

KARBON

MARIA I. WAKSMUNDZKA, JANUSZ JURECZKA,
ALEKSANDER KOWALSKI, HANNA MATYJA, STANISŁAW Z. MIKULSKI

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat	
KARBON	PENSYLWAN	górný	gżel	298,9 ±0,15
			kazim	303,7 ±0,1
		środkowy	moskow	307,0 ±0,1
		dolny	baszkir	315,2 ±0,2
	MISSISIP	górný	serpuchow	323,4 ±0,4
		środkowy	wizen	330,3 ±0,4
dolny		turnej	346,7 ±0,4	
			358,86 ±0,19	

Wstęp

Maria I. Waksmundzka, Janusz Jureczka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja

Nazwa systemu karbońskiego została po raz pierwszy zastosowana dla sukcesji węglonośnej w Anglii i Walii przez Philipa w 1835 r. (wg Ramsbottoma, 1984). Międzynarodowa Komisja Stratygrafii w 1999 r. zatwierdziła podział karbonu na dwa podsystemy, a następnie na oddziały oraz piętra (Heckel, Clayton, 2006a, b). Osady systemu powstały w przedziale wiekowym od 358,86 ±0,19 do 298,9 ±0,15 mln lat temu (Cohen i in., 2025). Granicy dewon–karbon odpowiada globalny profil i punkt stratotypowy (GSSP) spągu turneju wyznaczonemu w profilu La Serre w południowej Francji (Paproth i in., 1991). Współczesne badania wskazują na istnienie problemów biostratygraficznych na tej granicy, a jej wyznaczenie powinno opierać się na szerszym spektrum badań, nie tylko konodontów, ale również geochemiczno-sedymologicznych (tzw. zdarzenia z Hangenberg – Kaiser i in., 2008; Kaiser, 2009). Górną granicę karbonu wyznacza GSSP dolnej granicy piętra assel, zlokalizowany w profilu Aidaralash w północnym Kazachstanie.

Według Lucasa i in. (2022) na konstrukcję karbońskiej skali czasowej główny wpływ miały odmiennie warunki panujące na Ziemi w czasie missisipu i pensylwanu. W missisipie prakontynenty Laurosja i Gondwana były oddzielone oceanem Rei (fig. 1), dominował klimat gorący, lodowce miały mały zasięg, a wulkanizm był ograniczony. W warunkach tych dobrze rozwijała się fauna morska, która była

kosmopolityczna, gdyż mogła łatwo rozprzestrzeniać się w obrębie szelfów oceanicznych, co obecnie umożliwia dobrą korelację profili. Natomiast w pensylwanie, z chwilą zamknięcia oceanu Rei i powstania superkontynentu Pangei oraz wypiętrzenia waryscyjskiego pasma orogenicznego (fig. 2), nastąpił prowincjonalizm fauny morskiej oraz flory, co negatywnie wpłynęło na możliwość jej korelacji w skali globalnej. Jednocześnie nasilenie wulkanizmu szczególnie w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ) spowodowało dużą dostępność skał wulkanicznych, co skutkuje większą liczbą izotopowych datowań wieku dla pensylwanu niż missisipu. W pensylwanie nastąpiło też znaczne zmniejszenie aktywności ziemskiego pola magnetycznego, co w dużym stopniu utrudnia stosowanie magnetostratygrafii. Obecnie nastąpił rozwój metod cyklostratygraficznych w związku z wielkimi epizodami glacialnymi mającymi miejsce w obrębie kontynentu Gondwany.

Chociaż od zatwierdzenia globalnego podziału karbonu minęło już prawie 20 lat, nie został on w pełni wprowadzony w miejsce dotychczas stosowanego w Polsce, regionalnego podziału zachodnio-europejskiego. Podział globalny zastosowano na Pomorzu Zachodnim, na podstawie nowych, kompleksowych badań biostratygraficznych (Matyja, 1993; Matyja i in., 2000). W basenie płocko-lubelskim również zastosowano podział globalny, jednakże na podstawie wyników stratygrafii sekwencji (Waksmundzka, 2008,

Missisip
358,86±0,19–323,4±0,4 mln lat temu



FIG. 1. Globalna paleogeografia w czasie missisipu (wg Lucasa i in., 2022 uzupełniono)

