowce Tatr Wysokich były stabilne, jeśli przy ELA 1600–1700 m n.p.m. średnia roczna temperatura była niższa o 9–10°C, a średnie opady roczne wynosiły 30–50% współczesnych (Makos i in., 2013a). W Tatrach Zachodnich średnie opady roczne były prawdopodobnie większe o 10–30% i ELA znajdowała się 100 m niżej. W czasie ostatniej transgresji lodowców ~12,5 tys. lat temu średnia temperatura lata była niższa o 5°C, a opady mniejsze o 30% niż obecnie, przy ELA na wysokości 1900–1990 m n.p.m. (Makos i in., 2013b).

Datowanie głazów narzutowych izotopem <sup>10</sup>Be w Karkonoszach wykazało, że duże moreny czołowe wyznaczające najdalszy zasięg lodowców górskich powstały ~21 tys. lat temu, natomiast kolejne, młodsze i mniejsze moreny czołowe datowane na 18,1±0,6, 15,7±0,5, 13,5±0,5 i 12,9±0,7 tys. lat temu wyznaczają zasięgi lodowców z północną i wschodnią ekspozycją cyrków (Engel i in., 2014).

### 3.4. HOLOCEN

Postępujące ocieplenie spowodowało pod koniec młodszego dryasu gwałtowną recesję czoła lądolodu, uwolnienie ogromnej ilości wód roztopowych (Cuzzone i in., 2016) i powstanie licznych gór lodowych w niecce Bałtyku (Strömberg, 1992; Björck, 1995). Na początku holocenu, pomiędzy 11 565 i 11 545 ka BP, bałtyckie jezioro lodowe (por. fig. 53) spłynęło w ciągu 1–2 lat przez przesmyk na północ od wzniesienia Billingen w środkowej Szwecji (Andrén i in., 2002; Jakobsson i in., 2007). Poziom wody gwałtownie obniżył się do ~25 m poniżej obecnego poziomu morza (Andrén i in., 2011), co ożywiło erozję denną w dolnych odcinkach rzek, spowodowało

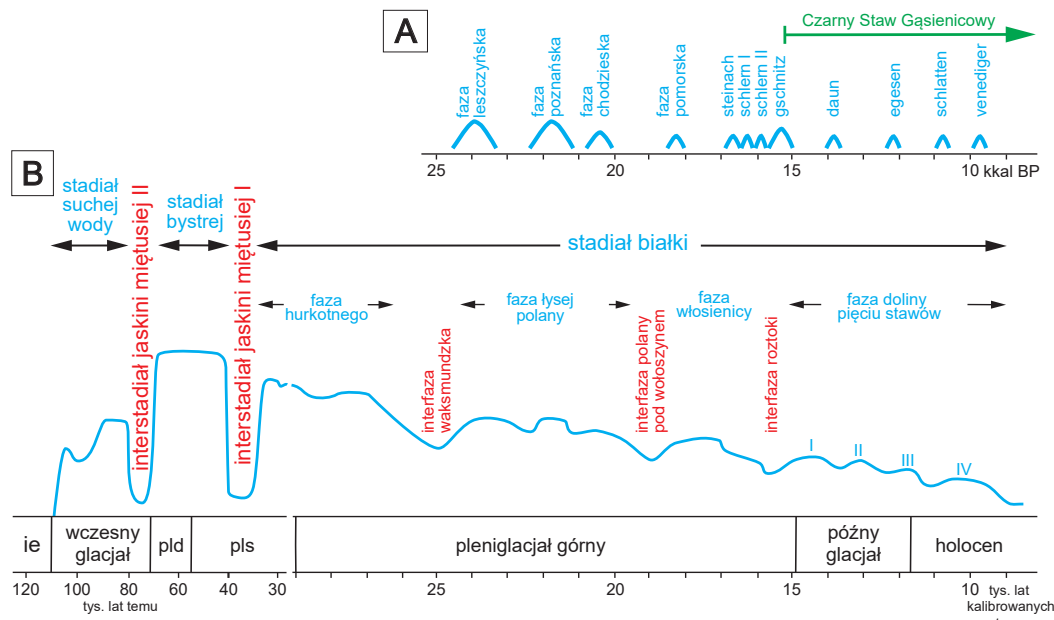


FIG. 52. Chronologia ostatniego zlodowacenia w polskich Tatrach Wysokich na podstawie A – Kłapyty, Zasadniego (2018) i B – Lindnera i in. (2003); początek akumulacji osadów w jeziorach tatrzańskich (zielony) na przykładzie Czarnego Stawu Gąsienicowego (Baumgart-Kotarba, Kotarba, 1993): ie – interglacił eemski; pld – pleniglacił dolny; pls – pleniglacił środkowy

obniżenie zwierciadła wód gruntowych i poziomu wody jezior północnej Polski i doprowadziło do utworzenia wysokich tarasów jeziornych.

Holocen rozpoczyna się wyraźnym ociepleniem, któremu towarzyszy gruntowna przebudowa środowiska przyrodniczego wyrażona migracją flory i fauny. W ciągu kilkudziesięciu lat średnia temperatura lata wzrosła w centralnej Polsce od ~14,6°C do 18,3°C, natomiast średnia temperatura zimy była podobna jak w końcu młodszego dryasu (–19,1 do –12,8°C), a średnie opady roczne sięgały 400–500 mm (Müller i in., 2021; Płóciennik i in., 2022). Duża różnica temperatur sezonowych wskazuje na klimat bardziej kontynentalny niż obecnie, a analizy pyłkowa i ochotkowatych (np. Bińka i in., 1988; Noryśkiewicz, 1995; Ralska-Jasiewiczowa, Latałowa, 1996, 2004a; Płóciennik i in., 2011) sugerują, że regionalnie temperatura mogła odbiegać od ogólnego trendu ocieplenia (Kaufman i in., 2020). W holocenie środkowym klimat był stabilny, najcieplejszy w okresie 7–5 tys. lat temu, ze średnią temperaturą lata do 4°C wyższą niż obecnie (Płóciennik i in., 2011; Renssen i in., 2012; Luoto i in., 2019; Kaufman i in., 2020; Kotrys i in., 2020). W holocenie późnym temperatura była niższa i klimat stawał się

Chronostratygrafia geochronologia	Palinostratygrafia (chronozony)	Fazy rozwoju Bałtyku	Zdarzenie (wydarzenie) Bonda	Klimatostratygrafia antroprostarygrafia	MIS
H O L O C E N	górny późny	megalaj	0	współczesne ocieplenie mała epoka lodowa	1
			1	ocieplenie średniowieczne „ciemne stulecie”	
	środkowy środkowy	northgrip	2	ocieplenie rzymskie	2
			3	ochłodzenie epoki żelaza	
			4	ocieplenie epoki brązu	
			5	neolit	
	dolny wczesny	grenland	6	mastoğloia	3
			7		
PLEJSTOCEN	górny późny		8	ancylus	2
			9		
				bałtyckie jezioro lodowe	
				późny glacił	
				młodszy dryas	
				bølling-allerød	
				najstarszy dryas	

FIG. 53. Stratygrafia późnego glaciłu i holocenu w Polsce; chronozony wg Walanusa, Nalepki (2005), fazy rozwoju Bałtyku wg Uścińciewicza (2003)

3

Stratygrafia  
czwartorzędu  
Polski

bardziej niestabilny (m.in. Borzenkova i in., 2015; Veski i in., 2015). Ocieplenie średniowieczne i mała epoka lodowa są zarejestrowane zarówno w zapisie geologicznym, jak i w dokumentach historycznych.

Dolna granica holocenu została wyznaczona w stanowisku jezioro Gościąg w centralnej Polsce i datowana na ~11,5 tys. lat kalibrowanych temu (Goslar i in., 1998; por. Marks i in., 2023c). W wielu stanowiskach geologicznych w Polsce granica plejstocenu i holocenu jest dobrze odzwierciedlona w zapisie malakologicznym (Marks i in., 2016a). Ubogie zespoły mięczaków słodkowodnych, reprezentowane przez gatunki arktyczne i subarktyczne, pojawiły się już w inicyjalnej fazie rozwoju jezior (fig. 13). Najważniejsze znaczenie stratygraficzne miały *Pisidium obtusale lapponicum* (przed 13,8 tys. lat temu) i *Gyraulus laevis* (13,8–10,5 tys. lat temu) (Alexandrowicz, 2009).

Stosowany w Polsce przez wiele lat podział stratygraficzny holocenu na 5 okresów (preborealny, borealny, atlantycki, subborealny i subatlantycki) bazował na kryteriach paleobotanicznych, głównie analizie pyłkowej i datowaniu metodą radiowęglą według chronologii skandynawskiej (Mangerud i in., 1974; Walanus, Nalepka, 2005; fig. 53). W strefie wybrzeża rolę uzupełniającą spełniała stratygrafia oparta na fazach rozwoju Morza Bałtyckiego (Uścińowicz, 2003). Stosowane w obu przypadkach jednostki stratygraficzne miały charakter regionalny i w ostatnich latach zastąpił je formalny podział chronostratygraficzny (fig. 53; Walker i in., 2009, 2018, 2019).

Ocieplenie na początku holocenu spowodowało przekształcenie zbiorowisk otwartych i lasów borealnych (głównie brzoźowososenowych, z domieszką klonu, jarzębiny i wierzby) w lasy mieszane i liściaste (fig. 54; Ralska-Jasiewiczowa, 2004a). W optimum klimatycznym holocenu charakter sedymentacji na tarasach rzecznych i w jeziorach wskazuje na zrównoważone warunki meteorologiczne, stabilizację gleb i zbiorowisk roślinnych (Tobolski, 2004). Pod koniec holocenu środkowego rozpoczęła się wycinka lasów w Polsce na potrzeby osadnictwa, upraw i pasterstwa (Kaczanowski, Kozłowski, 1998) i od tego czasu, naturalne zmiany klimatu i dzia-

łalność człowieka wpływały na przekształcanie środowiska przyrodniczego (Ralska-Jasiewiczowa, 2004b; Marcisz i in., 2015; Lamentowicz i in., 2019).

Degradacja wieloletniej zmarzliny (por. Szewczyk, 2017) i ostateczne wytopianie pogrzebanych brył lodu martwego na początku holocenu przyczyniły się do powstania wielu jezior i rozwoju sieci rzecznej (Starkel, 2001; Błaszkiwicz, 2011; Kordowski, 2013; Błaszkiwicz i in., 2015; Słowiński i in., 2015; Dietze i in., 2016; Dobrowolski i in., 2019), powiązanej z fazami rozwoju Bałtyku (por. fig. 53). Na początku holocenu poziom morza wynosił ~50 m p.p.m. w czasie morza yoldia, nazwanego od małża *Yoldia arctica* (Gray) znanego ze środkowej Szwecji. Regionalne wypiętrzanie glaci-izostaticzne spowodowało odcięcie połączenia z Morzem Północnym ~10,3 kkal i przekształcenie morza w słodkowodne jezioro ancyclusowe, nazwane od ślimaka *Ancylus fluviatilis* (Müller). Po krótkotrwałej (8,5–8,4 kkal) transgresji morza mastogloia (nazwa od okrzemek *Mastogloia*, kiedy poziom morza podniósł się o ~13 m (Uścińowicz, 2003), nastąpiła ~8,3 kkal transgresja morza lityrnowego, nazwanego od ślimaka *Littorina littorea*. Od tego czasu Bałtyk stał się zbiornikiem brakicznym (Harff, Meyer, 2011; Lampe i in., 2011), z trwałym połączeniem z Morzem Północnym (Uścińowicz, 2003). Podnoszenie poziomu morza spowodowało znaczne zmiany w strefie wybrzeża, gdzie morze wnikało w ujścia rzek, a w dolinach od ~6 kkal rozpoczęła się akumulacja mad powodziowych (Lampe i in., 2011). W tym samym czasie na plaży i powstających mierzejach (Łabuz, 2015) zaczęły powstawać wydmy (np. Fedorowicz i in., 2012; Kalińska-Nartiša i in., 2016).

Analizy pyłkowa i wioślarek oraz rejestry izotopowe osadów w wielu stanowiskach wykazały (np. Starkel i in., 1998; Wacnik, 2009; Lauterbach i in., 2011; Fiłoc i in., 2016), że zdarzenia Bonda 11,3 i 8,2 kkal (fig. 53; Bond i in., 2001) są dobrze udokumentowane w Polsce (Pleskot i in., 2020; Mroczkowska i in., 2021). Rekonstrukcja zmian poziomu wód gruntowych w holocenie na podstawie analizy osadów jeziornych i bagiennych wskazuje na epizody wilgotne (9,5–8,5, 7,6–8,0, 6,4–6,2, 5,6–4,8 i 3,5–3,2 tys. lat temu)

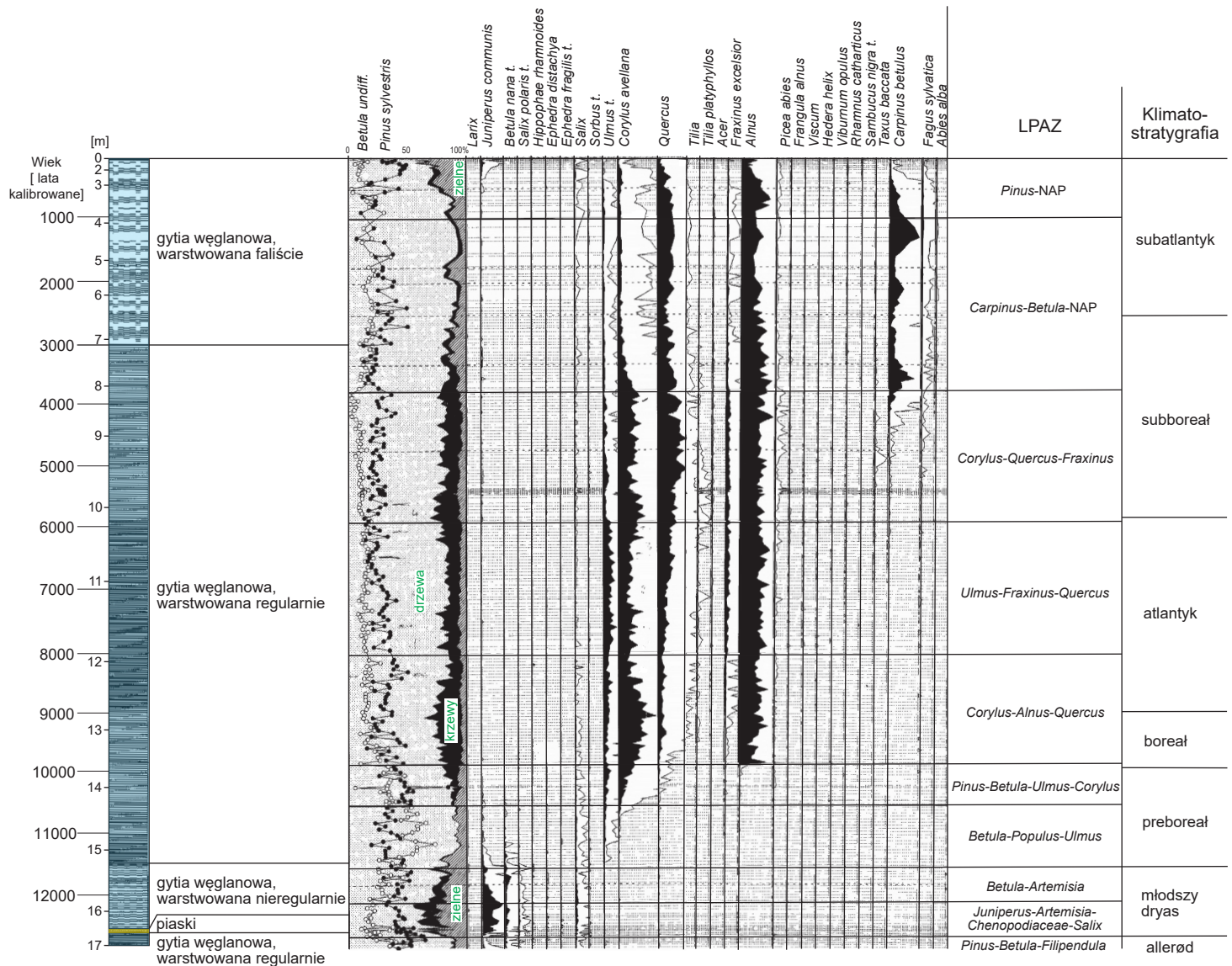


FIG. 54. Litologia i spektrum pyłkowe osadów późnego glacjału i holocenu w stanowisku jezioro Gościąg; na podstawie Ralskiej-Jasiewiczowej i in. (1998), uproszczono i zmieniono

i suche (4,2 i 2,8 tys. lat temu) (Michczyńska i in., 2013). Te ostatnie mogły spowodować zmieniającą się radiacją słoneczną, która wpływała na aktywność prądu strumieniowego w atmosferze (Bond, 1997; Słowiński i in., 2016; Czymzik i in., 2018; Pleskot i in., 2020).

W holocenie późnym zmiany klimatu i intensywniejsza działalność ludzka wpływały na przekształcanie środowiska, w tym zbiorowisk roślinnych (Makohonienko, 2004; Ralska-Jasiewiczowa, 2004b), co zaznaczało się w Polsce od neolitu (fig. 55), z rosnącą intensywnością w kolejnych fazach osadniczych (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Na siedliskach, powstałych w wyniku działalności człowieka, pojawiły się przystosowane rośliny synantropijne pochodzenia miejscowego (apofity). Postępujące ochłodzenie, zwilgotnienie klimatu i rozwój osadnictwa wpływały na szatę roślinną (Latałowa, 1982, 2003), powodując zmiany składu zbiorowisk leśnych oraz aktywizację osuwisk w krawędziach dolin rzecznych i na klifach wybrzeża morskiego. Osadnictwo zwiększyło się w okresie rzymskim, a wprowadzenie nowych technik i narzędzi w rolnictwie miało znaczące oddziaływanie środowiskowe. Późniejsze ochłodzenie i zmniejszenie osadnictwa w okresie wędrówki ludów (375–550 AD) doprowadziło do odtworzenia mieszanego lasu liściastego. Zwiększeniu zaludnienia w ociepleniu średniowiecznym towarzyszyło wylesianie i powiększenie arealu pól uprawnych, łąk, pastwisk i osadnictwa, co skutkowało zmianami w szacie roślinnej (Latałowa i in., 2019) i intensywną erozją gleb (Dotterweich, 2008; Kaiser i in., 2020). W ciągu ostatnich 200 lat nastąpiło znaczne powiększenie obszaru upraw, rozwój przemysłu i urbanizacji, wpływając na coraz większą transformację krajobrazu i sieci hydrograficznej.

W ostatnich kilkunastu latach toczy się dyskusja dotycząca potrzeby ustanowienia nowej jednostki chronostratygraficznej, młodszej od holocenu lub w jego najmłodszej części, nazwanej antropocenem i obejmującej okres intensywnego wpływu człowieka na środowisko na Ziemi (m.in. Crutzen, Stoermer, 2000; Zalasiewicz i in., 2019; Gibbard i in., 2022; Zalasiewicz i in., 2024). Pojawiły się różne propozycje rangi takiej nowej jednostki (m.in. oddział, piętro, wydarzenie), a wśród kilku postulatów dotyczących jej dolnej granicy przeważa opcja usytuowania w połowie XX w., kiedy nastąpiło przyspieszenie wzrostu populacji ludzkiej i konsumpcji. Istotnym problemem w formalizacji takiej jednostki chronostratygraficznej jest wytypowanie stanowiska z sekwencją osadów, w której dolna granica antropocenu zaznaczałaby się wyraźnie i jednocześnie mogłaby być rozpoznawalna globalnie.

Antropocen nie został uznany za formalną jednostkę stratygraficzną, ponieważ wyróżniające go wskaźniki diagnostyczne zmieniały się regionalnie i asynchronicznie, na co wskazują rejestry geologiczne (Marks, 2025). Natomiast antropocen może być traktowany jako wydarzenie geologiczne, którego ustanowienie w geologicznej skali czasu nie podlega formalizacji.