Wstęp

Pensylwan
323,4±0,4–298,9±0,15 mln lat temu

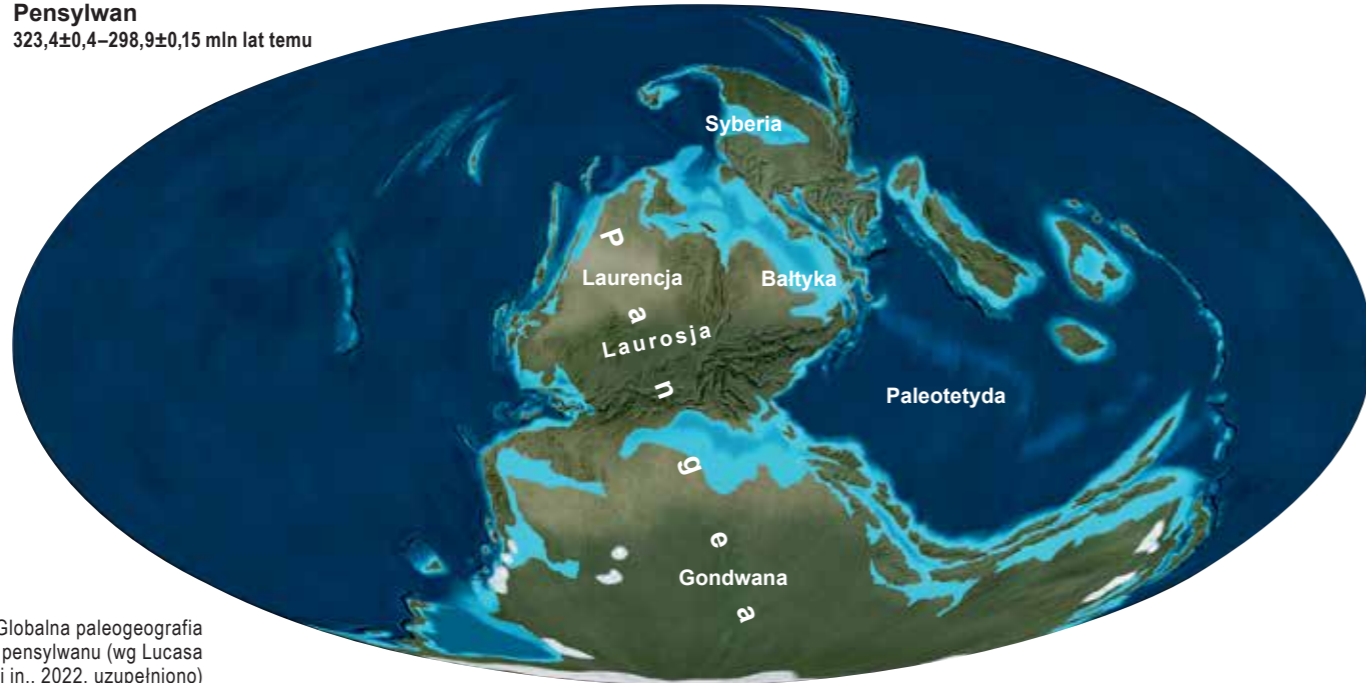


FIG. 2. Globalna paleogeografia w czasie pensylwanu (wg Lucasa i in., 2022, uzupełniono)

2010a, 2019a; Waksmundzka i in., 2021), dowiązanych do chronostratygrafii przy zastosowaniu izochronicznych horyzontów biostratygraficznych (Musiał, Tabor, 1988; Skompski, 1996). Wśród nowych metod stratygraficznych stosowanych w Polsce na niewielką skalę znajdują się chemostratygrafia i datowania izotopowe cyrkonów detrytycznych (Krzyszowska, Kokowska-Pawłowska, 2016; Zagórska i in., 2020; Krzyszowska, 2024). W ostatnich latach w Polsce nastąpiło drastyczne ograniczenie lub wręcz zanik prowadzenia badań biostratygraficznych konodontów, otwornic i goniatytów, na których bazuje podział globalny. Obecnie są wykonywane w niewielu rejonach (podłoże monokliny przedsudeckiej, Sudety) jedynie badania palinologiczne – miospor karbońskich (np. Górecka-Nowak, 2002, 2007, 2010), na podstawie których

określa się wiek utworów w dowiązaniu do skali globalnej (Clayton i in., 1977; Owens i in., 2004).