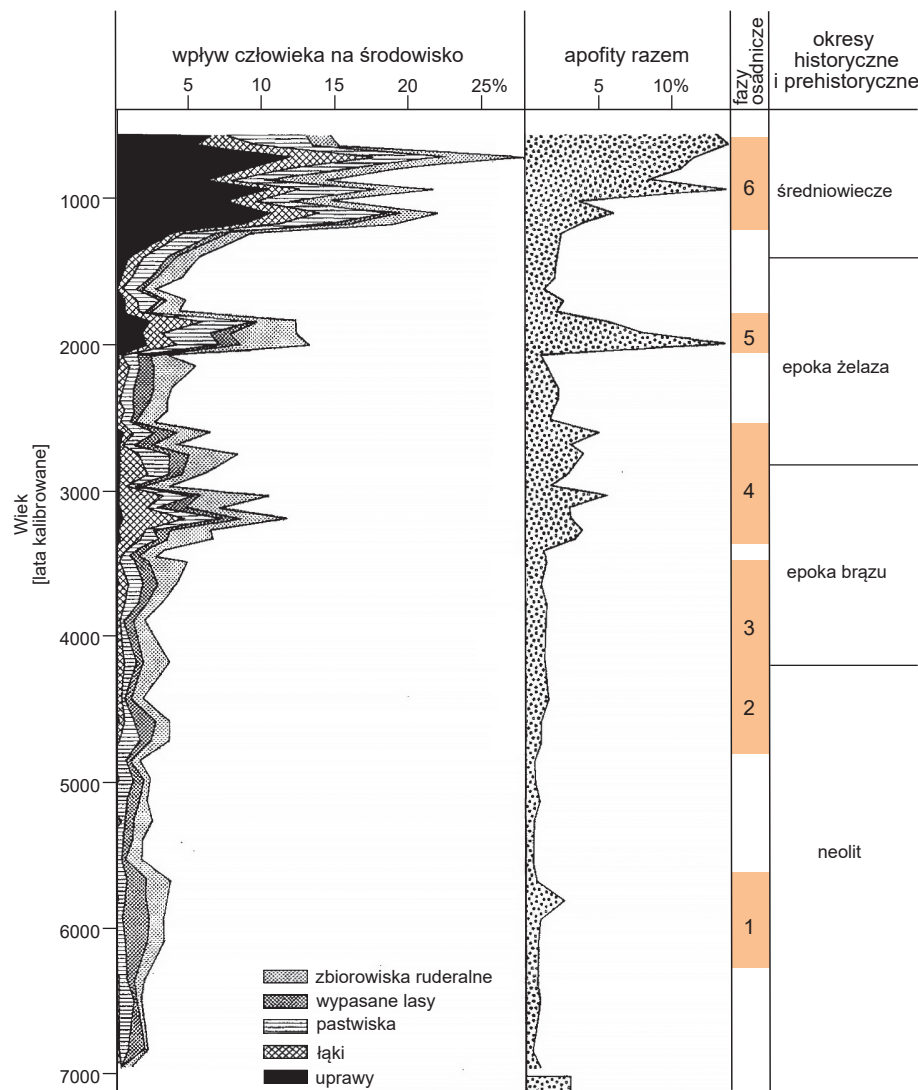


FIG. 55. Wpływ człowieka na przekształcanie środowiska w holocenie na podstawie spektrum pyłkowego osadów w stanowisku Woryty w NE Polsce; wg Berglunda, Ralskiej-Jasiewiczowej (1986), zmieniono

## Podsumowanie

Przedstawiona stratygrafia czwartorzędu Polski nawiązuje do globalnego podziału chronostratygraficznego i jest zsynchronizowana z podziałem klimatostratygraficznym czwartorzędu Europy (fig. 15). Nie uwzględniono w niej jednostek stratygraficznych, które zostały wyznaczone na słabo ugruntowanych podstawach, nie były oparte o zasady klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej czwartorzędu oraz nadużywały korelacji z jednostkami wyznaczonymi na podstawie stosunku izotopów tlenu w osadach głębokomorskich. Zasadniczym mankamentem podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski jest nadal brak stanowisk, które spełniałyby wymogi konieczne do ustanowienia stratotypów regionalnych (por. Marks i in., 2014a, Marks, 2023c).

Obecny stan rozpoznania czwartorzędu Polski pozwala na uznanie tylko części używanych jednostek stratygraficznych za wiarygodne. Należy do nich pierwsza transgresja lądolodu skandynawskiego (zlodowacenie nidy, MIS 22), udokumentowana w końcowej części plejstocenu dolnego oraz 4 młodsze zlodowacenia: sanu 1 (MIS 16), sanu 2 (MIS 12), odry (MIS 6) i wisły (MIS 5d-2), przy czym zasięgi lądolodów zlodowaceń sanu 2 i odry są mniejsze niż w ujęciu tradycyjnym. Wśród wyróżnionych 4 interglacjałów, pozycja stratygraficzna interglacjałów z jednym optimum klimatycznym, czyli eemskiego (MIS 5e) i mazowieckiego (MIS 11), nie budzi wątpliwości. Oba starsze interglacjały, ferdynandowski (MIS 13) i podlaski (MIS 21–17), zawierają 2–3 optima klimatyczne, ale pozycja stratygraficzna tego ostatniego jest mniej pewna. Stratygrafia zlodowacenia wisły jest dość spójna zarówno dla części zlodowaczonej, jak i ekstraglacjałnej, a także dla zlodowaceń górskich w Tatrach i Karkonoszach.

Pozycja chronostratygraficzna granicy neogen/czwartorzęd i jednostek plejstocenu dolnego w Polsce może podlegać istotnym zmianom, szczególnie po uzyskaniu wiarygodnego datowania. Osady rzeczne plejstocenu dolnego w Polsce zawierały początkowo głównie materiał gruboziarnisty bardzo odporny na wietrzenie fizyczne, co wskazuje na gwałtowne przepływy sezonowe lub epizodyczne w klimacie suchym i (lub) zimnym, kiedy szata roślinna na obszarze zlewni była uboga. Dopiero później, w okresach chłodniejszych, pojawiły się zbiorowiska roślinne typu tajgi i terenów otwartych, a w okresach ciepłych przeważały lasy mieszane i liściaste. Obszar Niżu Europejskiego był zdominowany przez doliny rzeczne, a rzeki płynęły ku NW do Morza Północnego i ku północy do rzeki bałtyckiej. Jedynie w zapadlisku przedgórskim odpływ rzeczny odbywał się na bezpośrednim przedpołu Karpat i doliną Dniestru do Morza Czarnego. Rozmieszczenie osadów rzecznych plejstocenu dolnego w Polsce wskazuje, że zasadnicze ramy dzisiejszej sieci rzecznej zaczęły kształtować się począwszy od neogenu, a wpływ zlodowaceń plejstocenu odgrywał rolę drugorzędą, wprowadzając odcinki równoleżnikowe (pradoliny) jako istotny element współczesnych dolin rzecznych. Na początku interglacjałów obszary objęte poprzedzającym zlodowaceniem były pojezierzami, a jeziora w miarę upływu czasu były wciągane w sieć rzeczną. Począwszy od interglacjału mazowieckiego bazą erozyjną większości rzek w Polsce było morze, które pojawiło się w niecce Bałtyku po przekształceniu doliny rzeki bałtyckiej przez lądolód zlodowacenia sanu 2.

Obniżanie poziomu oceanu światowego nawet o 130 m w czasie zlodowaceń skutkowało zmianą bazy erozyjnej i stymulowało erozję w dolinach rzecznych do momentu dotarcia lądolodu skandynaw-

skiego na obszar Polski. W czasie zlodowaceń, na Niżu powstawały pradoliny odprowadzające wody roztopowe z topniejącego lądolodu: w najstarszych zlodowaceniach była to pradolina podkarpacka prowadząca wody do doliny Dniestru i Morza Czarnego, a podczas zlodowacenia odry odpływ odbywał się pradoliną wrocławsko-bremeńską ku zachodowi i pradoliną prypecko-dnieprorską ku wschodowi. Z kolejnymi fazami zlodowacenia wisły powiązane były pradoliny barucko-głogowska, warszawsko-berlińska i toruńsko-eberswaldzka.

Obniżaniu średniej rocznej temperatury globalnej o 8–10°C w czasie zlodowaceń towarzyszył rozwój lądolodu skandynawskiego na Niżu

oraz lodowców górskich w Karpatach i Sudetach, co wpływało na cyrkulację atmosferyczną. Ukształtowanie wyrazistego ośrodka wyżowego nad lądolodem, osłabienie cyrkulacji oceanicznej i występowanie rozległego zlodzenia oceanu sprzyjały rozprzestrzenianiu wieloletniej zmarzliny i poszerzaniu strefy polarnej ku południowi. Zmniejszanie opadów i uboga pokrywa roślinna ułatwiały rozwój procesów peryglacialnych i eolicznych, w tym akumulację lessów. W interglacialach i interstadialach rozwijały się gleby, obecnie zachowane w stanie kopalnym. U schyłku zlodowacenia wisły, na tarasach nadzalewowych powstawały pola piasków przewianych i wydmy.

## Literatura

- Aalbersberg G., Litt Th., 1998. Multiproxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian. *Journal of Quaternary Science*, 13: 367–390.
- Aguirre E., Pasini G., 1985. The Pliocene-Pleistocene boundary. *Episodes*, 8: 116–120.
- Albrycht A., Pidek I.A., Skompski S., 1995. Znaczenie fauny mięczaków ze stanowisk Ortel Królewski i Rossosz dla stratygrafii czwartorzędu na Podlasiu. *Przegląd Geologiczny*, 43: 321–330.
- Albrycht A., Bińka K., Brzezina R., Dyjor K., Nitychoruk J., Pavlovskaya I., 1997. Uwagi o nowych stanowiskach osadów interglacialnych na tle stratygrafii młodszego czwartorzędu południowego Podlasia. *Przegląd Geologiczny*, 45: 629–633.
- Alexandrowicz W.P., 2009. Malacostratigraphy of Vistulian and Holocene in Poland. *Studia Quaternaria*, 26: 55–63.
- Alexandrowicz S.W., Alexandrowicz W.P., 2011. Analiza malakologiczna, metody badań i interpretacji. *Polska Akademia Umiejętności, Kraków*.
- Alexandrowicz S., Birkenmajer K., Burchart J., Cieśliński S., Dadlez R., Kutek J., Nowak W., Orłowski S., Szulczewski M., Teller L., 1975. Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. *Instrukcje i Metody Badań Geologicznych*, 33.
- Andersen S.T., 1961. Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). *Danmarks Geologiske Undersøgelse, II Række*, 75: 1–175.
- Andersen S.T., 1965. Interglacialer og interstadialer i Danmarks Kvartær. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, 15: 486–506.
- Andersen S.T., 1975. The Eemian freshwater deposit at Egersund, South Jylland, and the Eemian landscape development in Denmark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse, Årbog*, 1974: 49–70.
- Andersen B.G., Mangerud J., 1989. The last interglacial-glacial cycle in Fennoscandia. *Quaternary International*, 3–4: 21–29.
- Andrén T., Lindeberg G., Andrén E., 2002. Evidence of the final drainage of the Baltic Ice Lake and the brackish phase of the Yoldia Sea in glacial varves from the Baltic Sea. *Boreas*, 31: 226–238.
- Andrén T., Björck S., Andrén E., Daniel C., Zillén L., Anjar J., 2011. The development of the Baltic Sea Basin during the last 130 ka. *W: The Baltic Sea Basin* (red. J. Harff i in.): 75–97. Springer, Berlin.
- Andresen C.S., Björck S., Bennike O., Heinemeier J., Kromer B., 2000. What do  $\delta^{14}\text{C}$  changes across the Gerzensee oscillation/GI-1b event imply for deglacial oscillations? *Journal of Quaternary Science*, 15: 203–214.
- Andrzejewski L., Weckwerth P., 2010. Dunes of the Toruń Basin against palaeogeographical conditions of the Late Glacial and Holocene. *Ecological Questions, Special Issue*, 12: 9–15.
- Antczak-Górka B., 1994. Eololiptolity i struktury po klinach zmarzlinowych w strefie przedpola fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Wysoczyźnie Poznańskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, A 46: 7–17.
- Baca M., Nadachowski A., Lipecki G., Mackiewicz P., Marciszak A., Popović D., Socha P., Stefaniak K., Wojtal P., 2017. Impact of climatic changes in the Late Pleistocene on migrations and extinctions of mammals in Europe: four case studies. *Geological Quarterly*, 61: 291–293.
- Badura J., Przybylski B., Salamon T., Winter H., 2001. Stanowisko nr 7 – Tułowice Las, późnoplejstoceńskie osady rzeczne w Tułowicach na Równinie Niemodlińskiej. *W: VIII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski*: 139–155.
- Badura J., Jary Z., Smalley I., 2013. Sources of loess material for deposits in Poland and parts of Central Europe: the lost Big River. *Quaternary International*, 296: 15–22.
- Bakke J., Lie Ø., Heegaard E., Dokken T., Haug G.H., Birks H.H., Dulski P., Nilsen T., 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 2: 202–205.
- Batuk A., 1987. Osady preglacialne z Opaleńca koło Chorzeli (Równina Kurpiowska). *W: Materiały Konferencji Naukowej Pliocena i eoplejstoceńska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce*: 76–75.
- Batuk A., Dłużakowa Z., Skompski S., 1991. Osady interglacialu mazowieckiego w Zwierzyńcu na Kurpiach. *Przegląd Geologiczny*, 39: 271–280.
- Banaszuk H., Banaszuk P., 2010. Zagadnienia morfogenezy Niziny Północno-podlaskiej. *Rozprawy Naukowe (Politechnika Białostocka)*. Oficyna Wydawnicza Politechniki Białostockiej, Białystok.
- Baraniecka M.D., 1975. Znaczenie profile z Ponurzyca dla badań genezy i wieku preglacialu Mazowsza. *Kwartalnik Geologiczny*, 19: 651–665.
- Baraniecka M.D., 1991. Profil Róźce na tle podstawowych profili osadów preglacialnych południowego Mazowsza. *Przegląd Geologiczny*, 39: 254–257.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1979. Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach. *Folia Geographica, Seria Geographica-Physica*, 12: 49–66.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993. Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach. *Dokumentacja Geograficzna IGI PAN*, 4–5: 9–29.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1997. Würm glaciation in the Biała Woda Valley, High Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 31: 57–81.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001. Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca Valleys in the Polish High Tatra. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 35: 7–38.
- Baumgart-Kotarba M., Bluszcz A., Kotarba A., 2001. Age of Würm glaciation in the High Tatra Mts in the light of  $^{14}\text{C}$ , TL and OSL dating versus geomorphological data. *W: 7th International Conference Methods of Absolute Chronology*: 55–56.
- Bennike O., Hedenäs L., High K., Korshøj J.S., Lemdahl G., Penkman K., Preece R.C., Rosenlund K., Viehberg F.A., 2019. New interglacial deposits from Copenhagen, Denmark: marine Isotope Stage 7. *Boreas*, 48: 107–118.
- Ber A., 1982. Marginal zones and deglaciation during the North-Polish Glaciation in the Suwałki-Augustów Lakeland. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 343: 71–89.
- Ber A., 1996. Sytuacja geologiczna jeziornych osadów piętra augustowskiego w Szczecinie koło Augustowa oraz osadów jeziornych interglacialu mazowieckiego w Krzyżewie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 373: 35–48.
- Ber A., 2000. Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 170.
- Ber A., 2005. Polish Pleistocene stratigraphy – a review of interglacial stratotypes. *Netherlands Journal of Geosciences*, 84: 61–76.
- Ber A., 2006. Pleistocene interglacials and glaciations of northeastern Poland compared to neighbouring areas. *Quaternary International*, 149: 12–23.
- Ber A., 2009. Litologia i sytuacja geologiczna osadów interglacialu augustowskiego z profilu Sucha Wieś (Pojezierze Elckie) i Czarnucha (Równina Augustowska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 345: 3–22.
- Ber A., Marks L., 2004. O potrzebie uporządkowania polskiej terminologii stratygraficznej dla czwartorzędu. *W: XI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski*: 17–18.
- Ber A., Janczyk-Kopikowa Z., Krzyszkowski D., 1998. A new interglacial stage in Poland (Augustovian) and the problem of the oldest Pleistocene till. *Quaternary Science Reviews*, 17: 761–773.
- Ber A., Lindner L., Marks L., 2007. Proposal of a stratigraphic subdivision of the Quaternary of Poland. *Quaternary International*, 167–168 (Suppl. I): 32.
- Ber A., Lindner L., Marks L., 2007. Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Przegląd Geologiczny*, 55: 115–118.
- Berendt G., 1865. Marine-Diluvialfauna in Westpreussen. *Schriften der Königlichen Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg*, 6: 203–209.
- Berendt G., 1866. Marine Diluvialfauna im Westpreussen. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 18: 174–176.
- Berendt G., 1888. Die Beiderseitige Fortsetzung der südlichen baltischen Endmorane. *Jahrbuch der Königlichen Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 9: 110–122.
- Berendt G., Wahnschaffe F., 1887. Ergebnisse eines Ausfluges durch die Uckermark und Mecklenburg-Strelitz. *Jahrbuch der Königlichen Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 8: 363–371.
- Berg G., 1915. Vergleichung an den Teichen des Riesengebirges. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 67: 63–82.
- Berg G., 1927. Zur Morphologie des Riesengebirges. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2: 1–20.
- Berglund B., Ralska-Jasiewiczowa M. (red.), 1986. *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Wiley-Interscience, Chichester.