Utwory karbonu w Polsce są dostępne w nielicznych odsłonięciach, na Górnym Śląsku, w Sudetach, Małopolsce i Górach Świętokrzyskich, jak również w rdzeniach wiertniczych przechowywanych w Centralnym Archiwum Geologicznym. Utwory karbonu zajmujące obecnie ponad połowę obszaru Polski, występują w odizolowanych od siebie jednostkach tektonicznych (basenach lub subbasenach sedimentacyjnych; fig. 3), które przypuszczalnie w czasie depozycji stanowiły części jednego, rozległego basenu karbońskiego, a obecne granice uzyskały w wyniku syn- i posedymentacyjnych procesów tektonicznych oraz epigenetycznej erozji (Narkiewicz, 2020, 2023). W niniejszym rozdziale omówiono zatem stan stratygrafii karbonu z podziałem na rejony występowania lub baseny przy zastosowaniu tradycyjnych nazw, zakorzenionych w dotychczasowej literaturze; nowy podział basenów sedimentacyjnych (Narkiewicz i in., 2023) został tu wykorzystany w ograniczonym zakresie. W miejsce dotychczasowych nazw karbońskiego basenu lubelskiego i centralnej Polski (Waksmundzka, 2019a, b), zastosowano nazwę basen płocko-lubelski, z subbasenami lubelskim i płockim (Waksmundzka, 2023).

Pierwsze publikacje dotyczące karbonu Sudetów i Górnego Śląska pochodzą z pierwszej połowy XIX w., natomiast dane dotyczące karbonu w innych regionach Polski – z okresu późniejszego (zob. omówienie w Jachowicz, Żakowa, 1968). Podsumowanie ponad stuletniej historii badań utworów karbońskich zagłębi węglowych zawarto ponadto w nowszych atlasach geologicznych (np. Grocholski, Augustyniak, 1971; Żelichowski, Kozłowski, 1983; Buła, Kotas, 1994; Zdanowski, 1999; Jureczka i in., 2005; Bossowski, Ilnatowicz, 2006) oraz monografiach (np. Karbon GZW, 1972; Dembowski, Porzycki, 1988; Zdanowski, Żakowa, 1995). Ujęcia stratygraficzne karbonu całej Polski podsumowano w „Tabele stratygraficznej Polski” (Wagner, 2008) i „Atlasie geologicznym Polski” (Waksmundzka, Buła, 2017; Waksmundzka i in., 2017), a także w Kombrink i in. (2010) i Narkiewicz (2020, 2021).

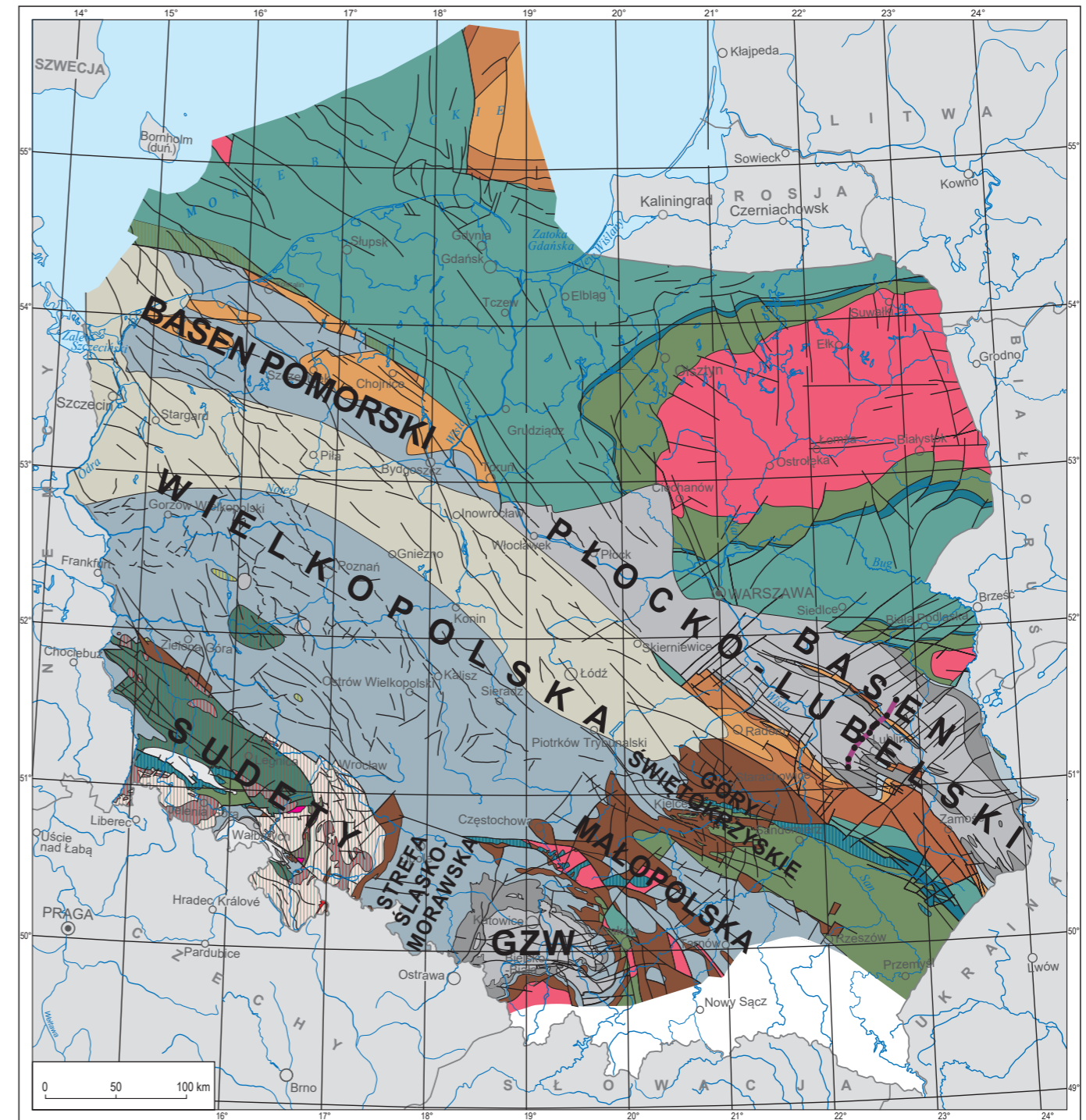
W ostatnim półwieczu syntetyczne opisy utworów występujących w basenie śródsudeckim podali Nemeč i in. (1982), Dziedzic i Teisseyre (1990), Mastalerz i in. (1993), Bossowski i Ilnatowicz (1994a, b) oraz Awdankiewicz i in. (2003). Charakterystykę sedimentologiczną osadów mississipi przedstawił Teisseyre (1975), Wajspych (1978), Nemeč i in. (1980), Porębski (1981) oraz Mastalerz (1995), a pensylwanu – Nemeč (1984), Kurowski (1996), Mastalerz (1996) oraz Ilnatowicz (2005). Istotny wpływ na rozpoznanie stratygrafii utworów karbonu na obszarze sudeckim oraz Wielkopolski miały badania palinostratygraficzne (m.in. Krawczyńska-Grocholska, 1975, 1978; Ślusarczyk, 1980; Górecka, 1981; Karnkowski, Rdzanek, 1982; Górecka, Górecka-Nowak, 1987, 1990; Górecka-Nowak, 1995; Turnau i in., 2002; Górecka-Nowak, 2007, 2008; Górecka-Nowak i in., 2021), a także rewizja wiekowa (np. Muszer, 2020; Górecka-Nowak i in., 2021) wcześniejszych podziałów stratygraficznych osadów dolno-karbońskich na podstawie makrofauny (np. Żakowa, 1963, 1966).

Dla Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW), z bogatą historią prac stratygraficznych (tab. 1, 2), po opublikowaniu monografii „Karbon Górnośląskiego Zagłębia Węglowego”, w której podano

TAB. 1. Podział stratygraficzny karbonu GZW wg Czarnockiego (1935)

Chronostratygrafia	Grupa	Obszar			
		Śląski	Krakowski	Dąbrowski	
Stefan			libiąskie górne		
Westfal	C		libiąskie dolne		
		łękowa	chelmские	seria warstw Jaworzna	
			łaziskie		
	B	orzeskie	niedzielskie	brzeszczańskie górne	orzeskie
				brzeszczańskie dolne	
	A	rudzkie	górne	warstwy jawiszowickie (w znacznej części obszaru brak)	rudzkie górne
		dolne		rudzkie dolne	
Namur	górną	siodłowa	siodłowe	redenowskie	
	dolną	brzeźna	porębskie	grodzieckie (Andrzejka)	
			jakłowieckie	florowskie	
			hruszowskie	sarnowskie	
		pietrzkowickie		malinowickie	
Dinant					

Wstęp



TAB. 2. Podział karbonu produktywnego GZW na grupy pokładów wg Doktorowicza-Hrebnińskiego, Bocheńskiego (1945, 1952)

Chronostratygrafia	Warstwy	Numery pokładów węgla	Obszar dąbrowski
Westfal	D	libiąskie	110–118
	C	łaziskie	201–215
	B	orzeskie	301–364
	A	rudzkie	401–419
Namur	B–C	siodłowe	501–510
	A	porębskie jakłowieckie gruszowskie pietrzkowickie	601–631 701–723 801–848 901–
			warstwy grodzieckie warstwy florowskie warstwy sarnowskie warstwy malinowickie