- Billwitz K., Helbig H., Kaiser K., Terberger, T., 1998. Geländebefunde zur spätglazialen Naturraumgenese und Besiedlungsgeschichte von Becken und Platten in Vorpommern. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementary Issue*, 112: 123–142.
- Bińka K., 2010. Reinvestigation of the interglacial pollen flora at Zbójno, central Poland. *Studia Quaternaria*, 27: 35–41.
- Bińka K., Marks L., 2018. Terrestrial versus marine archives: biostratigraphical correlation of the Middle Pleistocene lacustrine records from central Europe and their equivalents in the deep-sea cores from the Portuguese margin. *Geological Quarterly*, 62: 69–80.
- Bińka K., Nitychoruk J., 1995. Mazovian (Holsteinian) lake sediments at Woskrzenice near Biała Podlaska. *Geological Quarterly*, 39: 109–120.
- Bińka K., Nitychoruk J., 1996. Geological and palaeobotanical setting of interglacial sediments at Kalińów site in southern Podlasie. *Geological Quarterly*, 40: 269–282.
- Bińka K., Nitychoruk J., 2003. The late Saalian, Eemian and early Vistulian pollen sequence at Dziewule, eastern Poland. *Geological Quarterly*, 47: 155–168.
- Bińka K., Nitychoruk J., 2011. Cyclicity in the Eemian climate? A case study of the Eemian site at Czapple, eastern Poland. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 164: 39–44.
- Bińka K., Marciniak B., Ziemińska-Tworzydło M., 1987. Analiza palinologiczna i diatomologiczna osadów interglacjalnego mazowieckiego w Adamówce (Kotlina Sandomierska). *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 453–474.
- Bińka K., Madeyska T., Marciniak B., Szeroczyńska K., 1988. Błędowo lake (central Poland): History of vegetation and lake development during the last 12 kyr. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 36: 147–158.
- Bińka K., Lindner L., Nitychoruk J., 1997. Geologic-floristic setting of the Mazovian Interglacial sites in Wilczyn and Lipnica in southern Podlasie (eastern Poland) and their palaeogeographic connections. *Geological Quarterly*, 41: 381–394.
- Birks H.H., Ammann B., 2000. Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial-Holocene transition (14,000–9,000 calendar years BP) from Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97: 1390–1394.
- Bitinas A., Damušytė A., Molodkov A., Grigienė A., Satkūnas J., Šeiriene V., Šlauteris A., 2022. Reconstruction of the Lithuanian maritime region geological history from MIS 6 to MIS 3. *Quaternary International*, 617: 4–20.
- Björck S., 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP. *Quaternary International*, 27: 19–40.
- Błaszkiwicz M., 1988. Formy kemowe w rynnice Rużca. *Przegląd Geograficzny*, 60: 127–141.
- Błaszkiwicz M., 2005. Późnoglacialna i wczesnoholocenska ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). IGIPIZ PAN, Warszawa.
- Błaszkiwicz M., 2007. The use of volcanic ash in chronostratigraphy and the reconstruction of environmental changes in Central Europe over the last 15,000 years. *Przegląd Geograficzny*, 79: 615–625.
- Błaszkiwicz M., 2011. Timing of the final disappearance of permafrost in the central European Lowland, as reconstructed from the evolution of lakes in N Poland. *Geological Quarterly*, 55: 361–374.
- Błaszkiwicz M., Danel W., 2019. Formy pierścieniowe w rejonie Wejherowa jako prawdopodobne pozostałości po-pingo i ich znaczenie dla paleogeografii późnego glacialu w północnej Polsce. *Przegląd Geograficzny*, 91: 405–419.
- Błaszkiwicz M., Gruszka B., 2005. Development and infill of Vistulian glacial Lake Gniew (N Poland): a sedimentological analysis. *Geological Quarterly*, 49: 449–462.
- Błaszkiwicz M., Krzymińska J., 1992. Późnoglacialna faza jeziorna w dolinie Wierzycy. *Przegląd Geograficzny*, 64: 369–380.
- Błaszkiwicz M., Piotrowski J.A., Brauer A., Gierszewski P., Kordowski J., Kramkowski M., Lamparski P., Lorenz S., Noryskiewicz A.M., Ott F., Słowiński M., 2015. Climatic and morphological controls on diachronous postglacial lake and river valley evolution in the area of Last Glaciation, northern Poland. *Quaternary Science Reviews*, 109: 13–27.
- Bond G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278: 1257–1266.
- Bond G.C., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W.J., Hoffmann S.S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294: 2130–2136.
- Bonk A., Müller D., Ramisch A., Kramkowski M., Noryskiewicz A., Sekudewicz I., Gašiorowski M., Luberda-Durnaś K., Słowiński M., Szchwab M., Tjallingii R., Brauer A., Błaszkiwicz M., 2021. Varve microfacies and chronology from a new sediment record of Lake Gościąg (Poland). *Quaternary Science Reviews*, 251: 1–17.
- Börner A., Błaszkiwicz M., 2016. Periglacial features and permafrost disappearance in the last glaciated area in N-Poland and NE-Germany. *W: XI International Conference on Permafrost*: 304.
- Borówka R.K., Gonera P., Kostrzewski A., Nowaczyk B., Zwoliński Z., 1986. Stratigraphy of eolian deposits in Wolin Island and the surrounding area, North-West Poland. *Boreas*, 15: 301–309.
- Borówko-Dłużakowa Z., Halicki B., 1957. Interglacjalny Suwalszczyzny i terenów sąsiednich. *Acta Geologica Polonica*, 7: 361–397.
- Borzenkova I., Zorita E., Borisova O., Kalniņa L., Kisielienė D., Koff T., Kuznetsov D., Lemdahl G., Sapelko T., Stančikaitė M., Subetto D., 2015. Climate Change During the Holocene (Past 12,000 Years). *W: The BACC II Author Team, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Regional Climate Studies*: 25–49.
- Böse M., Górski M., 1995. Lithostratigraphical studies in the outcrop at Ujście, Toruń-Eberswalde Pradolina, western Poland. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 45: 1–14.
- Boulton G.S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M., 2004. Evidence of European ice sheet fluctuation during the last glacial cycle. *W: Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, 1: Europe* (red. J. Ehlers, P.L. Gibbard): 441–460. Elsevier, Amsterdam.
- Brauer A., Litt T., Negendank J., Zolitschka B., 2001. Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany. *Boreas*, 30: 83–88.
- Brauer A., Haug G.H., Dulski P., Sigman D.M., Negendank J.F.W., 2008. An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 1: 520–523.
- Brewer S., Guiot J., Sánchez-Goñi M.F., Klotz S., 2008. The climate in Europe during the Eemian: a multi-method approach using pollen data. *Quaternary Science Reviews*, 27: 2303–2315.
- Brodniewicz I., 1960. Eemskie mięczaki morskie z wiercenia w Brachlewie. *Acta Palaeontologica Polonica*, 5: 235–282.
- Brodniewicz I., 1965a. Fauna eemka z otworu Brachlewo. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 187: 127–129.
- Brodniewicz I., 1965b. Recent and some Holocene Foraminifera of the Southern Baltic Sea. *Acta Palaeontologica Polonica*, 10: 131–248.
- Brodniewicz I., 1969a. Die Eem-Foraminiferen der Cardiumbank bei Elbląg (V.R. Polen). *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Geologie, Paläontologie*, A14: 533–535.
- Brodniewicz I., 1969b. Mięczaki z interglacjalnych iłów elbląskich z Elbląga i Nadbrzeża. *Acta Palaeontologica Polonica*, 14: 253–290.
- Brodniewicz I., 1972. Pleistocene foraminifers of the area of the lower Vistula River (northern Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, 17: 421–525.
- Brud S., Worobiec G., 2003. Wyniki badań makroszczątków roślin z serii witowskiej (południowa Polska). *Przegląd Geologiczny*, 51: 392–401.
- Bruj M., Roman M., 2007. Zasięg pojezierza z interglacjalnego eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna lodolodów zlodowaceń środkowopolskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 425: 27–34.
- Bujak Ł., Woronko B., Winter H., Marcinkowski B., Werner T., Stachowicz-Rybka R., Żarski M., Woźniak P.P., Rosowiecka O., 2016. A new stratigraphic position of some Early Pleistocene deposits in central Poland. *Geological Quarterly*, 60: 238–251.
- Buraczyński J., 1986. Zasięg lodolodu odry (Saalian) we wschodniej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 34: 684–689.
- Butrym J., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1988. Chronologia termoluminescencyjna osadów lodolodu Sanian (= Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 58: 191–205.
- Butrym J., Lindner L., Okszos D., 1990. Formy rzeźby, wiek TL osadów i rozwój lodowców ostatniego zlodowacenia w Dolinie Małej Łąki (Tatry Zachodnie). *Przegląd Geologiczny*, 38: 20–26.
- Cita M.B., Gibbard P.L., Head M.J., Alloway B., Beu A.G., Coltorti M., Hall V.M., Liu J., Knudsen K.L., Kolfschoten Van T., Litt T., Marks L., McManus J., Piotrowski J.A., Pillans B., Räsänen M., Rasmussen S.O., Rousseau D.-D., Suc P., Tesakov A.S., Turner C., Walker J., Zalasiewicz J., Zazo C., 2012. Formal ratification of the GSSP for the base of the Calabrian Stage (second stage of the Pleistocene Series, Quaternary System). *Episodes*, 35: 388–397.
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 325: 710–714.
- Clark P.U., Mix A.C., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1–7.
- Cohen K.M., Gibbard P.L., 2019. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. *Quaternary International*, 500: 20–31.
- Crutzen P.J., Stoermer E.F., 2000. The 'Anthropocene'. *IGBP Global Change Newsletter*, 41: 17–18.
- Cuzzone J.K., Clark P.U., Carlson A.E., Ullman D.J., Rinterknecht V.R., Milne G.A., Lunkka J.-P., Wohlfarth B., Marcott S.A., Caffee M., 2016. Final deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet and implications for the Holocene global sea-level budget. *Earth and Planetary Science Letters*, 448: 34–41.
- Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 1994. Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Lowland, western Poland. *Folia Quaternaria*, 65: 7–71.
- Czuba P., 2001. Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geographica Lodziensia*, 80: 1–174.
- Czuba P., 2015. Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze. *Wydaw. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź*.
- Czuba P., Gałązka D., Górski M., 2006. Eratyki przewodnie w glinach morenowych Polski. *Przegląd Geologiczny*, 54: 352–362.
- Czymzik M., Muscheler R., Adolphi F., Mekhaldi F., Dräger N., Ott F., Słowiński M., Błaszkiwicz M., Aldahan A., Possnert G., Brauer A., 2018. Synchronizing <sup>10</sup>Be in two varved lake sediment records to IntCal13 <sup>14</sup>C during three grand solar minima. *Climate of the Past*, 14: 687–696.
- Dąbrowski M.J., 1967. Analiza pyłkowa interstadialu z Jasionki koło Rzeszowa. *Acta Geologica Polonica*, 17: 509–520.
- De Boer W., 1995. Äolische Prozesse und Landschaftsformen im mittleren Baruther Urstromtal seit dem Hochglazial der Weichselkaltzeit. *Berliner Geographische Arbeiten*, 84: 215.
- De Boer W.M., 1998. Aeolian landforms in the Baruth Ice-Marginal Valley and the dune profile in the Picher Berge near Schöbendorf (Brandenburg).

## Literatura

- W: Dunes and fossil soils of Vistulian and Holocene age between Elbe and Wisła, Guide-Book of Excursion Luckenwalde–Poznań–Belchatów: 17–21.
- De Klerk P., 2002. Changing vegetation patterns in the Endering Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 119: 275–309.
- Derkacz M., Marcinkowski B., Żarski M., 2009. Osady lodowcowe na przedpolu Tatr w rejonie Toporowej Cyrhli i Niżniej Palenicy Pańszczykowej. *Przegląd Geologiczny*, 57: 80–84.
- Desprat S., Sánchez-Goni M.F., Naughton F., Turon J.L., Duprat J., Malaizé B., Cortijo E., Peyrouquet J.P., 2007. Climate variability of the last five isotopic interglacials: Direct land-sea-ice correlation from the multiproxy analysis of north-western Iberian margin deep-sea cores. *W: The climate of the past interglacials* (red. F. Sirocko i in.): 375–386. Elsevier.
- Dietze E., Słowiński M., Zawiska I., Veh G., Brauer A., 2016. Multiple drivers of Holocene lake level changes at a lowland lake in northeastern Germany. *Boreas*, 45: 828–845.
- Dobrowolski R., Mazurek M., Osadowski Z., Alexandrowicz W.P., Pidek I.A., Pazdur A., Piotrowska N., Drzymulska, D., Urban D., 2019. Holocene environmental changes in northern Poland recorded in alkaline spring-fed deposits – A multi-proxy approach. *Quaternary Science Reviews*, 219: 236–262.
- Dolecki L., 1995. Litologia i stratygrafia mezoplejstocenijskich utworów lessowych południowo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Rozprawy Habilitacyjne Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej*, 51.
- Dolecki L., 2002. Podstawowe profile lessów neoplejstocenijskich Grzędy Horodelskiej i ich interpretacja litologiczno-stratygraficzna. UMCS, Lublin.
- Dolecki L., Łanczont M., Nowak J., 1996. Osady glacialne mezoplejstocenijskie na pograniczu Polski i Ukrainy. *W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 2 (red. A. Kostrzewski): 83–95. UAM, Poznań.
- Dotterweich M., 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment: A review. *Geomorphology*, 101: 192–208.
- Drozdowski E., 1979. Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym Würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów. *Prace Geograficzne*, 132.
- Drozdowski E., 1986. Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części dolnego Powiśla. *Prace Geograficzne*, 146.
- Dudziak J., 1961. Głazy narzutowe na granicy zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Prace Geologiczne*, 5.
- Dyakowska J., 1952. Roślinność plejstocenijska w Nowinach Żukowskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 67: 115–181.
- Dyjur S., 1966. Wiek białych żwirów i glin kaolinowych w zachodniej części przedpola Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 14: 478–480.
- Dyjur S., 1970. Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwartalnik Geologiczny*, 14: 819–835.
- Dyjur S., 1984. Rozwój sedymentacji i przebieg przeobrażeń osadów w basenie serii poznańskiej w Polsce. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1354, *Prace Geograficzno-Mineralogiczne*, 26: 3–19.
- Dyjur S., 1987. Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. *W: Materiały Konferencji Naukowej Pliocenijska i eoplejstocenijska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce*: 85–101.
- 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.
- Dzierżek J., 2009. Paleogeografia wybranych obszarów Polski w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geographica Lodziensia*, 95: 1–112.
- Dzierżek J., Stańczuk D., 2006. Record and paleogeographic implications of Pleistocene periglacial processes in the Drohiczyń Plateau, Podlasie Lowland. *Geological Quarterly*, 50: 219–228.
- Dzierżek J., Szymanek M., 2013. Interplenivistulian (MIS 3) environmental changes recorded in sub-till lake deposits at Wildno, Dobrzyń Lakeland (Polish Lowland). *Quaternary International*, 294: 99–107.
- Dzierżek J., Zreda M., 2007. Timing and style of deglaciation of northeastern Poland from cosmogenic <sup>36</sup>Cl dating of glacial and glaciofluvial deposits. *Geological Quarterly*, 51: 203–216.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1986. Late Quaternary deglaciation of the Eastern Polish Tatra Mts. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 34: 395–407.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1987. Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich. *Przegląd Geologiczny*, 35: 8–15.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda M.G., Zreda-Gostyńska G., 1996. Cosmogenic isotope <sup>36</sup>Cl — a new perspective for Quaternary chronostratigraphy of Poland. *Geological Quarterly*, 40: 481–486.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda-Gostyńska G., Zreda M.G., 1999. Metoda datowania kosmogenicznego izotopem <sup>36</sup>Cl — nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich. *Przegląd Geologiczny*, 47: 987–992.
- Dzierżek J., Janiszewski R., Kalińska E., Lindner L., Majecka A., Makos M., Marks L., Nitychoruk J., Szymanek M., 2015. Nizina Mazowiecka i obszary przyległe. 43 stanowiska geologiczne. Przewodnik po geomorfologii i geologii czwartorzędowej. *Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa*.
- Dźwiżyński S., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Oszast J., Starkel L., 1968. O staro-czwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 2: 63–74.
- Ehlers J., 1994. *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. Enke, Stuttgart.
- Ehlers J., 1996. *Quaternary and glacial geology*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Ehlers J., Eissmann L., Lippstreu L., Stephan H.J., Wansa S., 2004. Pleistocene glaciations of north Germany. *Developments in Quaternary Science*, 2: 135–146.
- Eiriksson J., Kristensen P.H., Lykke-Andersen H., Brooks K., Murray A., Knudsen K.L., Glaister C., 2006. A sedimentary record from a deep Quaternary valley in the southern Lillebælt, Denmark: Eemian and Early Weichselian lithology and chronology at Mommark. *Boreas*, 35: 320–331.
- Emiliani C., 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63: 538–578.
- Engel Z., Braucher R., Traczyk A., Laetitia L., AsterTeam, 2014. <sup>10</sup>Be exposure age chronology of the last glaciation in the Krkonoše Mountains, Central Europe. *Geomorphology*, 206: 107–121.
- Engels S., Self A.E., Luoto T.P., Brooks S.J., Helmens K.F., 2014. A comparison of three Eurasian chironomid-climate calibration datasets on a W–E continentality gradient and the implications for quantitative temperature reconstructions. *Journal of Paleolimnology*, 51: 529–547.
- Fedorowicz S., Grzybowski K., Marks L., 1993. Warta Glaciation in the Warsaw Region based on recent thermoluminescence datings. *Geological Quarterly*, 37: 67–79.
- Fedorowicz S., Zieliński P., Wysięcka G., Hołub B., 2012. Phases of aeolian accumulation on the Vistula Spit (Southern Baltic Sea) in the light of TL dating and analysis of a digital elevation model. *Geological Quarterly*, 56: 345–352.
- Field M.H., Huntley B., Müller H., 1994. Eemian climate fluctuations observed in a European pollen record. *Nature*, 371: 779–783.
- Fiłoc M., Kupryjanowicz M., Rzodkiewicz M., Suchora M., 2016. Response of terrestrial and lake environments in NE Poland to Preboreal cold oscillations (PBO). *Quaternary International*, 475: 101–117.
- Foltyn E., Foltyn E.M., Jochemczyk J., Nawrocki J., Nita M., Waga J.M., Wójcik A., 2010. The oldest human traces north of the Carpathians (Kończyce Wielkie 4, Poland). *Journal of Archaeological Science*, 37: 1886–1897.
- Forysiak J., Majecka A., Marks L., Bujak Ł., Kucharska M., 2022. Kwestia odpływu wód zastoiska warszawskiego podczas zlodowacenia wistyl. *W: XXVII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski*: 86–87.
- Forysiak J., Majecka A., Marks L., Bujak Ł., 2024a. Pradolina warszawsko-berlińska w rejonie Łęczycy: budowa geologiczna, rzeźba terenu i ewolucja. *Acta Geographica Lodziensia*, 116: 139–151.
- Forysiak J., Majecka A., Marks L., Bujak Ł., Twardy J., 2024b. The question of drainage of the Warsaw ice-dammed lake, central Poland. *Geographia Polonica*, 97: 261–270.
- Funder S., Balic-Zunic T., 2006. Hypoxia in the Eemian: mollusc faunas and sediment mineralogy from Cyprina Clay in the southern Baltic region. *Boreas*, 35: 367–377.
- Funder S., Demidov I., Yelovicheva Y., 2002. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea–North Sea seaway in the Eemian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184: 275–304.
- Gadomski A., 1926. *Morfologia glacialna północnych stoków wysokich Tatr*. Księgarnia B. Kotuli, Cieszyn.
- Galon R., 1952. *Stratygrafia plejstocenu dolnego Powiśla w świetle nowych prac*. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 21: 334–335.
- Galon R., 1961. Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway. *Prace Geograficzne*, 29.
- Galon R., Roszkówna L., 1961. Extents of the Scandinavian glaciations and of their recession stages on the territory of Poland in the light of analysis of the marginal forms of inland ice. *Przegląd Geograficzny*, 33: 347–364.
- Galon R., Roszkówna L., 1967. Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. *W: Czwartorzęd Polski* (red. R. Galon, J. Dylak): 18–38. PWN, Warszawa.
- Gałązka D., 2012. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Lubawa (211). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Gałązka D., Marks L., Zabielski R., 1999. Czy litostratygrafia glin lodowcowych może być przydatna dla stratygrafii czwartorzędowej Polski? *Przegląd Geologiczny*, 47: 261–265.
- Gamrat W.W., Błaszczewicz M., Andrzejewski L., Krześlak I., 2017. Asynchronous development of two Late Glacial lake basins near the Drwęca ice-marginal valley (N Poland). *Geological Quarterly*, 61: 450–464.
- 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.
- Gibbard P.L., Boreham S., Cohen K.M., Moscarillo A., 2005. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Boreas*, 34: wkładka.
- Gibbard P.L., Head J.M., Walker J.C., Alloway B., Beu A.G., Coltorti M., Hall V.M., Liu J., Knudsen K.L., Kolschoten van T., Litt T., Marks L., McManus J., Partridge T.C., Piotrowski J.A., Pillans B., Rousseau D.-D., Suc, P., Tesakov A.S., Turner C., Zazo C., 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25: 96–102.
- Gibbard P., Walker M., Bauer A., Edgeworth M., Edwards L., Ellis E., Finney S., Gill J.L., Maslin M., Merritts D., Ruddiman W., 2022. The Anthropocene as an Event, not an Epoch. *Journal of Quaternary Science*, 37: 395–399.
- Głazek J., Lindner L., Wysoczański-Minkowicz T., 1976. Interglacial Mindel I/Mindel II in fossil-bearing karst at Kozi Grzbiet in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 26: 376–393.
- Głazek J., Kowalski K., Lindner L., Młynarski M., Stworzewicz E., Tuchołka P., Wysoczański-Minkowicz T., 1977a. Cave deposits at Kozi Grzbiet (Holy Cross Mts, Central Poland) with vertebrate and snail faunas of the Mindelian I/Mindel II interglacial and their stratigraphic correlations. *W: Proceedings 7th International Speleological Congress*: 211–214.
- Głazek J., Lindner L., Wysoczański-Minkowicz T., 1977b. Geologiczna interpretacja stanowiska fauny staroplejstocenijskiej Kozi Grzbiet w Górach Świętokrzyskich. *Kras i Speleologia*, 1 (X): 13–28.
- Głębicki P., Marks L., 2009. Origin of the drumlins at Zbójno, central Poland. *Geologija*, 51: 133–140.

- Godlewska A., 2014. Dynamika lądolodu warty w strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzny i Bugu w świetle analizy litofacjalnej. UMCS, Lublin.
- Gogolek W., Mańkowska A., 1989. Vistulian of the Turek Upland in the light of new data. *Kwartalnik Geologiczny*, 33: 573–586.
- Górska-Zabielska M., 2008. Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacialnej i glajofluwialnej lobu Odry. UAM, Poznań.
- Goslar T., Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., Demske D., Kuc T., Łącka B., Szeroczyńska K., Wicik B., Więckowski K., 1998. Discussion of the Late-Glacial recorded in the Lake Gościąg sediments. *W: Lake Gościąg, Central Poland – A monographic study*, 1 (red. M.G. Ralska-Jasiewiczowa): 171–175. W: Szafer Institute of Botany. Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Goździk J., 2001. Stratygrafia i palaeogeografia osadów czwartorzędowych z środkowozachodniej części kopalni Bełchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu* (red. E. Mycielska-Dowgiałło): 81–93. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, UW, Warszawa.
- Gozhik P., Lindner L., Marks L., 2012. Late Early and early Middle Pleistocene limits of Scandinavian glaciations in Poland and Ukraine. *Quaternary International*, 271: 31–37.
- Gradziński R., Unrug R., 1959. Geneza i wiek serii witowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 29: 181–195.
- Granoszewski W., 1999a. Analiza pyłkowa 31 prób ze stanowiska Bukowina-4, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Laszki (985). CAG, Warszawa [nr arch. 878162].
- Granoszewski W., 1999b. Analiza pyłkowa osadów interglacialnych z Bukowiny (arkusz Laszki). *W: VI Konferencja 'Stratygrafia plejstocenu Polski: 19–20*.
- Granoszewski W., 2003. Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, eastern Poland: a palaeobotanical study. *Acta Palaeobotanica, Suppl. 4*: 3–95.
- Granoszewski W., Winter H., 2016. Zmiany klimatu w plejstocenie w świetle danych palinologicznych. *Przegląd Geologiczny*, 64: 43–48.
- Granoszewski W., Demske D., Nita M., Heumann G., Andreev A.A., 2005. Vegetation and climate variability during the Last interglacial evidenced in the pollen record from Lake Baikal. *Global and Planetary Change*, 46: 187–198.
- Grichuk V.P. 1969. An experiment in reconstructing some characteristics of climate in the Northern Hemisphere during the Atlantic Period of Holocene. *W: Holocene* (red. M.I. Neustadt): 41–57. Nauka, Moscow.
- Halicki B., 1930. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Sprawozdanie Polskiego Instytutu Geologicznego*, 5: 375–534.
- Halicki B., 1950. Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim. *Acta Geologica Polonica*, 1: 106–142.
- Halicki B., 1951. Pozycja stratygraficzna osadów eemskich nad dolną Wisłą. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 20: 313–318.
- Hammen T. van der, Wijmstra T.A., Zagwijn W.H., 1971. The floral record of the Late Cenozoic of Europe. *W: The Late Cenozoic Glacial Ages* (red. K.K. Turekian): 391–424. Yale University Press, New Haven.
- Harasimiuk M., Szwajgier W., Terpiłowski S., 2004. Wpływ lądolodu zlodowacenia warty na rzeźbę północnego przedpola Wyżyny Lubelskiej. *W: Zlodowacenie warty w Polsce* (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 163–171. UMCS, Lublin.
- Harff J., Meyer M., 2011. Coastlines of the Baltic Sea – zones of competition between geological processes and a changing climate: examples from the Southern Baltic. *W: The Baltic Sea Basin* (red. J. Harff i in.): 149–164. Springer, Berlin.
- Head M.J., Pillans B., Zalasiewicz J.A., Alloway B., Beu A.G., Cohen K.M., Gibbard P.L., Knudsen K.L., Kolfschoten, T. van, Lirer F., Litt T., Liu J., Marks L., McManus J., Piotrowski J.A., Räsänen M., Rasmussen S.O., Saito Y., Tesakov A., Turner C., Walker M., Zazo-Cardeña C., 2021. Formal ratification of subseries for the Pleistocene Series of the Quaternary System. *Episodes*, 44: 241–247.
- Head M.J., Seidenkrantz M.-J., Janczyk-Kopikowa Z., Marks L., Gibbard P.L., 2005. Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts. *Quaternary International*, 130: 3–30.
- Heiri O., Brooks S.J., Renssen H., Bedford A., Hazekamp M., Ilyashuk B., Jeffers E.S., Lang B., Kirilova E., Kuiper S., Millet L., Samartin S., Toth M., Verbruggen F., Watson J.E., van Asch N., Lammertsma E., Amon L., Birks H.H., Mortensen M.F., Hoek W.Z., Magyari E., Sobrino C.M., Seppä H., Tinner W., Tonkov S., Veski S., Lotter A.F., 2014. Validation of climate model-inferred regional temperature change for late-glacial Europe. *Nature Communications*, 5: 1–7.
- Helbig H., de Klerk P., 2002. Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51: 51–66.
- Hermanowski P., 2015. Substratum morphology and significance during the Weichselian Odra ice lobe advance in northeast Germany and northwest Poland. *Geologos*, 21: 241–248.
- Hermanowski P., Piotrowski J.A., 2019. Groundwater flow under a paleo-ice stream of the Scandinavian ice sheet and its implications for the formation of Stargard drumlin field, NW Poland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124: 1720–1741.
- Hilber V., 1882. Geologische Aufnahmen um Jarosław und Leżajsk in Galizien. *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt*, 1882: 243–247.
- Hiller A., Litt T., Eissmann L., 1991. Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von <sup>14</sup>C-Daten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 41: 26–46.
- Houmark-Nielsen M., 1994. Late Pleistocene stratigraphy, glaciation chronology and Middle Weichselian environmental history from Klintholm, Møn, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 41: 181–202.
- Houmark-Nielsen M., 2010. Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic Basin. *Boreas*, 39: 343–359.
- Hrynowiecka A., Pidek I.A., 2017. Older and Younger Holsteinian climate oscillations in the palaeobotanical record of the Brus profile (SE Poland). *Geological Quarterly*, 61: 723–737.
- Hughes P.D., Gibbard P.L., Ehlers J., 2020. The “missing glaciations” of the Middle Pleistocene. *Quaternary Research* 96, 161–183.
- Huijzer A.S., Isarin R.F.B., 1997. The reconstruction of past climates using multi-proxy evidence: an example of the Weichselian pleniglacial in northwest and central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 16: 513–533.
- Huijzer A.S., Vandenberghe J., 1998. Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Science*, 13: 391–417.
- Huissteden K. van, Vandenberghe J., Pollard D., 2003. Palaeotemperature reconstructions of the European permafrost zone during marine oxygen isotope Stage 3 compared with climate model results. *Journal of Quaternary Science*, 18: 453–464.
- Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine <sup>18</sup>O record. *W: Milankovitch and Climate* (red. A. Berger i in.): 269–306. Reidel, Dordrecht.
- 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 species. *Quaternary Research*, 51: 158–173.
- Isarin R.F.B., Renssen H., Vandenberghe J., 1998. The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Science*, 13: 447–453.
- Iversen J., 1944. *Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators*. GFF, 66: 463–483.
- Iversen J., 1964. Plant indicators of climate, soil and other factors during the Quaternary. *W: Report VIlth INQUA Congress*, 2: 421–428.
- Jahn A., Łańcucka-Środoniowa M., Sadowska A., 1984. Stanowisko osadów płoceńskich w Kotlinie Kłodzkiej. *Geologica Sudetica*, 18 (2): 7–43.
- Jakobsson M., Björck S., Alm G., Andrén T., Lindeberg G., Svensson N.O., 2007. Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume. *Global and Planetary Change*, 57: 355–370.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1975. Flora interglacjalna mazowieckiego w Ferdynandowie. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 290, 5–94.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1987. Uwagi na temat palinostratygrafii czwartorzędu. *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 155–62.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1996. Ciepłe okresy w mezoplejstocenie północno-wschodniej Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 373: 49–66.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J., 1981. Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary stratigraphy of the North European Plain. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 335: 65–79.
- Jankowski M., 2012. Lateglacial soil paleocatena in inland-dune area of the Toruń Basin, Northern Poland. *Quaternary International*, 265: 116–125.
- Jary Z., 2007. Zapis zmian klimatu w górnoplejstocieńskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego*, 1: 1–136.
- Jary Z., 2009. Periglacial markers within the Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and western Ukraine. *Quaternary International*, 198: 124–135.
- Jary Z., Ciszek D., 2013. Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and western Ukraine. *Quaternary International*, 296: 37–50.
- Jary Z., Marks L., 2024. Quaternary history. *W: World Geomorphological Landscapes, Landscapes and Landforms of Poland* (red. P. Migoń, K. Jancewicz): 19–31. Springer.
- Jasiewicz J., 1999. Glacitektoniczna struktura dupleksu (gardnieńska morena czołowa, klif w Dębnie na zachód od Rowów). *W: Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku* (red. R.K. Borówka i in.): 87–94. Bogucki Wydaw. Naukowe, Poznań-Szczecin.
- Jastrzębska-Mamełka M., 1985. Interglacjal eemski i wczesny vistulian w Zgierz-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia*, 53: 1–75.
- Jentzsch A., 1895. Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 16: 165–208.
- Jersak J., 1973. Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. *Acta Geographica Lodziensia*, 32: 1–139.
- Jersak J., 1991. Lessy formacji umiarkowanie wilgotnej na Płaskowyżu Głubczyckim. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 1107: 10–49.
- Jurkiewiczowa I., 1968. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Radoszyce. Wydaw. Geol. Warszawa.
- Jurkiewiczowa I., Mamakowa K. 1960. Interglacjal w Sewerynowie koto Przedborza. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 150: 71–103.
- Kaczanowski P., Kozłowski J.K., 1998. Najdawniejsze dzieje ziem polskich. Fogra, Kraków.
- Kaiser K., Janke W., 1998. Bodenkundlich-geomorphologische und paläobotanische Untersuchungen im Ryckbecken bei Greifswald. *Boden- und Bodenkunde in Mecklenburg-Vorpommern*, 45: 69–102.

## Literatura

- Kaiser K., Lorenz S., Germer S., Juschus O., Küster M., Libra J., Bens O., Hüttl R.F., 2012. Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climatic and human impact – an overview. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 61: 103–132.
- Kaiser K., Schneider T., Küster M., Dietze E., Fülling A., Heinrich S., Kappler C., Nelle O., Schult, M., Theuerkauf M., Vogel S., De Boer A., Börner A., Preusser F., Schwabe M., Ulrich J., Wirner M., Bens O., 2020. Palaeosols and their cover sediments of a glacial landscape in northern central Europe: spatial distribution, pedostratigraphy and evidence on landscape evolution. *Catena*, 193, 104647.
- Kalińska-Nartiša E., Nartiš M., 2016. The fan-like forms in the southern margin of the Mazovian Lowland area (Central Poland): a new high-resolution textural-timing study. *International Journal of Earth Sciences*, 105: 885–903.
- Kalińska-Nartiša E., Dzierżek J., Bińka K., Borkowski A., Rydelek P., Zawrzykraj P., 2016. Upper Pleistocene palaeoenvironmental changes at the Zwierzyniec site, central Poland. *Geological Quarterly*, 60: 610–623.
- Karczewski A., 1987. Lithofacies variability of a drumlin in Pomerania, Poland. *W: Drumlin Symposium (red. J.R.J. Menzies): 177–183*. Balkema, Rotterdam.
- Karczewski A., 1994. Morpho- and lithogenetic diversification of the Pomeranian Phase in western and central Pomerania. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.*, 95: 35–48.
- Karczewski A., 1995. The Stargard drumlin field. *Quaternary Studies in Poland*, 13: 27–30.
- Kasprzak L., 1988. Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. *Dokumentacja Geograficzna*, 5–6.
- Kasprzak L., 1997. Main lithofacial complexes of the Sława Śląska ice lobe (Vistulian glaciation, Great Poland Lowland). *Quaternary Studies in Poland*, 14: 17–40.
- Kasprzak L., 2003. Model sedymentacji łądłolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. UAM, Poznań.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1989. Ice-lobe contact sedimentary scarps in marginal zones of the major Vistulian ice-sheets positions, west-central Poland. *Quaestiones Geographicae Special Issue*, 2: 69–81.
- Kasse C., 1997. Cold-climate aeolian sandesheet formation in northwestern Europe (c. 14–12.4 ka): a response to permafrost degradation and increased aridity. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8: 295–311.
- Kaufman D., McKay N., Routson C., Erb M., Davis B., Heiri O., Jaccard S., Tierney J., Datwyler C., Axford Y., Brussel T., Cartapanis O., Chase B., Dawson A., de Vernal A., Engels S., Jonkers L., Marsicek J., Moffa-Sanchez P., Morrill C., Orsi A., Rehfeld K., Saunders K., Sommer P.S., Thomas E., Tonello M., Toth M., Vachula R., Andreev A., Bertrand S., Biskaborn B., Bringuet M., Brooks S., Caniupan M., Chevalier M., Cwynar L., Emile-Geay J., Fegyveresi J., Feurdean A., Finsinger W., Fortin M.C., Foster L., Fox M., Gajewski K., Grosjean M., Hausmann S., Heinrichs M., Holmes N., Ilyashuk B., Ilyashuk E., Juggins S., Khider D., Koinig K., Langdon P., Larocque-Tobler I., Li J., Lotter A., Luoto T., Mackay A., Magyari E., Malevich S., Mark B., Massafiero J., Montade V., Nazarova L., Novenko E., Paril P., Pearson E., Peros M., Pienitz R., Plociennik M., Porinchu D., Potito A., Rees A., Reinemann S., Roberts S., Rolland N., Salonen S., Self A., Seppä H., Shala S., St-Jacques J.M., Stenni B., Stryck L., Tarrats P., Taylor K., van den Bos V., Velle G., Wahl E., Walker I., Wilmshurst J., Zhang E., Zhilich S., 2020. A global database of Holocene paleotemperature records. *Scientific Data*, 7, 115.
- Keilhack K., 1899. Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung der pommerschen Küste. *Jahrbuch der Königlich-Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 19 (1898): 90–152.
- Keilhack K., 1911. Geologische Karten von Preussen 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Teltow.
- Kenig K., Lindner L., 2001. Profile wiertnicze osadów czwartorzędowych na Ornaku oraz ich znaczenie w badaniach nad ostatnim zlodowaceniem w Tatrach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 49: 1180–1182.
- Kenzler M., Rother H., Hüneke H., Frenzel P., Strahl J., Tsukamoto S., Li Y., Meng S., Gallas J., Frechen M., 2018. A multi-proxy palaeoenvironmental and geochronological reconstruction of the Saalian-Eemian-Weichselian succession at Klein Klütz Höved, NE Germany. *Boreas*, 47: 114–136.
- Klatkova H., 1997. Zagłębienia bezodpływowe w Polsce środkowej i przydatność do analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica*, 1: 19–35.
- Klimaszewski M., 1936. Zasięg maksymalny zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Wiadomości Geograficzne*, 14: 22–28.
- Klimaszewski M., 1960. On the influence of pre-glacial relief on the extension and development of glaciation and deglaciation of mountainous regions. *Przegląd Geologiczny*, 32: 41–49.
- Klimaszewski M., 1967. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. *W: Czwartorzęd Polski (red. R. Galon, J. Dylik): 431–497*. Państwowe Wydaw. Naukowe, Warszawa.
- Klotz S., Müller U., Mosbrugger V., de Beaulieu J-L., Reille M., 1999. Eemian to early Würmian climate dynamics: history and pattern of changes in Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211: 107–126.
- Kłapyta P., Zasadni J., 2018. Research history on the Tatra Mountains glaciations. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 51/52: 43–85.
- Kłysz P., 1990. Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. *Geografia UAM*, 47: 1–236.
- Knudsen K.L., Jiang H., Kristensen P., Gibbard P.L., Haila H., 2011. Early Last Interglacial palaeoenvironments in the western Baltic: foraminiferal stable isotopes and diatom-based sea-surface salinity. *Boreas*, 40: 681–696.
- Knudsen K.L., Jiang H., Gibbard P.L., Kristensen P., Seidenkrantz M.-S., Janczyk-Kopikowa Z., Marks L., 2012. Environmental reconstructions of Eemian Stage interglacial marine records in the Lower Vistula area, southern Baltic Sea. *Boreas*, 41: 209–234.
- Kolstrup E., 1979. Herbs as July temperature indicators for parts of the Pleniglacial and Late-glacial in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 58: 377–380.
- Kolstrup E., 1995. Palaeoenvironments in the north European lowlands between 50 and 10 ka BP. *Acta Zoologica Cracoviensis*, 38: 35–44.
- Kondracki J., 1952. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 65: 513–597.
- Kondratiene O., Gudelis W., 1983. Pleistocene marine sediments in the Pribaltika area. *Przegląd Geologiczny*, 31: 497–502.
- Konieczny S., 1961. Limit of the Baltic Glaciation between Gniezno and Konin. *W: Guide Book of Excursion, VI-th Congress INQUA: 130–132*.
- Kordowski J., 2013. The role of blocks of dead ice in the deposition of late glacial sediments in a large valley: A case study from the Vistula river valley in the Grudziądz basin, north Poland. *Geographia Polonica*, 86: 341–361.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 1966. Osady preglacjalne dorzecza środkowej Wisły. *Prace Muzeum Ziemi*, 9: 223–296.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 1979. Zmienność litologiczna i pochodzenie okrucowych osadów trzeciorzędowych wybranych rejonów północnej i środkowej Polski. *Prace Muzeum Ziemi*, 30: 3–73.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 1987. Porównanie serii Ochoty z osadami preglacjalnymi (plioceńskimi) Centralnej Polski. *W: Materiały Konferencji Naukowej Pliocieńska i eoplejstocieńska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce: 247–253*.
- Kotański Z., 1956. Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 100.
- Kotrys B., Plóciennik M., Sydor P., Brooks S.J., 2020. Expanding the Swiss-Norwegian chironomid training set with Polish data. *Boreas*, 49: 89–107.
- Koutsodendris A., Pross J., Müller U.C., Brauer A., Fletcher W.J., Kühl N., Kirilova E., Verhagen F.T.M., Lücke A., Lotter A.F., 2012. A short-term climate oscillation during the Holsteinian interglacial (MIS 11c): An analogy to the 8.2 ka climatic event? *Global and Planetary Change*, 92–93: 224–235.
- Koutsodendris A., Pross J., Zahn R., 2014. Exceptional Agulhas leakage prolonged interglacial warmth during MIS 11c in Europe. *Paleoceanography*, 29: 1062–1071.
- Kowalski B.J., Jaśkowski B., 1998. Zasięg łądłolodu zlodowacenia Warty na obszarze między Grójcem a Szydłowcem w świetle datowań termoluminescencyjnych gliny zwałowej. *Przegląd Geologiczny*, 46: 355–358.
- Kozarski S., 1965. Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci-Warty. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN*, 5.
- Kozarski S., 1975. Oriented kettle holes in outwash plains. *Questiones Geographicae*, 2: 99–112.
- Kozarski S., 1986. Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim. *Czasopismo Geograficzne*, 57: 247–270.
- Kozarski S., 1988. Origin of pradolinas: a discussion of mistaken ideas. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 24: 75–92.
- Kozarski S., 1991. Paleogeografia Polski w vistulianie. *W: Geografia Polski – Środowisko przyrodnicze (red. L. Starkel): 80–105*. PWN, Warszawa.
- Kozarski S., 1993. Late Plenivistulian deglaciation and the expansion of the periglacial zone in NW Poland. *Geologie en Mijnbouw*, 72: 143–157.
- Kozarski S., 1995. The periglacial impact of the deglaciated area of northern Poland after 20 kyr BP. *Biuletyn Peryglacjalny*, 34: 73–102.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1987. Facies analysis and depositional models of Vistulian ice-marginal features in northwestern Poland. *W: International Geomorphology 1986 Part II (red. V. Gardiner): 693–710*. John Wiley and Sons Ltd, Chichester.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1985. Stratygrafia osadów plejstocenijskich w profilu Ujście nad Notecią (wiadomość wstępna). *Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk* 101, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy; 49–51.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1999. Paleogeografia Polski w vistulianie. *W: Geografia Polski. Środowisko Przyrodnicze (red. L. Starkel): 79–103*. PWN, Warszawa.
- Kozydra Z., Skompski S., 1996. Osady międzymorenowe w okolicy Mikorzyna na Wysoczyźnie Konińskiej. *Przegląd Geologiczny*, 44: 945–949.
- Kramarska R., 1998. Origin and development of the Odra bank in the light of the geologic structure and radiocarbon dating. *Geological Quarterly*, 42: 277–288.
- Kristensen P., Gibbard P., Knudsen K.L., Ehlers J., 2000. Last Interglacial stratigraphy at Ristinge Klingt, South Denmark. *Boreas*, 29: 103–116.
- Kruczkowska B., Błaszczewicz M., Jonczak J., Uzarowicz Ł., Moska P., Brauer A., Bonk A., Słowiński M., 2020. The Late Glacial pedogenesis interrupted by aeolian activity in Central Poland – records from the Lake Gościąg catchment. *Catena*, 185, 14.
- Krüger, S., Damrath, M., 2020. In search of the Bølling-Oscillation: a new high resolution pollen record from the locus classicus Lake Bølling, Denmark. *Vegetation History and Archaeobotany*, 29: 189–211.
- Krupiński K., 1984. Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts, based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 31: 37–48.
- Krupiński K.M., 1984–1985. Wyniki wstępnych badań palinologicznych osadów interglacjalnych mazowieckiego w Białej Podlaskiej. *Rocznik Międzyrzecki*, 16–17: 144–171.

- Krupiński K.M., 1988a. Sukcesja roślinności interglacjału mazowieckiego w Białej Podlaskiej. *Przegląd Geologiczny*, 36: 647–655.
- Krupiński K.M., 1988b. O występowaniu flory interstadialnej ponad sukcesją interglacialną w stanowisku Biała Podlaska. *Przegląd Geologiczny*, 36: 665–669.
- Krupiński K.M., 1995a. Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjału mazowieckiego w świetle badań osadów z Podlasia. *Acta Geographica Lodziensis*, 70: 1–201.
- Krupiński K.M., 1995b. Taxus in plant communities of the Mazovian Interglacial age in Central Europe and its climatostratigraphical consequences. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 43: 29–41.
- Krupiński K.M., 1996. Osady interglacjału mazowieckiego w Pawłowie Nowym na Podlasiu. *Przegląd Geologiczny*, 44: 168–172.
- Krupiński K.M., 1997. The succession of interglacial vegetation at Mokraný Nowe in Podlasie. *Acta Palaeobotanica*, 37: 81–93.
- Krupiński K.M., 2000. Korelacja palinostatygraficzna osadów interglacjału mazowieckiego z obszaru Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 169.
- Krupiński K., Marks L., 1985. Stanowisko interglacialne w Losach koło Lubawy na Pojezierzu Mazurskim (komunikat wstępny). *Kwartalnik Geologiczny*, 29: 767–779.
- Krupiński K.M., Marks L., 1986. Interglacial sediments at Losy, Mazury Lakeland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 34: 375–386.
- Krupiński K.M., Morawski W., 1993. Geological position and pollen analysis of Eemian Interglacial sediments of Warsaw-Wawrzyszew. *Acta Palaeobotanica*, 33: 309–346.
- Krupiński K.M., Marks L., Szykiewicz A., 1987. Three new sites of the Middle Pleistocene fossil floras from the Belchatów mine, central Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 35: 359–377.
- Krzywińska J., Paruch-Kulczycka J., Pikies R., 2007. Zespoły otwornic w morskich osadach plejstocenyjskich Dolnego Powiśla. *W: XX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów PTG*: 81–82.
- Krzyszowski D., 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. *Boreas*, 19: 333–350.
- Krzyszowski D., 1991a. Saalian sediments of the Belchatów outcrop, central Poland. *Boreas*, 20: 29–46.
- Krzyszowski D., 1991b. The middle Pleistocene polyinterglacial Czyżów Formation in the Kleszczów Graben (Central Poland): stratigraphy and palaeogeography. *Folia Quaternaria*, 61–62: 5–58.
- Krzyszowski D., 1991c. Vistulian fluvial sedimentation near Belchatów, central Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 39: 311–329.
- Krzyszowski D., 1992. Czwarторzęd rowu Kleszczowa. *Litostratygrafia i tektonika. Studia Geograficzne*, 54.
- Krzyszowski D., 1995. An outline of the Pleistocene stratigraphy of the Kleszczów graben, Central Poland. *Quaternary Science Reviews*, 14: 61–83.
- Krzyszowski D., Kuszell T., 2007. Middle and upper Weichselian pleniglacial fluvial erosion and sedimentation phases in southwestern Poland, and their relationship to Scandinavian ice sheet build-up and retreat. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77: 17–38.
- Krzyszowski D., Choma-Moryl K., Kuszell T., Malkiewicz M., Pazdur A., 1995. Wistuliańskie osady jeziorne w Jarosławie, Przedgórze Sudeckie: wstępne wyniki i perspektywy dalszych badań. *Przegląd Geologiczny*, 43: 141–146.
- Krzyszowski D., Alexandrowicz W.P., Bluszcz A., Choma-Moryl K., Czeczuga B., Hercman H., Jędrysek M., Kuszell T., Nawrocki J., Pazdur A., 1999a. Chronologia zmian warunków sedymentacji późnowistuliańskich osadów jeziornych w Jarosławie. *W: Geochronologia górnego czwarторzędu Polski w świetle datowań radiowęglowych i luminescencyjnych* (red. A. Pazdur i in.): 113–132. WIND J. Wojewoda, Wrocław.
- Krzyszowski D., Dobracka E., Dobracki R., Czerwonka J.A., Kuszell T., 1999b. Stratigraphy of Weichselian deposits in the cliff sections between Łukęcin and Niechorze, Baltic coast, northwestern Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 16: 27–45.
- Krzyszowski D., Alexandrowicz W.P., Bluszcz A., Choma-Moryl K., Goslar T., Hercman H., Jędrysek M., Nawrocki J., Pazdur M., 2001. Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments at Jarosław, southwestern Poland. *W: Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland* (red. D. Krzyszowski): 49–72. WIND J. Wojewoda, Wrocław.
- Krzywicki T., 2002. The maximum ice sheet limit of the Vistulian Glaciation in northeastern Poland and neighbouring areas. *Geological Quarterly*, 46: 165–188.
- Kuc T., Róžański K., Duliński M., 1998. Isotopic indicators of the Late-Glacial/Holocene transition recorded in the sediments of Lake Gościąż. *W: Lake Gościąż, Central Poland – A monographic study*, 1 (red. M.G. Ralska-Jasiewiczowa): 158–162. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Kucia-Lubelska M., 1966. Wiek serii witowskiej w świetle badań minerałów ciężkich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36: 303–313.
- Kühl N., Litt T., Schölzel C., Hense A., 2007. Eemian and Early Weichselian temperature and precipitation variability in northern Germany. *Quaternary Science Reviews*, 26: 3311–3317.
- Kupryjanowicz M., 2008. Vegetation and climate of the Eemian and early Vistulian Lakeland in northern Podlasie. *Acta Palaeobotanica*, 48: 3–130.
- Kupryjanowicz M., Granaszewski W., Nalepka D., Pidek I.A., Walanus A., Balwier Z., Filoc M., Kołaczek P., Majecka A., Malkiewicz M., Nita M., Noryśkiewicz M., Winter H., 2016. Instability of the environment at the end of the Eemian Interglacial as illustrated by isopollen maps of Poland. *Geological Quarterly*, 60: 225–237.
- Laj C., Channel J.E.T., 2007. Geomagnetic excursions. *Treatise on Geophysics*, 5: 373–416.
- Lamentowicz M., Kołaczek P., Mauquoy D., Kittel P., Łokas E., Słowiński M., Jassey V.E.J., Niedziółka K., Kajukalo-Drygalska K., Marcisz K., 2019. Always on the tipping point – A search for signals of past societies and related peatland ecosystem critical transitions during the last 6500 years in N Poland. *Quaternary Science Reviews*, 225, 105954.
- Lamparski Z., 1971. Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. *Biuletyn Geologiczny*, 13.
- Lamparski Z., 1972. Geneza form drumlinowych okolic Zbójna (Pojezierze Dobrzyńskie). *Acta Geologica Polonica*, 22: 139–158.
- Lampe R., Endtmann E., Janke W., Meyer H., 2011. Relative sea-level development and isostasy along the NE German Baltic Sea coast during the past 9 ka. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 59: 3–20.
- Lamsters K., Kalińska-Nartiša E., Zelčs V., Alexanderson H., 2017. New luminescence ages reveal early to Middle Weichselian deposits in central Latvia. *Geological Quarterly*, 61: 480–490.
- Lankauf K.R., Pasierbski M., 1994. Osobliwości budowy wewnętrznej kemu w Czemlewie. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXVI, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze*, 91: 3–26.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1967. Interglacystadią zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa. *Acta Geologica Polonica*, 17: 495–507.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1971. Stratygrafia i paleogeomorfologia czwarторzędu Niziny Sandomierskiej i przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego. *Studia Geologica Polonica*, 34: 1–109.
- Latałowa M., 1982. Postglacial vegetational changes in the eastern Baltic coastal zone of Poland. *Acta Palaeobotanica*, 22: 179–249.
- Latałowa M., 2003. Holocen. *W: Palinologia* (red. S. Dybova-Jachowicz, A. Sadowska): 273–307. Instytut Botaniki PAN, Kraków.
- Latałowa M., 2004. Late Glacial. *W: Isopollen history of trees and shrubs, Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps* (red. M.L. Ralska-Jasiewiczowa): 385–392. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Latałowa M., Borówka K., 2006. The Allerød/Younger Dryas transition in Wolin Island, northwest Poland, as reflected by pollen, macrofossils and chemical content of an organic layer separating two aeolian series. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15: 321–331.
- Latałowa M., Święta-Musznicka J., Słowiński M., Pędziszewska A., Noryśkiewicz A.M., Zimny M., Obremska M., Ott F., Stivriņš N., Pasanen L., Ilvonen L., Holmström L., Seppä H., 2019. Abrupt *Alnus* population decline at the end of the first millennium CE in Europe – The event ecology, possible causes and implications. *Holocene*, 29: 1335–1349.
- Lauer T., von Suchodoletz H., Vollmann H., Meszner S., Frechen M., Tinapp C., Goldmann L., Müller S., Zielhofer C., 2014. Landscape aridification in Central Germany during the late Weichselian Pleniglacial – results from the Zauschwitz loess site in western Saxony. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementary Issues*, 58: 27–50.
- Lauterbach S., Brauer A., Andersen N., Danielopol D.L., Dulski P., Hüls M., Milecka K., Namiotko T., Plessen B., von Grafenstein U., DecLakes participants, 2011. Multi-proxy evidence for early to mid-Holocene environmental and climatic changes in northeastern Poland. *Boreas*, 40: 57–72.
- Lehmkuhl L., Zens J., Krauß L., Schulte P., Kels H., 2016. Loess-paleosol sequences at the northern European loess belt in Germany: distribution, geomorphology and stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 153: 11–30.
- Lehmkuhl F., Nett J.J., Pötter S., Schulte P., Sprafke T., Jary Z., Antoine P., Wacha L., Wolf D., Zerbini A., Hošek J., Marković S.B., Obreht I., Sümegi P., Veres D., Zeeden C., Boemke B., Schaubert V., Viehweger J., Hambach U., 2021. Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation. *Earth-Science Reviews*, 215, 103496.
- Lencewicz S., 1936. Uwagi o zlodowaceniu w polskich Tatrach Wysokich. *Przegląd Geograficzny*, 16: 155–160.
- Lesemann J.E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2010. “Glacial curvilinearities”: new glacial landforms produced by longitudinal vortices in subglacial meltwater flows. *Geomorphology*, 120: 153–161.
- Lesemann J.E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2014. Genesis of the ‘glacial curvilinearities’ landscape by meltwater processes under the former Scandinavian Ice Sheet, Poland. *Sedimentary Geology*, 312: 1–18.
- Lewandowski J., 1988. Plejstocen środkowy w strefie doliny górnej Odry: Brama Morawska – Kotlina Raciborska (próba syntezy). *Przegląd Geologiczny*, 36: 465–474.
- Lewiński J., 1928. Utwory preglacialne i glacialne Piotrkowa i okolic. *Sprawozdania Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, 21: 49–66.
- Liedtke H., 1956/57. Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Toruń-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin, Mathematisch-naturkundliche wissenschaftlichen Reihe*, 6: 3–49.
- Liedtke H., 1981. Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, 204: 1–307.
- Liedtke H., 1993. Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichseleiszeit im norddeutschen Tiefland. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.*, 93: 69–94.
- Lindner L., 1971. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, 35.

## Literatura

- Lindner L., 1978. Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego w plejstocenie. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 68: 479–508.
- Lindner L., 1980. Zarys chronostratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 689–710.
- Lindner L., 1984. An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. *Acta Geologica Polonica*, 34: 27–49.
- Lindner L., 1987a. Main stratigraphic problems in the Pleistocene of Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 35: 343–358.
- Lindner L., 1987b. Podstawy morfostratygrafii czwartorzędu Niżu Polskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 163–174.
- Lindner L., 1988a. Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny*, 36: 31–39.
- Lindner L., 1988b. Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. *Acta Geologica Polonica*, 38: 63–83.
- Lindner L., 1988c. The Pleistocene glaciations and interglacials in Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 8: 37–47.
- Lindner L., 1991a. Główne jednostki podziału plejstocenu Polski. *Geografia*, 50: 519–530.
- Lindner L., 1991b. Problems of the age and extent of the Scandinavian glaciations at the margin of the Polish Carpathians, southern Poland. *Przegląd Geologiczny*, 49: 819–821.
- Lindner L., 1991c. Stratigraphy of main Pleistocene loess horizons and paleosols in mid-eastern Europe. *Acta Geologica Polonica*, 41: 85–100.
- Lindner L., 1992. Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. W: *Czwartorzęd: osady, metody badań, stratygrafia* (red. L. Lindner): 441–633. PAE, Warszawa.
- Lindner L., 1994. Stadials and interglacials of the last glaciation (Würm, Vistulian) in the Polish Tatra Mts. and Podhale. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia*, 27: 59–73.
- Lindner L., 1995. Till sequences and local moraines in the Holy Cross Mountains area in Central Poland. W: *Glacial deposits in North-East Europe* (red. J. Ehlers i in.): 329–337. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Lindner L., 1996. Pomazowieckie osady lodowcowe i wodnolodowcowe w rejonie Białej Podlaskiej i ich wiek w świetle dyskusji nad problemem zlodowacenia warty w Polsce. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 373: 87–96.
- Lindner L., 1998. Nowe spojrzenie na plejstocenijskie osady i procesy rzeźbotwórcze w strefie Garbu Gielniowskiego (NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). W: *Materiały III Seminarium „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych”*: 68–69.
- Lindner L., 2001. Problem wieku i zasięgu lodolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. *Przegląd Geologiczny*, 49: 819–821.
- Lindner L., 2005. A new look at the number, age and extent of the Middle Polish Glaciations in the southern part of central-eastern Poland. *Przegląd Geologiczny*, 53: 145–150.
- Lindner L., Brykczyńska E., 1980. Organogenic deposits at Zbójno by Przedbórz, western slopes of the Holy Cross Mts, and their veering on stratigraphy of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 30: 153–163.
- Lindner L., Fedorowicz S., 1996. Wiek TL osadów plejstocenijskich w Janowie nad Radomką i problem zasięgu lodolodów w czasie zlodowacenia środkowopolskich (odry, warty) w strefie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 44: 935–937.
- Lindner L., Grzybowski K., 1982. Middle-Polish Glaciation (Odranian, Wartanian) in southern Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 32: 191–206.
- Lindner L., Marciniak B., 1998. The occurrence of four interglacials younger than the Sanian 2 (Elsterian 2) Glaciation in the Pleistocene of Europe. *Acta Geologica Polonica*, 48: 247–263.
- Lindner L., Marks L., 1995. Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Przegląd Geologiczny*, 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. *Geological Quarterly*, 43: 1–7.
- 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., Marks L., 2012. O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Przegląd Geologiczny*, 60: 36–45.
- Lindner L., Marks L., 2013. Origin and age of Pleistocene 'mixed gravels' in the northern foreland of the Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 83: 29–36.
- Lindner L., Marks L., 2015. Early and Middle Pleistocene fluvial series in northern foreland of the Carpathians (Poland and Ukraine) and their relation to Dnistr River terraces. *Quaternary International*, 357: 22–32.
- Lindner L., Semil J., 2007. Plejstocen w dolinie Supraśli między Fastami i Wasilkowem na północ od Białegostoku. *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*, 16: 43–58.
- Lindner L., Siennicka-Chmielewska A., 1998. The Witów Series and the problem of the Tertiary/Quaternary boundary in South-Eastern Poland. *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO*, 60: 287–292.
- Lindner L., Dzierżek J., Nitychoruk J., 1990. Problem wieku i zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia (Vistulian) w Tatrach Polskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 34: 339–354.
- Lindner L., Krupiński K.M., Marciniak B., Nitychoruk J., Skompski S., 1991. Plejstocenijskie osady jeziorne w stanowisku Hrud I k. Białej Podlaskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 35: 337–362.
- Lindner L., Nitychoruk J., Butrym J., 1993. Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca. *Przegląd Geologiczny*, 41: 10–21.
- Lindner L., Bogutsky A., Gozhik P., Marciniak 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 Geologica Polonica*, 52: 459–469.
- Lindner L., Dzierżek J., Marciniak B., Nitychoruk J., 2003. Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mts.: their development, age and limits. *Geological Quarterly*, 47: 269–280.
- Lindner L., Gozhik P., Marciniak B., Marks L., Yelovicheva Y., 2004a. Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. *Geological Quarterly*, 48: 97–114.
- Lindner L., Bogucki A., Chlebowski R., Gożik P., 2004b. Nowe spojrzenie na zasięgi lodolodów skandynawskich w czasie zlodowaceń środkowopolskich (dniewprowskich) na obszarze Polski i Ukrainy. W: *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska* (red. Z. Michalczyk): 97–99. UMCS, Lublin.
- Lindner L., Bogucki A., Chlebowski R., Gożik P., 2004c. Znaczenie występowania glin lodowcowych w reperowych profilach lessowych Polski i Ukrainy. *Przegląd Geologiczny*, 52: 331–335.
- Lindner L., Bogutsky A., Gozhik P., Marks L., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2006. Correlation of Pleistocene deposits in the area between the Baltic and Black sea, central Europe. *Geological Quarterly*, 50: 195–210.
- Lindner L., Marks L., Nita, M., 2013. Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quaternary International*, 292: 113–123.
- Lisicki S., 1997. Pleistocene of Mrągowo Lakeland. *Geological Quarterly*, 41: 327–346.
- Lisicki S., 1998. Paleogeograficzny aspekt litostratygrafii glin zwałowych na przykładzie południowo-zachodnich Mazur. *Przegląd Geologiczny*, 46: 599–602.
- Lisicki S., 2003. Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 177.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $^{18}O$  records: Pliocene-Pleistocene benthic stack. *Paleoceanography*, 20, PA1003.
- Lisicki S., Winter H., 2004. Rewizja pozycji stratygraficznej osadów dolnego i środkowego plejstocenu północno-wschodniej Polski. *Geografia UAM*, 68: 259–283.
- Litt T. (red.), 2007. *Stratigraphie von Deutschland – Quartär*. E & G Quaternary Science Journal, 56: 1–138.
- Litt T., Stebich M., 1999. Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. *Quaternary International*, 61: 5–16.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Bałaga 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: 1233–1249.
- Litt T., Schmincke H.-U., Kromer B., 2003. Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. *Quaternary Science Reviews*, 22: 7–32.
- 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.
- Livingstone S.J., Piotrowski J.A., Bateman M.D., Ely J.C., Clark C.D., 2015. Discriminating between subglacial and proglacial lake sediments: an example from the Dänischer Wohld Peninsula, northern Germany. *Quaternary Science Reviews*, 112: 86–108.
- Lotter A.F., Birks H.J.B., Eicher U., Hofmann W., Schwander J., Wick L., 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159: 349–361.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2018. Litologia, geneza i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowej części Gór Świętokrzyskich. Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach. Instytut Geografii, Kielce.
- Luoto T.P., Kotrys B., Plóciennik M., 2019. East European chironomid-based calibration model for past summer temperature reconstructions. *Climate Research*, 77: 63–76.
- Lüthgens C., Böse M., 2012. From morphostratigraphy to geochronology – on the dating of ice marginal positions, *Quaternary Science Reviews*, 44: 26–36.
- Lüttig G., 1958. Eiszeit – Stadium – Phase – Staffel, eine nomenklatorische Betrachtung. *Geologisches Jahrbuch*, 76: 235–260.
- Łabuz, T.A., 2015. Environmental Impacts – Coastal Erosion and Coastline Changes. W: *The BACC II Author Team, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Regional Climate Studies*, 381–396.
- Łanczont M., 1997a. Problem of the so-called mixed gravels in the marginal zone of the Przemyśl Carpathians and in adjacent areas. *Rocznik Przemyski*, 33, Nauki Przyrodnicze, 4: 41–56.
- Łanczont M., 1997b. Profile of the Quaternary deposits at Siedliska (foreland of the Przemyśl Carpathians, south-eastern Poland) and its paleogeographic aspect. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 31: 5–29.
- Łanczont M., Butrym J., Pękala K., 1988. Stratigraphic and palaeogeographic significance of Quaternary deposits from the Optyń Hill near Przemyśl, East Carpathians. *Quaternary Studies in Poland*, 8: 79–84.
- Łanczont M., Pidek I.A., Bogucki A., Wieliczkievicz F., Wojtanowicz J., 2003. Kluczowy profil interglacjalny mazowieckiego w Krukienicach na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (Ukraina). *Przegląd Geologiczny*, 51: 597–608.

- Lanczont M., Bogucki A., Hołub B., Jacyszyn A., Kusiak J., 2011. Żwiry mieszane na przedgórzu Karpat Przemyskich i Dobromińskich – rozmieszczenie, zestawienie poglądów o ich pochodzeniu. *W: Zbiornik naukowykh prats do XVII ukraińsko-polskiego seminaru*: 139–153.
- Lanczont M., Bogucki A., Yatsyshyn A., Terpiłowski S., Mroczek P., Orłowska A., Hołub B., Zieliński P., Komar M., Woronko B., Kulesza P., Dmytruk R., Tomeniuk O., 2019. Stratigraphy and chronology of the periphery of the Scandinavian ice sheet at the foot of the Ukrainian Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 530: 59–77.
- Łyczewska J., 1948. Sprawozdanie z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe (1:100 000). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 42: 46–75.
- Łoziński W., 1907. Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 52: 375–398.
- Łoziński W., 1909. Glacjalne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej PAU*, 43: 3–54.
- Madeyska T., 1995. Roślinność Polski u schyłku części ostatniego zlodowacenia. *Przegląd Geologiczny*, 43: 595–599.
- Madeyska T., 1998. Zróżnicowanie roślinności Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia. *Studia Geologica Polonica*, 113: 137–180.
- Majdanowski S., 1947. Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim. *Przegląd Geograficzny*, 21: 37–69.
- Majecka A., Wachecka-Kotkowska L., Krzyszowski D., Malkiewicz M., Mirosław-Grabowska J., Niska M., Rzodkiewicz M., Mysłow E., Tomaszczyńska K., Wieczorek D., Raczek J., 2022. Environmental changes during the MIS 6a–MIS 5e transition: the Parchliny 2016 profile, central Poland. *Geological Quarterly*, 66, 31.
- Makohonienko M., 2004. Palinologiczne podstawy rekonstrukcji środowiska przyrodniczego a zagadnienia nomadyzmu i pastoralizmu w strefie euro-azjatyckiej. *W: Nomadyzm a pastoralizm w międzyrzeczu Wisły i Dniepru (neolit, eneolit, epoka brązu) (= Archaeologia Bimaris 3) (red. A. Koško, M. Szymt): 235–249. Wydaw. Poznańskie, Poznań.*
- Makos M., 2015. Deglaciation of the High Tatra Mountains. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41: 317–336.
- Makos M., Nitychoruk J., 2011. Last Glacial Maximum climatic conditions in the Polish part of the High Tatra Mountains (Western Carpathians) *Geological Quarterly*, 55: 253–268.
- Makos M., Nowacki Ł., 2009. Rekonstrukcja geometrii powierzchni lodowców z maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) w polskich Tatrach Wysokich (zlewnie Roztoki i Rybiego Potoku). *Przegląd Geologiczny*, 57: 72–79.
- Makos M., Nitychoruk J., Zreda M., 2013a. Deglaciation chronology and paleoclimate of the Pięciu Stawów Polskich/Roztoki Valley, High Tatra Mountains, Western Carpathians since the Last Glacial Maximum, inferred from <sup>36</sup>Cl exposure dating and glacier-climate modeling. *Quaternary International*, 293: 63–78.
- Makos M., Nitychoruk J., Zreda M., 2013b. The Younger Dryas climatic conditions in the Za Mnichem Valley (Polish High Tatra Mountains) based on exposure-age dating and glacier-climate modeling. *Boreas*, 42: 745–761.
- Makos M., Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda M., 2014. Timing of glacier advances and climate in the High Tatra Mountains (Western Carpathians) during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 82: 1–13.
- Makos M., Rinterknecht V., Braucher R., Żarnowski M., Aster Team, 2016. Glacial chronology and palaeoclimate in the Bystra catchment, Western Tatra Mountains (Poland) during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 134: 74–91.
- Makos M., Rinterknecht V., Braucher R., Tołoczko-Pasek A., Aster Team, 2018. Last Glacial Maximum and Lateglacial in the Polish High Tatra Mountains – revised deglaciation chronology based on the <sup>10</sup>Be exposure age dating. *Quaternary Science Reviews*, 187: 130–156.
- Makowska A., 1969. Molluscs from the Pleistocene deposits of Podgłębokie in the Lublin region. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 220: 73–79.
- Makowska A., 1976a. Staroplejstocenyjskie osady organiczne w Ceteniu i ich związek z serią preglacjalną południowego Mazowsza. *Kwartalnik Geologiczny*, 20: 597–622.
- Makowska A., 1976b. Stratigraphy of tills exposed along the valley of the Lower Vistula area. *Geografia UAM*, 12: 239–242.
- Makowska A., 1977. Poziom interglacjalny wśród osadów zlodowacenia środkowopolskiego w Dolinie Dolnej Wisły. *Kwartalnik Geologiczny*, 21: 769–787.
- Makowska A., 1979a. Interglacjal eemski w Dolinie Dolnej Wisły. *Studia Geologica Polonica*, 63: 1–90.
- Makowska A., 1979b. Stratigraphy of Vistula Glaciation deposits in the Lower Vistula valley of the background of marine and continental key series of Eemian Interglacial (Starogród, Grudziądz, Gniew). *W: Symposium on Vistulian Stratigraphy. Guide-Book of Excursion*: 1–22.
- Makowska A., 1980. Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in the Lower Vistula region. *Quaternary Studies in Poland*, 2: 37–55.
- Makowska A., 1986a. Morza plejstocenyjskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia. *Prace Instytutu Geologicznego*, 120.
- Makowska A., 1986b. Nowy plejstocenyjski poziom morski oraz ślady morza holztyńskiego na dolnym Powiślu. *Kwartalnik Geologiczny*, 30: 609–628.
- Makowska A., 2001. Paleogeografia rejonu Prabuty–Susz (dolne Powiśle) przed, w czasie i po transgresji morza tychnowskiego oraz zawartość malakologiczna osadów. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 398: 25–67.
- Makowska A., 2004a. Najpełniejszy w Polsce kompleks młodoplejstocenyjski (eem i vistulian) na dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim. *Przegląd Geologiczny*, 52: 887–894.
- Makowska A., 2004b. Nowe badania vistuliańskiej części profilu osadów młodoplejstocenyjskich na dolnym Powiślu i wynikające z nich wnioski dyskusyjne. *Przegląd Geologiczny*, 52: 953–962.
- Makowska A., 2009. Międzymorenowa formacja dolnopowiańska na tle budowy osadów plejstocenyjskich Pomorza nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 437: 59–124.
- Makowska A., 2015. Budowa geologiczna i stratygrafia formacji preglacjalnej południowego Mazowsza nad dolną Pilicą. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 202: 7–52.
- Mamakowa K., 1989. Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobotanica*, 29: 11–176.
- Mamakowa K., 1998. Wyniki badań paleobotanicznych z profilu z Przasnysza. *W: Materiały V Konferencji Stratygrafia plejstocenu Polski*: 71–73.
- Mangerud J., 2021. The discovery of the Younger Dryas, and comments on the current meaning and usage of the term. *Boreas*, 50: 1–5.
- Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3: 109–126.
- Manikowska B., 1982. Gleby kopalne w wydmach Polski Środkowej, *Roczniki Gleboznawcze*, 33: 809–823.
- Marciniak B., 1982. Late Glacial and Holocene new diatoms from glacial lake Przedni Staw in the Pięć Stawów Polskich Valley, Polish Tatra Mts. *Acta Geologica, Academiae Scientiarum Hungaricae*, 25: 161–171.
- Marciniak B., Cieśla A., 1983. Badania diatomologiczne i geochemiczne późnoglacjalnych i holocenyjskich osadów z Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry). *Kwartalnik Geologiczny*, 27: 123–150.
- Marcisz K., Tinner W., Colombardi D., Kolaczek P., Stowiński M., Fiaikiewicz-Kozielec B., Lokas E., Lamentowicz M., 2015. Long-term hydrological dynamics and fire history over the last 2000 years in CE Europe reconstructed from a high-resolution peat archive. *Quaternary Science Reviews*, 112: 138–152.
- Marković S.B., Stevens T., Kukla G.J., Hambach U., Fitzsimmons K.E., Gibbard P., Bugge B., Zech M., Guo Z., Hao Q., Wu H., O'Hara-Dhand K., Smalley I.J., Ujvari G., Sumegi P., Timar-Gabor A., Veres D., Sirocko F., Vasiljević D.A., Jary Z., Svensson A., Jović V., Lehmkuhl F., Kovacs J., Svircev Z., 2015. Danube loess stratigraphy – Towards a pan-European loess stratigraphic model. *Earth-Science Reviews*, 148: 228–258.
- Marks L., 1984. Zasięg lądolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdowa (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). *Biuletyn Geologiczny*, 28: 133–176.
- Marks L., 1988. Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). *Kwartalnik AGH, Geologia*, 14: 1–76.
- Marks L., 1990. Zarys budowy geologicznej i ewolucji północno-zachodniej części sandru kurpiowskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 34: 489–502.
- Marks L., 1994a. Dead-ice features of the maximum extent of the last glaciation in northeastern Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement*, 95, 77–83.
- Marks L., 1994b. Pozycja stratygraficzna środkowoplejstocenyjskich osadów zastoiskowych w rejonie doliny dolnej Wisły. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze*, 92: 225–232.
- Marks L., 1995a. Correlation of the Middle Pleistocene ice-dam lacustrine sediments in the Lower Vistula and the Lower Elbe regions. *Acta Geologica Polonica* 45: 143–152.
- Marks L., 1995b. Poziom przewodni środkowoplejstocenyjskich osadów zastoiskowych w rejonach dolin dolnej Wisły i dolnej Łaby. *W: Geologia i geomorfologia południowego Bałtyku*, 2: 127–138.
- Marks L., 2001. Typologia osadów czwartorzędowych. *Geografia UAM*, 64: 261–267.
- Marks L., 2002. Last Glacial Maximum in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 21: 103–110.
- Marks L., 2004a. Middle and Late Pleistocene fluvial systems in central Poland. *Proceedings of the Geologists' Association*, 115: 1–8.
- Marks L., 2004b. Pleistocene glacial limits in Poland. *Developments in Quaternary Science*, 2: 295–300.
- Marks L., 2004c. Zasięg lądolodu zlodowacenia warty w Polsce. *W: Zlodowacenie warty w Polsce*: 27–35.
- Marks L., 2005a. Pleistocene river systems in the southern peribaltic area as indication of interglacial sea level changes in the Baltic Basin. *Quaternary International*, 130: 43–48.
- Marks L., 2005b. Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Przegląd Geologiczny*, 53: 988–993.
- Marks L., 2010. Pozycja chronostratygraficzna granicy neogen/czwartorzęd. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 438: 93–98.
- Marks L., 2011. Quaternary Glaciations in Poland. *Developments in Quaternary Science*, 15: 299–303.
- Marks L., 2012. Timing of the late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 44: 81–88.
- Marks L., 2015. Last deglaciation of northern continental Europe. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41: 279–293.
- Marks L., 2017. Geological record of the late Middle Pleistocene climate change in Poland. *Bayreuther Forum Ökologie*, 120: 56–58.
- Marks L., 2023a. Pleistocene glaciations in southern Poland – a revision. *Geological Quarterly*, 67, 25.

## Literatura

- Marks L., 2023b. Quaternary stratigraphy of Poland – current status. *Acta Geologica Polonica*, 73: 307–340.
- Marks L., 2023c. Zasady klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski i jej główne kategorie. *Przegląd Geologiczny*, 71: 485–502.
- Marks L., 2025. Małą czy wielką literą, czyli jak zapisywać nazwy jednostek stratygraficznych czwartorzędu. *Przegląd Geologiczny*, 73: 674–679.
- Marks L., Jary J., 2024. The Quaternary of Poland and its stratigraphic classification. *Geographia Polonica*, 97: 217–229.
- Marks L., Karabanov A.K. (red.), 2017. Mapa geologiczna południowej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi, rejon Białej Podlaskiej i Brestu 1:250 000 z tekstem objaśniającym. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- 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. *Quaternary International*, 149: 87–93.
- Marks L., Pochocka K., 1999. River valleys of the Eemian Interglacial in central Poland. *Geological Quarterly*, 43: 163–168.
- Marks L., Lindner L., Nitychoruk J., 1995a. New approach to a stratigraphic position of the Warta Stage in Poland. *Acta Geographica Lodziensia*, 68: 135–147.
- Marks L., Piotrowski J.A., Stephan H.-J., Fedorowicz S., Butrym J., 1995b. Thermoluminescence indications of the Middle Weichselian (Vistulian) Glaciation in northwest Germany. *Meyniana*, 47: 69–82.
- Marks L., Ber A., Gogolek W., Piotrowska K. (red.), 2006. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Marks L., Ber A., Lindner L. (red.), 2014a. Zasady polskiej klasyfikacji i terminologii stratygraficznej czwartorzędu. Polska Akademia Nauk, Komitet Badań Czwartorzędu, Warszawa.
- Marks L., Gałązka D., Krzywińska J., Nita M., Stachowicz-Rybka R., Witkowski A., Woronko B., Dobos S., 2014b. Sea transgressions during Eemian in northern Poland; a high resolution proxy record from the type section at Cierpięta. *Quaternary International*, 328/329: 45–59.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016a. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 66: 403–427.
- Marks L., Gałązka D., Woronko B., 2016b. Climate, environment and stratigraphy of the Pleistocene last glacial stage in Poland. *Quaternary International*, 420: 259–271.
- Marks L., Karabanov A., Nitychoruk J., Bahdasarau M., Hradunova A., Hrachanik M., Krzywicki T., Majecka A., Mamchik S., Pochocka-Szwarc K., Rychel J., Woronko B., Zbucki Ł., Rylova T., Nowacki Ł., Pielach M., 2016c. Zasięg lodolodu przedostatniego zlodowacenia skandynawskiego w strefie pogranicza polsko-białoruskiego. W: XXIII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski Plejstocen południowej części pogranicza polsko-białoruskiego: 16–18.
- Marks L., Karabanov A., Nitychoruk J., Bahdasarau M., Krzywicki T., Majecka A., Pochocka-Szwarc K., Rychel J., Woronko B., Zbucki Ł., Hradunova A., Hrachanik M., Mamchik S., Rylova T., Nowacki Ł., Pielach M., 2018. Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quaternary International*, 478: 59–74.
- Marks L., Bińka K., Woronko B., Majecka A., Teodorski A., 2019a. Revision of the late Middle Pleistocene stratigraphy and palaeoclimate in Poland. *Quaternary International*, 534: 5–17.
- Marks L., Makos M., Szymanek M., Woronko B., Dzierżek J., Majecka A., 2019b. Late Pleistocene climate of Poland in the mid-European context. *Quaternary International*, 504: 24–39.
- Marks L., Woronko B., Majecka A., Rylova T., Orłowska A., Hrachanik M., Rychel R., Zbucki Ł., Bahdasarau M., Hradunova A., Nitychoruk L., Nowacki Ł., Pochocka-Szwarc K., 2020. Middle Pleistocene deposits at Rechitsa, western Belarus, and their input to MIS 12–6 stratigraphy in central Europe. *Quaternary International*, 553: 34–52.
- Marks L., Bitinas A., Błaszkiwicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2022a. Glacial landscapes of Northern Central Europe. W: *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations* (red. D. Palacios i in.): 45–51. Elsevier.
- Marks L., Bitinas A., Błaszkiwicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2022b. Northern Central Europe: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum. W: *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations* (red. D. Palacios i in.): 223–228. Elsevier, Amsterdam.
- Marks L., Bitinas A., Błaszkiwicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2022c. Northern Central Europe: glacial landforms from the Last Glacial Maximum. W: *European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations* (red. D. Palacios i in.): 381–388. Elsevier.
- Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022d. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. A – Mapa powierzchni terenu. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Marks L., Bitinas A., Błaszkiwicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2023a. Northern Central Europe: glacial landforms during deglaciation (18.9–14.9 ka). W: *European Glacial Landscapes II: Last Deglaciation* (red. D. Palacios i in.). Elsevier.
- Marks L., Bitinas A., Błaszkiwicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2023b. Northern Central Europe: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial. W: *European Glacial Landscapes II: Last Deglaciation* (red. D. Palacios i in.). Elsevier.
- Marks L., Bitinas A., Błaszkiwicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2023c. Northern Central Europe: glacial landforms from the Younger Dryas. W: *European Glacial Landscapes II: Last Deglaciation* (red. D. Palacios i in.). Elsevier.
- Marks L., Bitinas A., Błaszkiwicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2024. Glacial landscape evolution during the Holocene in northern Central Europe. W: *European Glacial Landscapes III: The Holocene* (red. D. Palacios i in.). Elsevier.
- Marks L., Pochocka-Szwarc K., Żarski M., Hrynowiecka A., Orłowska A., 2024. Późnoplejstocenijskie osady niwalne w zachodniej części Polesia (pogranicza polsko-białorusko-ukraińskie). *Przegląd Geologiczny*, 72: 490–500.
- Martrat B., Grimalt J.O., Shackleton N.J., de Abreu L., Hutterli M.A., Stocker T.F., 2007. Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin. *Science*, 317: 502–507.
- Maruszczak H., 1985. Problems of stratigraphy loesses in Poland. W: *Problems of the stratigraphy and palaeogeography of loesses*, Guidebook of the International Symposium: 63–80.
- Maruszczak H., 1986. Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, B 41 (2): 15–54.
- Maruszczak H., 1991. Stratigraphic differentiation of Polish loesses. W: *Podstawowe profile lessów w Polsce* (red. H. Maruszczak): 13–35. UMCS, Lublin.
- Maruszczak H., 2001. Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlęsowych w Polsce. W: *Podstawowe profile lessów w Polsce*, II (red. H. Maruszczak): 17–20. UMCS, Lublin.
- Maruszczak H., Goździk J., 2001. Znaczenie palaeogeograficzne osadów fluwioperylglacialnych poprzedzających nasunięcie lodolodu odrzańskiego w dolinie Wisły środkowej. W: *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*: 65–81.
- Maslin M.A., Ridgwell A.J., 2005. Mid-Pleistocene revolution and the 'eccentricity myth'. *Geological Society Special Publications*, 247: 19–34.
- Matoshko, A.V., Gozhik, P.F., Danukalova, G., 2004. Key Late Cenozoic fluvial archives of eastern Europe: the Dniester, Dnieper, Don and Volga. *Proceedings of the Geologists' Association*, 115: 141–173.
- Menke B., 1968. Das Spätglazial von Glüsing. Ein Beitrag zur Kenntnis der spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 73–84.
- Michczyńska D., Starkel L., Nalepka D., Pazdur A., 2013. Hydrological changes after the last ice retreat in northern Poland using radiocarbon dating. *Radiocarbon*, 55: 1712–1723.
- Młynarski M., 1977. New notes on the amphibian and reptilian fauna of the Polish Pliocene and Pleistocene. *Acta Zoologica Cracoviensia*, 22: 13–36.
- Mojski J.E., (red.), 1984. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3b, kenozoik, czwartorzęd. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1985a. Geology of Poland I, Stratigraphy 3b, Cainozoic, Quaternary. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1985b. Z aktualnych zagadnień geologii czwartorzędu Związku Radzieckiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 353: 99–126.
- Mojski J.E., 1995. Pleistocene glacial events in Poland. W: *Glacial deposits in North-East Europe* (red. J. Ehlers i in.): 287–292. Balkema, Rotterdam.
- Mojski J., 1999. Drobne jednostki stratygraficzne piętra Wisły w obszarze perybałtyckim. *Przegląd Geologiczny*, 47: 47–254.
- Mojski J.E., 2005. Ziemia polskie w czwartorzędzie, zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., Rühle E. (red.), 1965. Atlas geologiczny Polski, zagadnienia stratygraficzno-facjalne, 12, Czwartorzęd. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Molodkov A., Bolikhovskaya N., 2010. Climato-chronostratigraphic framework of Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia, based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 59: 49–62.
- Morawski W., 1999. Maximum limit of the Vistulian Glaciation in the vicinity of Nidzica, southwestern Mazury Lakeland. *Geological Quarterly*, 43: 61–68.
- Moskvitin A.I., 1959. Sovremennyye predstavleniya o stratigraficheskom delenii i dlitelnosti pleistotsena. *Byulletin Komissii po izucheniyu chertvertichnogo perioda*, 23: 3–16.
- Mroczkowska A., Kittel P., Marcisz K., Dolbunova E., Gauthier E., Lamentowicz M., Mazurkevich A., Obremaska M., Pióciennik M., Kramkowski M., Łuców D., Kublitskiy Y., Słowiński M., 2021. Small peatland with a big story: 600-year paleoecological and historical data from a kettle-hole peatland in Western Russia. *The Holocene*, 31: 1761–1776.
- Muchowski J., 1992. Obecność osadów zlodowacenia odry w południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Studia Geologica Polonica*, 99: 105–119.
- Müller D., Tjallingii R., Pióciennik M., Luoto T.P., Kotrys B., Plessen B., Ramisch A., Schwab M.J., Błaszkiwicz M., Słowiński M., Brauer A., 2021. New insights into lake responses to rapid climate change: the Younger Dryas in Lake Gościąg, central Poland. *Boreas*, 50: 535–555.
- Müller H., 1974. Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichten-zählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. *Geologisches Jahrbuch*, A 21: 149–169.
- Murawski T., 1961. Esker and kames near Wielowiczek (E of Więcbork). W: *Guide-book of Excursion from the Baltic to the Tatras*, I, North Poland, Vth INQUA Congress: 98–99.
- Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), 1995. Badania osadów czwartorzędowych, wybrane metody i interpretacja wyników. *Wydział Geologii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego*, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 2004. The degree of aeolization of Quaternary deposits in Poland as a tool for stratigraphic interpretation. *Sedimentary Geology*, 168: 149–163.
- Nadachowski A., 1985. Biharian voles (Arvicolidae, Rodentia, Mammalia) from Kozi Grzbiet (Central Poland). *Acta Zoologica Cracoviensia*, 29 (2): 13–28.

- Nadachowski A., 1989. Origin and history of the present rodent fauna of Poland based on fossil evidence. *Acta Theriologica*, 34: 37–53.
- Nadachowski A., 1990. Review of fossil Rodentia from Poland (Mammalia). *Senckenbergiana Biologica*, 70: 229–250.
- Nadachowski A., 1998. Faunal succession of small mammal assemblages at the Pliocene-Pleistocene boundary in Poland. *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO*, 60: 281–286.
- Nadachowski A., 2016. Fauna and humans in the changing climate and environment of the Pleistocene and Early Holocene. *W: The Past Societies. Polish lands from the first evidence of human presence to the Early Middle Ages 1: 500,000–5,500 BC* (red. P. Urbańczyk): 31–43. Institute of Archaeology and Ethnology, Polish Academy of Sciences, Warszawa.
- Nadachowski A., Krajcarz M., Krajcarz M.T., Madeyska T., Ridush B., Valde-Nowak P., Wojtal P., Zarzecka-Szubińska K., 2015. Fauna kręgowców z wybranych stanowisk strefy pery- i metakarpackiej w młodszym plejstocenie. *W: Paleolityczna ekumena strefy pery- i metakarpackiej* (red. M. Łanczont, T. Madeyska): 597–642. UMCS, Lublin.
- Nalepka D., 2005. Late Glacial and Holocene palaeoecological conditions and changes of vegetation cover under early farming activity in the south Kujawy region (Central Poland). *Acta Palaeobotanica, Supplement 6*: 1–93.
- Nawrocki J., 1994. Wyniki badań paleomagnetycznych utworów plejstocenu(?) z otworu Sacin (arkusz Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000). *CAG, Warszawa* [nr inw. 3036/2012].
- Nawrocki J., 2009. Wyniki badań paleomagnetycznych osadów jeziornych z profilu Czarnucha (Równina Augustowska, Północno-wschodnia Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 345: 69–74.
- Nawrocki J., Siennicka-Chmielewska A.E., 1996. Loess magnetism in the Odonów section (S Poland). *Geological Quarterly*, 40: 231–244.
- Nawrocki J., Wójcik A., 1990. On age of the “Witów series” in the light of palaeomagnetic studies. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 24: 3–9.
- Nawrocki J., Wójcik A., 1995. Lithology and stratigraphy of Pleistocene loess-like deposits in the Załubińcze section (Nowy Sącz Basin, Outer Carpathians). *Geological Quarterly*, 39: 121–144.
- Niewiarowski W., 1959. Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis IV*, 1: 1–180.
- Niewiarowski W., 1968. Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Wręcy. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*, C 6.
- Niewiarowski W., 2003. Pleni- and late Vistulian glacial lakes, their sediments and landforms: a case study from the young glacial landscape of northern Poland. *Prace Geograficzne*, 189: 61–85.
- Niewiarowski W., Olszewska., Wysota W., 1995. The role of subglacial features in glacial morphogenesis of the Kujawy-Dobrzyń subphase area in the southern and eastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland. *Quaternary Studies in Poland*, 13: 65–76.
- Nita M., 1999. Mazovian Interglacial at Konieczki near Kłobuck (Silesian-Cracovian Upland). *Acta Palaeobotanica*, 39: 89–135.
- Nitychoruk J., 1994. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocznik Międzyrzeczki*, 26: 23–107.
- Nitychoruk J., Ber A., Hoefs J., Krzywicki T., Schneider J., Winter H., 2000. Klimaveränderungen im Augustovian-Interglazial in Bezug auf die Bestimmungen der stabilen O- und C-Isotopen. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 50: 86–94.
- 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. *Quaternary Science Reviews*, 24: 631–644.
- Nitychoruk J., Bińka K., Ruppert H., Schneider J., 2006. Holsteinian Interglacial = Marine Isotope Stage 11? *Quaternary Science Reviews*, 25: 2678–2681.
- Nitychoruk J., Bińka K., Sienkiewicz E., Szymanek M., Chodyka M., Makos M., Ruppert H., Tudryn A., 2018. A multiproxy record of the Younger Holsteinian Oscillation (YHO) in the Ossówka profile, eastern Poland. *Boreas*, 47: 855–868.
- Noryskiewicz B., 1995. Zmiany szaty roślinnej okolic Jeziora Biskupińskiego w późnym glacialu i holocenie pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych. *W: Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacialu i holocenie* (red. W. Niewiarowski): 147–179. O.W. Turpress, Toruń.
- Nowaczyk B., 1986. Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holocenie. *Geografia UAM*, 28: 1–245.
- Nowaczyk B., 1994. The age of lakes and the decay of dead ice blocks on the example of the Brda outwash plain in the Charzykowy Region. *Acta Universitatis Nicolae Copernici Geografia*, 27: 97–110.
- Nowak B.J., Rabek, W., 1987. Sytuacja morfologiczna i wyniki badań laboratoryjnych profili wierceń zawierających plejstocenyjskie osady morskie w Krasztudach i Bukowie. *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 739–754.
- Nowak J., 1965. Pozycja stratygraficzna osadów eemskich w Brachlewie koło Malborka. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 187: 119–123.
- Nývlt D., 1998. Kontinentální zalednění severních Čech. *Sborník České Geografické Společnosti*, 103: 445–457.
- Nývlt D., Engel Z., Tyráček J., 2011. Pleistocene glaciations of Czechia. *Developments in Quaternary Science*, 15: 37–46.
- Oberc J., Dyjor S., 1969. Uskok sudecki brzeżny. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 236: 41–112.
- Obidowicz A., 1996. A Late Glacial-Holocene history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. *Acta Palaeobotanica*, 36: 159–206.
- Ombelli G., Maggi V., Delmonte B., 2010. Quaternary stratigraphy and ice cores. *Quaternary International*, 219: 55–65.
- Palombo M.R., 2014. Deconstructing mammal dispersals and faunal dynamics in SW Europe during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 96: 50–71.
- Partsch J., 1923. *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*. F. Enke, Leipzig.
- Penck A., Brückner E., 1909–1911. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Taunitz, Leipzig.
- Petelski K., 1977. Zaburzenia glacydynamiczne w spągu środkowego poziomu glin zwałowych w odsonięciach klifu w pobliżu wsi Dębina na półwyspie zachodniopomorskim. *Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Gdańskiego, Geografia*, 6: 87–99.
- Petera J., 2002. Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geographica Lodziensia*, 83: 8–164.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D., 2017. Palaeoenvironmental Proxies for Permafrost Presence During the Younger Dryas, Central Poland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28: 726–740.
- Petersen K.S., Kronborg C., 1991. Late Pleistocene history of the inland glaciation in Denmark. *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130.000 Jahre, Paläoklimaforschung*. 1. Fisher, Stuttgart: 331–342.
- Pettersson G., 2002. Weichselian Glaciations in the Middle Noteć River Region, Northwest Poland. *LUNDQUA Thesis*, 47.
- Pidek I.A., 2000. Interpretacja palinostratygraficzna zimnej jednostki pomiędzy dwiema ciepłymi w ferdynandowskiej sukcesji ze Zdan (Polska E). *Przegląd Geologiczny*, 48: 1035–1038.
- Pidek I.A., 2003. Mesopleistocene vegetation history in the Northern Foreland of the Lublin Upland based on palaeobotanical studies of the profiles from Zdany and Brus sites. *UMCS, Lublin*.
- Pidek I.A., 2015. Palynostratigraphy and vegetation changes during the early Middle Pleistocene, based on new studies of deposits from Ferdynandów (central eastern Poland). *Acta Palaeobotanica*, 55: 53–66.
- Pidek I.A., Małek M., 2010. A bi-partite Ferdynandovian succession from Łuków, Eastern Poland: a new palynostratigraphic approach. *Geological Quarterly*, 54: 69–85.
- Pidek I.A., Poska A., 2013. Pollen-based quantitative climate reconstructions from the Middle Pleistocene sequences at Łuków and Zdany (E Poland): species and modern pollen analogues based approach. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 192: 65–78.
- Pidek I.A., Stachowicz-Rybka R., Żarski M., 2015a. Nowe dane paleobotaniczne z profilu Ferdynandów 2011 na stanowisku stratotypowym. *Annales Universitatis Mariae-Curie-Skłodowska, B 70*: 9–26.
- Pidek I.A., Stachowicz-Rybka R., Żarski M., 2015b. Nowe spojrzenie paleobotaniczne na stary profil w Ferdynandowie. *W: VII Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu*: 58–61.
- Piotrowska K., Michalik M., Rączkowski W., Iwanow A., Wójcik A., Derkacz M., Wasiluk R., 2015. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50 000, ark. Tatry Wysokie (1061). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Piotrowski J.A., Hermanowski P., Piechota A.M., 2009. Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34: 481–492.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowopyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, 43: 916–927.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997. Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geological Quarterly*, 41: 21–40.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004. Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik, paleogen i neogen* (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 71–133. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pleskot K., Apolinarska K., Kołaczek P., Suchora M., Fojutowski M., Joniak T., Kotrys B., Kramkowski M., Słowiński M., Woźniak M., Lamentowicz M., 2020. Searching for the 4.2 ka climate event at Lake Spore, Poland. *Catena*, 191, 104565.
- Plóciennik M., Self A., Birks H.J.B., Brooks S.J., 2011. Chironomidae (Insecta: Diptera) succession in Żabieniec bog and its palaeo-lake (central Poland) through the late Weichselian and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307: 150–167.
- Plóciennik M., Zawiska I., Rzedkiewicz M., Noryskiewicz A.M., Słowiński M., Müller D., Brauer A., Antczak-Orlewska O., Kramkowski M., Peyron O., Nevalainen L., Luoto T.P., Kotrys B., Seppä H., Bidaureta J.C., Rudna M., Mielczarek M., Zawisza E., Janowska E., Błaszczewicz M., 2022. Climatic and hydrological variability as a driver of the Lake Gościąg biota during the Younger Dryas. *Catena*, 212, 106049.
- Pochocka-Szwarc K., Żarski M., Pidek I.A., Hrynowiecka A., Szymanek M., 2021. Nowe stanowiska osadów interglacjalu mazowieckiego na Zakłęstości Sosnowickiej (Polesie Zachodnie) i ich znaczenie paleogeograficzne. *W: Glacjal i periglacjal Europy Środkowej* (red. R. Dobrowolski i in.): 257–263. UMCS, Lublin.
- Popescu S-M., Biltekin D., Winter H., Suc J-P., Melinte-Dobrinescu M.C., Klotz S., Rabineau M., Combourieu-Nebout N., Clauzon G., Deaconu F., 2010. Pliocene and Lower Pleistocene vegetation and climate changes at the European scale: Long pollen records and climatostratigraphy. *Quaternary International*, 219: 152–167.
- Požaryski W., 1951. Otwornice eemskie z nad Dolnej Wisły. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 20: 309–312.
- Požaryski W., 1953. Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. *Prace Instytutu Geologicznego*, 9.
- Pross J., Klotz S., 2002. Palaeotemperature calculations from the Praetiglian/Tiglian (Plio-Pleistocene) pollen record of Lieth, northern Germany:

## Literatura

- implications for the climatic evolution of NW Europe. *Global and Planetary Change*, 34: 253–267.
- Prószyńska-Bordas H., Stańska-Prószyńska W., Prószyński M., 1988. TL dating of partially bleached sediments by the regeneration method. *Quaternary Science Reviews*, 7: 265–271.
- Przybylski B., 2008. Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. *Boreas*, 37: 286–296.
- Przybylski B., Krzyszkowski D., Badura J., Urbański K., 2013. Plejstocen przedpola Sudetów Środkowych. W: XX Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski Plejstocen przedpola Sudetów Środkowych: 9–15.
- Punkari M., 1997. Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 16: 741–753.
- Pusch G.G., 1836. *Geognostische Beschreibung von Polen*. Tübingen.
- Rabek W., 1990. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sztum. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Rączkowski W., 2015. Zasięg starszych zlodowaceń. W: Atlas of the Tatra Mountains, Abiotic Nature. Sheet 4. Glaciation of the Tatra Mountains (red. K. Dąbrowska, M. Guzik). Tatrzanski Park Narodowy, Zakopane.
- Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., Toucanne S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111: 94–106.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1966. Osady denne jeziora Mikołajskiego na Pojezierzu Mazurskim w świetle badań paleobotanicznych. *Acta Palaeobotanica*, 7: 3–118.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 2006. Some comments on the palynostratigraphy of the Holocene in Poland, based on isopollen maps. *Studia Quaternaria*, 23: 29–35.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 2004a. Early Holocene. W: *Isopollen History of Trees and Shrubs, Late Glacial and Holocene History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps* (red. M.G. Ralska-Jasiewiczowa i in.): 393–397. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 2004b. Late Holocene. W: *Isopollen history of trees and shrubs, Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps* (red. M. Ralska-Jasiewiczowa i in.): 405–409. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Latalowa M., 1996. Poland. W: *Palaeoecological events during the last 15000 years. Regional synthesis of palaeoecological sites of lakes and mires in Europe* (red. B.E. Berglund i in.): 403–472. John Wiley & Sons, Chichester.
- Ralska-Jasiewiczowa M., van Geel B., Demske D., 1998. Holocene regional vegetation history recorded in the Lake Gościąg sediments. W: *Lake Gościąg, Central Poland – A monographic study*, 1 (red. M.G. Ralska-Jasiewiczowa): 202–219. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- 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., Svendsen A.M., Vallengaard P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.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.
- Reille M., de Beaulieu J.-L., 1995. Long Pleistocene pollen records from the Praclaux Crater, South-Central France. *Quaternary Research*, 44: 205–215.
- Renssen H., Seppä H., Crosta X., Goosse H., Roche D.M., 2012. Global characterization of the Holocene thermal maximum. *Quaternary Science Reviews*, 48: 7–19.
- Renssen H., Mairesse A., Goosse H., Mathiot P., Heirix O., Roche D.M., Nisancioglu K.H., Valdes P.J., 2015. Multiple causes of the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 8: 946–949.
- Rinterknecht V.R., Marks L., Piotrowski J.A., Raisbeck G.M., Yiu F., Brook E.J., Clark P.U., 2005. Cosmogenic <sup>10</sup>Be ages on the Pomeranian moraine, Poland. *Boreas*, 34: 186–191.
- Rinterknecht V., Braucher R., Böse M., Bourlés D., Mercier J.-L., 2010. Late Quaternary ice sheet extents in northeastern Germany inferred from surface. *Quaternary Science Reviews*, 44: 89–95.
- Rodriguez T., Voelker A.H.L., Grimalt J.O., Abrantes F., Naughton F., 2011. Iberian Margin sea surface temperature during MIS 15 to 9 (580–300 ka): glacial suborbital variability versus interglacial stability. *Palaeoceanography*, 26, PA1204.
- Roman M., 2010. Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geographica Lodziensia*, 96: 1–171.
- Roman M., 2017. Ice-flow directions of the last Scandinavian ice sheet in central Poland. *Quaternary International*, 501 (A): 4–20.
- Roman M., Balwier Z., 2010. Eemian and Vistulian pollen sequence at Kubłowo (Central Poland): implications for the limit of the Last Glacial Maximum. *Geological Quarterly*, 54: 55–68.
- Roman R., Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., 2014. Łódź Region and its northern vicinity under Vistulian Glaciation conditions. *Quaestiones Geographicae*, 33: 155–163.
- Romer E., 1907. Kilka spostrzeżeń wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemyślem a Dobromilem. *Kosmos*, 32: 423–440.
- Romer E., 1929. Tatrzaska epoka lodowa. *Prace Geograficzne*, 11.
- Roszkó L., 1968. Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. *Prace Geograficzne*, 74: 65–100.
- Rotnicki K., 1963. Zagadnienia zasięgów stadiałów leszczyńskiego i poznańskiego w południowo-wschodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 11: 133–183.
- Rotnicki K., 1987. Main phases of erosion and accumulation in the middle and lower Proсна valley in the last Glacial-Interglacial cycle. *Geographia Polonica*, 53: 53–65.
- Rotnicki K., 1995. An outline of geomorphology and main problems of the Upper Quaternary of the Gardno-Łeba coastal plain. *Journal of Coastal Research*, 22: 213–220.
- Rotnicki K., Borówka R.K., 1995. The last cold period in the Gardno-Łeba coastal plain. *Journal of Coastal Research*, 22: 225–229.
- Różycki S.Z., 1961. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, 2: Middle Poland. PWN, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1964a. Klimatostratigraficzne jednostki podziału plejstocenu. *Acta Geologica Polonica*, 14: 321–339.
- Różycki S.Z., 1964b. Les oscillations climatiques pendant le „Grand Interglaciaire”. W: 6th INQUA Congress Report 2: 211–225.
- Różycki S.Z., 1965. Die stratigraphische Stellung des Warthe-Stadiums in Polen. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 16: 189–201.
- Różycki S.Z., 1967. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1969. Climatostratigraphy and its application with Pleistocene of Middle Poland as example. *Geographia Polonica*, 17: 7–39.
- Różycki S.Z., 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1978. Od „Mocht” do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 48: 445–478.
- Różycki S.Z., 1980. Principles of stratigraphic subdivision of Quaternary of Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 1: 99–106.
- Różycki S.Z., Lamparski Z., 1967. Kierunki ruchu lodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej. *Acta Geologica Polonica*, 17: 369–392.
- Rühle E., 1955. Stratygrafia czwartorzędowa Polski w świetle publikacji w latach 1945–1953. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 70: 13–53.
- Rühle E., 1965a. Czwartorzęd Polski. W: *Zarys geologii Polski* (red. M. Książkiewicz i in.): 299–350. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1965b. Tablica stratygraficzna czwartorzędowa w Polsce. W: *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, 12 – Czwartorzęd* (red. J.E. Mojski, E. Rühle). Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1970. Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem. *Acta Geographica Lodziensia*, 24: 389–412.
- Rühle E., 1973. *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Ružička M., 2004. The Pleistocene glaciation of Czechia. *Developments in Quaternary Science*, 2: 27–34.
- Rychel J., Woronko B., Błaszczewicz M., Karasiewicz T., 2018. Aeolian processes records within last glacial limit areas based on the Płock Basin case (Central Poland). *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 90: 55–69.
- Rylova T., Savchenko I., 2005. Reconstruction of palaeotemperatures of Pleistocene interglacial intervals of Belarus from palynological evidences. *Polish Geological Institute Special Papers*, 16: 83–93.
- Rzechowski J., 1987. Osady plio-plejstoceny we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (dorzecze Bugu). W: *Materiały Konferencji Naukowej Plioceny i eoplejstoceny sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce*: 179–193.
- Rzechowski J., 1996a. The Ferdynandovian Interglacial and its stratigraphical position in the Middle Pleistocene of Europe. W: *The Middle Pleistocene in Europe* (red. C. Turner): 279–294. Balkema, Rotterdam.
- Rzechowski J., 1996b. Interglacja ferdynandowska w profilu stratotypowym w Ferdynandowie, południowo-wschodniej Mazowsze. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 373: 161–171.
- Sadowska A., 1987. Pliocenyjskie flory południowo-zachodniej Polski. W: *Materiały Konferencji Naukowej Pliocenyjskiej i eoplejstoceny sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce*: 43–52.
- Sadowska A., 1995. Palinostratygrafia i palinologia neogenu Przedgórze Sudetów. W: *Materiały Sesji 66 Zjazdu PTG*: 37–47.
- Saks T., Kalvans A., Zelčs V., 2012. OSL dating of Middle Weichselian age shallow basin sediments in Western Latvia, Eastern Baltic. *Quaternary Science Reviews*, 44: 60–68.
- Sarnacka Z., 1978. Plejstocen rejonu doliny Wisły między Magnuszewem i Górą Kalwarią. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 300: 5–96.
- Sarnacka Z., 1982. Stratygrafia i charakterystyka litologiczna osadów czwartorzędowych rejonu dolnej Wisły na południe od Warszawy. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 337: 143–192.
- Sarnacka Z., Krysowska-Iwaszkiewicz M., 1974. Osady eoplejstocenyjskie okolic Magnuszewa na południowym Mazowszu. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 286: 165–188.
- Satkūnas J., Grigienė A., 2012. Eemian-Weichselian palaeoenvironmental record from the Mickūnai glacial depression (Eastern Lithuania). *Geologija*, 54 (2): 35–51.
- Satkūnas J., Grigienė A., Jusienė A., Damušytė A., Mažeika J., 2009. Middle Weichselian palaeolacustrine basin in the Venta river valley and vicinity (northwest Lithuania), exemplified by the Purviai outcrop. *Quaternary International*, 207: 14–25.
- Sawicki L., 1922. Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego*, III (21A): 26–35.
- Schlaak N., 1993. Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. *Berliner Geographische Arbeiten*, 76.
- Seidenkrantz M.S., Knudsen K.L., 1994. Marine high resolution records of the Last Interglacial in Northwest Europe: a review. *Géographie physique et Quaternaire*, 48: 157–168.

- Seidenkrantz M., Knudsen K.L., Kristensen P., 2000. Marine late Saalian to Eemian environments and climatic variability in the Danish shelf area. *Geologie en Mijnbouw*, 79: 335–343.
- Siemiradzki J., 1890. O morenach czołowych bałtyckiego lodowca dyluwialnego. *Kosmos*, 15: 506–508.
- Skompski S., 1963. Ozy Kotliny Płockiej. *Przegląd Geograficzny*, 35: 363–386.
- Skompski S., 1969. Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 322: 175–258.
- Skompski S., 1989. Molluscs and ostracod fauna of selected sites of the Mazovian Interglacial in Poland. *Geological Quarterly*, 33: 495–524.
- Skompski S., 1996. Wzorcowe zespoły malakofauny w różnych ogniwach stratygraficznych czwartorzędu. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 151.
- Ślódzowska B., Gałązka D., 2015. Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacytektonicznych Wzgórz Dylewskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 251–294.
- Słowiński M., Błaszkiwicz M., Brauer A., Noryskiewicz B., Ott F., Tyszkowski S., 2015. The role of melting dead ice on landscape transformation in the early Holocene in Tuchola Pinewoods, North Poland. *Quaternary International*, 388: 64–75.
- Słowiński M., Marcisz K., Płóciennik M., Obremka M., Pawłowski D., Okupy D., Słowińska S., Borówka R.K., Kittel P., Forysiak J., Michczyńska D.J., Lamentowicz M., 2016. Drought as a stress driver of ecological changes in peatland – a palaeoecological study of peatland development between 3500 BCE and 200 BCE in central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 461: 272–291.
- Sobolewska M., 1952. Interglacja w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 66: 245–284.
- Socha P., Nalepka D., Nadachowski A., 2016. Changes in the natural environment in Polish territory in the Pleistocene and Early Holocene. *W: The Past Societies. Polish lands from the first evidence of human presence to the Early Middle Ages*, 1: 500,000–5,500 BC (red. P. Urbańczyk): 16–29. Institute of Archaeology and Ethnology, Polish Academy of Sciences, Warszawa.
- Sokołowski R.J., 2002. Główne jednostki litostratygraficzne późnego plejstocenu w kopalni Wapienno na Kujawach. *W: IX Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski” Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty*: 52–53.
- Sokołowski R.J., Bluszcz A., 2004a. Litho- and chronostratigraphy of Late Quaternary deposits in Wapienno quarry, NW Poland. *W: 8th International Conference “Methods of Absolute Chronology”*: 135–137.
- Sokołowski R.J., Bluszcz A., 2004b. Stratygrafia osadów zlodowacenia wisły w Wapiennie k. Inowrocławia w świetle datowań OSL. *W: Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski, problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej*: 104–105.
- Sokołowski R., Woronko B., 2007. Osady fluwioperyglacialnej formacji z Wapienna i ich znaczenie interpretacyjne. *Przegląd Geologiczny*, 55: 199–200.
- Sokołowski R.J., Jankowski Ł., Hrynowiecka A., Molodkov A., 2017. Evolution of fluvial system during the Pleistocene warm stage (Marine Isotope Stage 7) – a case study from the Bładzkiwo Formation, N Poland. *Quaternary International*, 501: 109–119.
- Stachowicz-Rybka R., 2011. Flora and vegetation changes on the basis of plant macroremains analysis from an early Pleistocene lake of the Augustów Plain, NE Poland. *Acta Palaeobotanica*, 51: 39–103.
- Stachurska A., Dyjor S., Sadowska A., 1967. Plioceniński profil z Ruszowa w świetle analizy botanicznej. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 353–371.
- Stachurska A., Dyjor S., Kordysz M., Sadowska A., 1973. Charakterystyka paleobotaniczna młodotrzeciorzędowych osadów z Gozdnicy na Dolnym Śląsku. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 41: 359–384.
- Stankowska A., Stankowski W., 1988. Maximum extent of the Vistulian ice sheet in the vicinity of Konin, Poland: a geomorphological, sedimentological and radiometric evidence. *Geographia Polonica*, 55: 141–150.
- Stankowski W., Bluszcz A., Nita M., 1999. Stanowiska osadów górno-czwartorzędowych Mikorzyn i Sławoszewek w świetle badań geologicznych, datowania radiowęglowego i termoluminescencyjnego oraz analiz palinologicznych. *W: Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego* (red. A. Pazdur i in.): 87–111. WIND J. Wojewoda, Wrocław.
- Starkel L., 1971. Phases of erosion and accumulation in the Quaternary evolution of valleys of the Polish Flysch Carpathians and their foreland. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 5: 183–189.
- Starkel L., 1984a. Eoplejstocen – Karpaty i kotliny podkarpackie. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3b. Kenozoik, czwartorzęd* (red. S. Sokołowski): 73–81. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Starkel L., 1984b. Ogólna charakterystyka geologiczna i podstawy stratygrafii – Karpaty i Kotliny Podkarpackie. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3b. Kenozoik, czwartorzęd* (red. S. Sokołowski): 40–49. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Starkel L., 1988. Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet. *Geographia Polonica*, 55: 151–163.
- Starkel L., 2001. Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. *Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Monografie*, 2.
- Starkel L., Goslar T., Ralska-Jasiewiczowa M., Demska D., Różański K., Łącka B., Pelisiak A., Szeroczyńska K., Wicik B., Więckowski K., 1998. Discussion of the Holocene events recorded in the Lake Gościąg sediments. *W: Lake Gościąg, Central Poland – A monographic study*, 1 (red. M. Ralska-Jasiewiczowa i in.): 239–251. *W: Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences*, Kraków.
- Starkel L., Gębica P., Superson J., 2007. Last Glacial – Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland. *Quaternary Science Reviews*, 26: 2924–2936.
- Starkel L., Michczyńska D.J., Gębica P., 2017. Reflection of climatic changes during interpliglacial in the geocoecosystems of south-eastern Poland. *Geochronometria*, 44: 202–215.
- Staszic S., 1815. *O ziemiopodstawie Karpatów i innych gór i równin Polski*. Drukarnia Rządowa, Warszawa.
- Stephan H.-J., 2014. Climato-stratigraphic subdivision of the Pleistocene in Schleswig-Holstein, Germany and adjoining areas – status and problems. *E&G Quaternary Science Journal*, 63: 3–18.
- Strahl J., 2005. Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. *Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge*, 12: 87–112.
- Strömberg B., 1992. The final stage of the Baltic Ice Lake. *Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C*, 81: 347–354.
- Stuchlik L., 1975. Charakterystyka palinologiczna osadów preglacialnych z Ponurzyca (rejon Otwocka). *Kwartalnik Geologiczny*, 19: 667–678.
- Stuchlik L., 1994. Some late Pliocene and early Pleistocene pollen profiles from Poland. *NATO-ASI Series I*, 27: 371–382.
- Stuchlik L., Wójcik A., 2001. Pollen analysis of Malopolanian Interglacial deposits at Łowisko (Kolbuszowa Upland, southern Poland). *Acta Palaeobotanica*, 41: 15–26.
- Stupnicka E., 1962. Age and origin of mixed gravels in the Cieszyn Upland (SW Poland). *Acta Geologica Polonica*, 12: 263–294.
- Stworzewicz E., 1981. Early Pleistocene land snails from Kielniki and Kozi Grzbiet (Poland). *Folia Quaternaria*, 54: 43–77.
- Suganuma Y., Okada M., Head M.J., Kameo K., Haneda Y., Hayashi H., Irizuki T., Itaki T., Izumi K., Kubota Y., Nakazato H., Nishida N., Okuda M., Satoguchi Y., Simon Q., Takeshita Y., 2021. Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene Subseries of the Quaternary System: the Chiba Section, Japan. *Episodes*, 44: 317–347.
- Szafer W., 1928. Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 5: 21–33.
- Szafer W., 1953. Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 22: 1–99.
- Szafer W., 1954. Pliocenińska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. *Prace Instytutu Geologicznego*, 11.
- Szczepankiewicz S., 1969. Sediments and forms of the far extents of Scandinavian glaciations in SW Poland. *Geographia Polonica*, 17: 149–159.
- Szewczyk J., 2017. The deep-seated lowland relict permafrost from the Suwałki region (NE Poland) – analysis of conditions of its development and preservation. *Geological Quarterly*, 61: 845–858.
- Szeroczyńska K., 1984. Analiza Cladocera w osadach niektórych jezior tatrzańskich. *Prace i Studia Geograficzne*, 5: 93–102.
- Szymanek M., 2012. Malacofauna of the Holsteinian lake deposits at Hrud II (eastern Poland) and its ecological significance. *Geological Quarterly*, 56: 117–126.
- Szymanek M., 2013. Palaeoecology of the Holsteinian lake in vicinity of Wilczyn (Eastern Poland) based on molluscan studies. *Geological Quarterly*, 57: 637–648.
- Szymanek M., 2014. Environmental changes of the Mazovian (Holsteinian/ ~MIS 11) palaeolake near Szymanowo (Eastern Poland) in the light of malacological analysis. *Acta Geologica Polonica*, 64: 249–260.
- Szyndlar Z., 1981. Early Pleistocene reptile fauna from Kozi Grzbiet in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 31: 81–101.
- Środoń A., 1960. Tabela stratygraficzna plejstocenijskich flor Polski. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 29: 299–316.
- Środoń A., 1969. Pozycja stratygraficzna flor kopalnych Lubelszczyzny zaliczanych do interglacjalnego mazowieckiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 220: 5–12.
- Świdziński H., 1935. Przyczynki do poznania zasięgu dyluwium północnego w Karpatach środkowych. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 41: 12–15.
- Tarasov P., Granoszewski W., Bezrukova E., Brewer S., Nita M., Abzaeva A., Oberhänsli H., 2005. Quantitative reconstruction of the last interglacial vegetation and climate based on the pollen record from Lake Baikal, Russia. *Climate Dynamics*, 25: 625–637.
- Terpilowski S., Zieliński T., Mroczek P., Zieliński P., Czubla P., Fedorowicz S., 2021. New evidence for the rank of the Wartanian cold period (the Pleistocene, MIS 6): a case study from E Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 91: 327–345.
- Thierens M., Pirllet H., Colin C., Latruwe K., Vanhaecke F., Lee J.R., Stuet J.-B., Titschack J., Huvenne V.A.I., Dorschel B., Wheeler A.J., Henriot J.-P., 2012. Lacerating from the British-Irish ice sheet since the earliest Pleistocene (2.6 million years ago): implications for longterm mid-latitude ice-sheet growth in the North Atlantic region. *Quaternary Science Reviews*, 44: 229–240.
- Tietze E., 1883. Beiträge zur Geologie von Galizien. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 33: 279–309.
- Tobolski K., 1998. Późnoglacialna historia zbiornika w Imiolkach. *Biblioteka Studiów Lednickich*, 4: 69–76.
- Tobolski K., 2004. Middle Holocene. *W: Isopollen history of trees and shrubs. Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps* (red. M. Ralska-Jasiewiczowa i in.): 399–403. *W: Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences*, Kraków.
- Turkowska K., 1997. Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraplacyalnych na Niżu Polskim w okresie przejściowym plejstocen-holocen. *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica*, 1: 67–87.

## Literatura

- Turner F., Tolksdorf J.F., Viehberg F., Schwab A., Kaiser K., Bittmann, F., von Bramann U., Pott R., Staesche U., Breest K., Veil S., 2013. Lateglacial/early Holocene fluvial reactions of the Jeetzel river (Elbe valley, northern Germany) to abrupt climatic and environmental changes. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 60: 91–109.
- Tylmann K., Rinterknecht V.R., Woźniak P.P., Bourlès D., Schimmelpfennig I., Guillou V., Team ASTER, 2019. The Local Last Glacial Maximum of the southern Scandinavian Ice Sheet front: Cosmogenic nuclide dating of erratics in northern Poland. *Quaternary Science Reviews*, 219: 36–46.
- Tzedakis P.C., Roucoux K.H., de Abreu L., Shackleton N.J., 2004. The duration of forest stages in Southern Europe and interglacial climate variability. *Science*, 306: 2231–2235.
- Uhlig V., 1884. Über ein Vorkommen von Silurblöcken im nordischen Diluvium Westgaliziens. *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 335–336.
- Uniejewska M., Nosek M., Włodek M., 1979. Objąszenia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Nakł. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Uścińowicz S., 1996. Deglacjacja obszaru południowego Bałtyku. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 373: 179–193.
- Uścińowicz S., 1999. Southern Baltic area during the last deglaciation. *Geological Quarterly*, 43: 137–148.
- Uścińowicz S., 2003. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. *Polish Geological Institute Special Papers*, 10.
- Uścińowicz S., Adamiec G., Bluszcz A., Jegliński W., Jurys L., Miott-Szpiganowicz G., Moska P., Pączek U., Piotrowska P., Poręba G., Przedziecki P., Uścińowicz G., 2019. Chronology of the last ice sheet decay on the southern Baltic area based on dating of glaciofluvial and ice-dammed lake deposits. *Geological Quarterly*, 63: 192–207.
- Van Loon A., Błaszkiwicz M., Degórski M., 2012. The role of permafrost in shaping the Late Glacial relief of northern Poland. *Geologie en Mijnbouw*, 91: 223–231.
- Velichkevich F.J., Rylova T.B., Sanko A.F., Fedenia V.M., 1993. Berezovskiy stratorayon pleistotsena Belarusi. *Nauka i tekhnika*, Minsk. (po rosyjsku)
- Veski S., Seppä H., Stančikaitė M., Zernitskaya V., Reitalu T., Gryguc G., Heinsalu A., Stivrins N., Amon L., Vassiljev J., Heiri O., 2015. Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data between 15–8 ka BP in the Baltic-Belarus area. *Quaternary International*, 388: 4–11.
- Wachecka-Kotkowska L., Krzyszkowski D., Klaczak K., Król E., 2014. Middle Weichselian pleniglacial sedimentation in the Krasówka river palaeovalley, Central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84: 323–340.
- Wachecka-Kotkowska L., Krzyszkowski D., Malkiewicz M., Mirosław-Grabowska J., Niska M., Krzywińska J., Mysłow E., Raczyk J., Wiczorek D., Stoiński A., Rzodkiewicz M., 2018. An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the "Parchliny 2014" section, central Poland. *Quaternary International*, 467: 5–25.
- Wacnik A., 2009. Vegetation development in the Lake Miłkowskie area, north-eastern Poland, from the Plenivistulian to the late Holocene. *Acta Palaeobotanica*, 49: 287–335.
- Walanus A., Nalepka D., 2005. Wiek rzeczywisty granic chronozon wyznaczonych w latach radiowęglowych. *Botanical Guidebooks*, 28: 313–321.
- Walczak W., 1972. Sudety i Przedgórze Sudeckie. W: *Geomorfologia Polski*, 1 (red. M. Klimaszewski): 167–231. PWN, Warszawa.
- Waker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S., Weiss H., 2018. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes*, 41, 213–223.
- Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S., Weiss H., 2019. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *Journal of Quaternary Science*, 34: 173–186.
- Walker M., Johnsen S., Rasmussen S., Popp T., Steffensen J.P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24: 3–17.
- Waller R.I., Murton J.B., Kristensen L., 2012. Glacier-permafrost interactions: processes, products and glaciological implications. *Sedimentary Geology*, 255–256: 1–28.
- Weckwerth P., Przegiętka K., Chruścińska A., Woronko B., Oczkowski H.L., 2011. Age and sedimentological features of fluvial series in the Toruń basin and the Drwęca valley (Poland). *Geochronometria*, 38: 397–412.
- Weckwerth P., Wysota W., Piotrowski J.A., Adamczyk A., Krawiec A., Dąbrowski M., 2019. Late Weichselian glacier outburst floods in NE Poland: landform evidences and palaeohydraulic significance. *Earth-Science Reviews*, 194: 216–233.
- White T.S., Bridgland D.R., Westaway R., Straw A., 2017. Evidence for late middle Pleistocene glaciation of the British margin of the southern North Sea. *Journal of Quaternary Science*, 32: 261–275.
- Wicik B., 1979. Postglacialna akumulacja osadów w jeziorach Tatr Wysokich. *Przegląd Geologiczny*, 27: 403–404.
- Wicik B., 1984. Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji. *Prace i Studia Geograficzne*, 5: 55–69.
- Więckowski K., 1966. Osady denne Jeziora Mikołajskiego. *Prace Geograficzne*, 57.
- Wiczorek D., 1999. Sytuacja geologiczna osadów organicznych w profilu Bukowina (otw. Bukowina 4) na arkuszu Laszki (985) SMGP 1:50 000 (wschodnia część Kotliny Sandomierskiej). W: VI Konferencja 'Stratygrafia plejstocenu Polski: 70–77.
- Winn K., Glos R., Averdick F.R., Erlenkeuser H., 2000. On the age of the marine Eem in northwestern Germany. *Geologos*, 5: 41–56.
- Winter H., 1991. Results of pollen analysis of the Poznań 1 profile. *Kwartalnik Geologiczny*, 35: 133–140.
- Winter H., 1992. Ferdynandowska sukcesja pyłkowa z profilu Popioły – Kotlina Toruńska. *Kwartalnik Geologiczny*, 36: 387–392.
- Winter H., 2001. Nowe stanowisko interglacjału augustowskiego w północno-wschodniej Polsce. *Geografia UAM*, 64: 439–450.
- Winter H., 2006. Uwagi o plejstocenijskich glaciacjach i interglaciacjach. *Przegląd Geologiczny*, 54: 142–144.
- Winter H., 2008. Zapis palinologiczny zmian roślinności i klimatu interglacjału augustowskiego w profilu Żarnowo (Równina Augustowska, północno-wschodnia Polska). *Przegląd Geologiczny*, 56: 1011–1118.
- Winter H., 2009. Sukcesja pyłkowa z profilu Czarnucha (Równina Augustowska) i jej znaczenie dla stratygrafii dolnego plejstocenu północno-wschodniej Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 435: 109–119.
- Winter H., 2011. Wyniki badań paleobotanicznych profilu Domuraty. W: Mapa geologiczna północnej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi 1:250 000, tekst objaśniający (red. L. Marks, A. Karabanów): 44–54. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Winter H., 2015. Dynamika zmian klimatycznych w pliocenie i plejstocenie dolnym oraz granica neogen/czwartorzęd w osadach z południowego Mazowsza (środkowa Polska) na podstawie danych palinologicznych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 202: 53–106.
- Winter H., 2017. Palinokompleks południowopolski jako długotrwały zapis różnoskalowych zmian klimatycznych we wczesno-środkowoplejstocenijskim przejściu (MIS 22–13). *Acta Geographica Lodziana*, 106: 139–154.
- Winter H., Lisicki S., 2005. Sukcesja pyłkowa z Domurat (Wzgórze Sokólskie) i jej znaczenie dla plejstocenu Polski północno-wschodniej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 416: 115–131.
- Winter H., Urbański K., 2007. Nowe stanowisko interglacjału mazowieckiego w Gajcu – Pojezierze Łagowskie (zachodnia Polska). *Przegląd Geologiczny*, 55: 330–335.
- Winter H., Khursevich G., Fedenia S., 2008. Pollen and diatom stratigraphy of the lacustrine-fluvial-swamp deposits from the profile Domuraty. *Geological Quarterly*, 52: 269–280.
- Wiśniewski A., Badura J., Salamon T., Lewandowski J., 2014. The alleged Early Palaeolithic artefacts are in reality geofacts: a revision of the site of Kończyce Wielkie 4 in the Moravian Gate, South Poland. *Journal of Archaeological Science*, 52: 189–203.
- Wiśniewski E., 1971. Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy. *Prace Geograficzne*, 83.
- Wojtanowicz J., 2004. Złodowacenie warty w Polsce: pozycja i podział stratygraficzny. W: *Złodowacenie warty w Polsce* (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 13–25. UMCS, Lublin.
- Woldstedt P., 1927. Die Gliederung des Jüngerer Diluvium in Norddeutschland und seine Parallelisierung mit anderen Glazialgebieten. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 79: 51–52.
- Woldstedt P., 1928. Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. *Jahresberichte der niedersächsischen geologischen Vereinung*, 21: 10–17.
- Woldstedt P., 1929. Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Enke, Stuttgart.
- Wolff E.W., 2007. When is the „present“? *Quaternary Science Reviews*, 26: 3023–3024.
- Woronko B., 2012. Zapis procesów eolicznych w piaszczystych osadach plejstocenu na wybranych obszarach Polski środkowej i północno-wschodniej. *Wydział Geografii i Studiów Regionalnych*, Warszawa.
- Woronko B., Bujak Ł., 2010. Mikrorzeźba powierzchni ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej osadów preglacialnych serii kozienickiej jako wskaźnik warunków transportu i depozycji w południowej części Niziny Mazowieckiej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 438: 137–154.
- Woronko B., Bujak Ł., 2018. Quaternary aeolian activity of Eastern Europe (a Poland case study). *Quaternary International*, 478: 75–96.
- Woźniak P.P., Sokółowski R.J., Czubla P., Fedorowicz S., 2018. Stratigraphic position of tills in the Orłowo Cliff section (northern Poland): a new approach. *Studia Quaternaria*, 35, 25–40.
- Wójcik A., Rączkowski W., 2015. Złodowacenie Tatr Polskich w świetle Szczegółowej mapy geologicznej Tatr w skali 1:10 000. W: *Nauka Tatram*, 1: 185–190.
- Wójcik A., Nawrocki J., Nita M., 2004. Plejstocen w profilu Kończyce (Kotlina Oświęcimska) – analiza genezy i wieku na tle schematów podziału stratygraficznego czwartorzędu. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 409: 5–50.
- Wysoczański-Minkowicz T., 1969. An attempt at relative age determination of fossil bones by fluorine-chlorine-apatite method. *Studia Geologica Polonica*, 28: 1–76.
- Wysota W., 1994. Morphology, internal composition and origin of drumlins in the southeastern part of the Chelmno-Dobrzyń Lakeland, North Poland. *Sedimentary Geology*, 91: 345–364.
- Wysota W., 1999. Ice sheet maximum limit of the Vistulian Glaciation in the mid-eastern Chelmno-Dobrzyń Lakeland, northern Poland. *Geological Quarterly*, 43: 189–202.

- Wysota W., 2002. Stratygrafia i środowiska sedimentacji zlodowacenia wistyl w południowej części dolnego Powiśla. Wydaw. UMK, Toruń.
- Wysota W., Molewski P., Sokolowski R.J., 2009. Record of the Vistula ice lobe advances in the Late Weichselian glacial sequence in north-central Poland. *Quaternary International*, 207: 26–41.
- Zabielski R., 1996. Application of a petrographic method to identification of the till floes. *Geological Quarterly*, 40: 283–298.
- Zabielski R., 2000. Charakterystyka petrograficzna glin lodowcowych rejonu Konina w świetle analizy statystycznej. *Przegląd Geologiczny*, 48: 345–350.
- Zabielski R., 2004. Jakie cechy składu petrograficznego żwirów glin lodowcowych mogą być przydatne w litostratygrafii? *Przegląd Geologiczny*, 52: 340–346.
- Zagwijn W.H., 1960. Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. *Mededelingen van de Geologische Stichting, C-III-1* (5), 78 s.
- Zagwijn W.H., 1971. Vegetational history of the coastal dunes in the western Netherlands. *Acta Botanica Neerlandica*, 20: 174–182.
- Zagwijn W.H., 1974. The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe. *Boreas*, 3: 75–97.
- Zagwijn W.H., 1975. Variations in climate as shown by pollen analysis, especially in the Lower Pleistocene of Europe. *W: Ice Ages: ancient and modern* (red. F. Moseley): 137–152. Seel House Press, Liverpool.
- Zagwijn W.H., 1979. Early and Middle Pleistocene coastlines in the southern North Sea basin. *Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2: 31–42.
- Zagwijn W.H., 1985. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 64: 17–24.
- Zagwijn W.H., 1989. The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of Coastal Lowland evolution. *Geologie en Mijnbouw*, 68: 107–120.
- Zagwijn W.H., 1992. The beginning of the ice age in Europe and its major subdivisions. *Quaternary Science Reviews*, 11: 583–591.
- Zagwijn W.H., 1996. The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. *W: Proceedings of the SEQS Cromer Symposium* (red. C. Turner): 145–172. Balkema, Rotterdam.
- Zagwijn W.H., 1998. Borders and boundaries: a century of stratigraphical research in the Tegelen-Reuver area of Limburg (The Netherlands). *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO*, 60: 19–31.
- Zagwijn W.H., 2004. The Neogene-Quaternary boundary in the Netherlands. *W: The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary* (red. A.J. van Couvering): 185–190. *World and Regional Geology* 9. Cambridge University Press, Cambridge.
- Zalasiewicz J., Waters C.N., Williams M., Summerhayes C.P. (red.), 2019. *The Anthropocene as a Geological Time Unit: A Guide to the Scientific Evidence and Current Debate*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Zalasiewicz J., Head M.J., Waters C.N., Turner S.D., Haff P.K., Summerhayes C., Williams M., Cearreta A., Wapreisch M., Fairchild I.J., Rose N.I., Saito Y., Leinfelder R., Fiałkiewicz-Kozielec B., An Z., Syvitski J., Gałuszka A., McCarthy F.M.G., Ivar Do Sul J., Barnosky A., Cundy A.B., McNeill J.R., Zinke J., 2024. The Anthropocene within the Geological Time Scale: a response to fundamental questions. *Episodes*, 47: 65–83.
- Zasadni J., Kłapyta P., 2014. The Tatra Mountains during the Last Glacial Maximum. *Journal of Maps*, 10: 440–456.
- Zasadni J., Kłapyta P., Kałuża P., Makos M., 2022. The Tatra Mountains: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum. *W: European Glacial Landscapes* (red. D. Palacios i in.): 271–275. Elsevier.
- Zastawniak E. (red.), 1992. The younger Tertiary deposits in the Gozdnicza Region (SW Poland) in the light of recent palaeobotanical research. *Polish Botanical Studies*, 3.
- Zastawniak-Birkenmajer E., Birkenmajer K., 2012. Problem granicy pliocen/plejstocen w środkowodnych osadach Mizernej na Podhalu. *Przegląd Geologiczny*, 60: 276–283.
- Zeeberg J., 1998. The European sand belt in eastern Europe – and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas*, 27: 127–139.
- Zeuner F., 1928. *Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse*. Bornha, Leipzig.
- Zieliński T., 2007. The Pleistocene climate-controlled fluvial sedimentary record in the Belchatów mine (central Poland). *Sedimentary Geology*, 193: 203–209.
- Żarski M., 1994. Zasięg zlodowacenia liwca (wieprza) w świetle wyników badań wieku bezwzględnego metod TL w dolinie środkowej Wisły. *Przegląd Geologiczny*, 42: 285–286.
- Żarski M., 2002. Pleistocene river valleys and ice sheet limits in the Southern Mazovian Lowland, central Poland. *Geological Quarterly*, 46: 147–163.
- Żarski M., Nita M., Winter H., 2005. Nowe stanowiska interglacjalne w rejonie dolin Wilgi i Okrzejki na Wysoczyźnie Żelechowskiej (Polska południowo-wschodnia). *Przegląd Geologiczny*, 53: 137–144.
- Żarski M., Małek M., Albrycht A., 2009. Plejstocen południowego Podlasia. *W: XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski*: 20–36.
- Żarski M., Kucharska M., Winter H., 2015. Pojezierze eemskie na Równinie Radomskiej. *W: VII Konferencja paleobotaniki czwartorzędu*: 69–71.