FIG. 3. Usytuowanie karbońskich jednostek tektonicznych (basenów lub subbasenów sedimentacyjnych) na mapie geologicznej Polski bez utworów kenozoiku i permu; na obszarze basenu płocko-lubelskiego zaznaczono otwory wiertnicze i linię korelacyjną zilustrowane na figurze 27 (wg Waksmundzkiej, Buły, 2017, zmieniono)

nowoczesny podział karbonu produktywnego (Dembowski, 1972a), stosowany z pewnymi modyfikacjami do dziś (patrz podrozdz. 2.4 – fig. 15) – w kolejnych trzech dziesięcioleciach wykonano wiele różnych opracowań z wynikami badań stratygraficznych karbonu węglonośnego, którym sprzyjał okres prowadzenia licznych prac wiertniczych. Podejmowano również nieliczne próby sformalizowania jednostek litostratygraficznych zgodnie z zasadami kodeksu litostratygraficznego (Kotas, 1976). Podsumowanie badań w polskiej części zagłębia zawarto w monografii „The Carboniferous System in Poland” (Zdanowski, Zakowa, 1995). W ostatnich dekadach, w związku ze spadkiem liczby nowych wierzeń nastąpiło ograniczenie badań stratygraficznych, dość szeroko prowadzono jednak badania sedimentologiczne (m.in. Doktor, Gradziński, 1999; Doktor, Kędzior, 2002; Gradziński i in., 2005; Kędzior, 2016). W ograniczonym zakresie kontynuowano także prace dotyczące zagadnień lito- i biostratygraficznych, a także wieku bezwzględnego (m.in. Jureczka, 2002a,b, 2011; Oliwkiewicz-Miklasińska, 2002; Hýlová i in., 2013, 2016; Jirásek i in., 2013a, b). Nieliczne prace dotyczyły również stratygrafii sekwencyjnej i chemostratygrafii (Krzyszowska, 2024; Opluštil i in., 2024).

Prowadzono także badania podłoża karbonu produktywnego (m.in. Kotas, 1973, 1982, 1995; Soboń-Podgórska, 1973; Bełka, 1985, 1987; Narkiewicz, 2005), także w NE obrzeżeniu GZW (Paszkowski, 1995a, b; zob. Wagner, 2008). Brak nowych wierzeń mocno ograniczył badania stratygraficzne, zwłaszcza w strefie morawsko-śląskiej na zachód od granic GZW, gdzie utrzymywany jest podział stratygraficzny wywodzący się z Republiki Czeskiej (Unrug, Dembowski, 1971; Unrug, 1977). Dane dla nowszych badań dostarczyły głównie odsłonięcia osadów fliszowych, w większości w czeskiej części strefy, a w polskiej – w rejonie Głubczyc i Toszka (Trzpierczyńska, 2003; Bábek i in., 2018). Nowe dane do rozpoznania starszych utworów karbonu wniosły natomiast otwory wiertnicze (o dużej głębokości) wykonane w rejonie skrajnie SE części GZW (Jawor, Brzostowska, 1990; Buła, 2001; Trzpierczyńska, 2001;

Buła, Krieger, 2004). Podsumowanie budowy geologiczno-strukturalnej paleozoiku występującego pod Karpatami przedstawili Narkiewicz (2007, 2020, 2021, 2023) oraz Buła i Habryn (2011).

Stan badań stratygraficznych w subbasenie lubelskim wraz z możliwością odniesienia granic biostratygraficznych do chronostratygrafii i geochronologii podsumował Skompski (1998). Charakterystykę karbonu w Zagłębiu Lwowsko-Wołyńskim (Ukraina) wraz z korelacją z profilem karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW) opublikowali Shulga i in. (2007). Wyniki kompleksowych badań sedimentologicznych, regionalnych i stratygrafii sekwencji utworów karbonu z różnych rejonów basenu płocko-lubelskiego opublikowała Waksmundzka (2008, 2010a, 2019a; Waksmundzka i in., 2021).

Utwory karbonu w Górach Świętokrzyskich były przedmiotem szczegółowych badań lito-, bio- i chronostratygraficznych, jak również paleogeograficznych. Objęto nimi zarówno odsłonięcia powierzchniowe, jak i otwory wiertnicze (m.in. Bełka, Skompski, 1988; Szulczewski, 1995; Zakowa, Migaszewski, 1995; Szulczewski i in., 1996; Bełka i in., 1996; Jaworowski, 2002; Malec, 2014).

Pierwszy lokalny schemat biostratygraficzny dla karbonu Pomorza Zachodniego na podstawie palinomorfa opracowała Turnau (1978). Późniejsze badania mikrofauny i mikroflory umożliwiły nawiązanie do europejskich schematów stratygraficznych missisipu (Matyja, 1997; Clayton, Turnau, 1990) oraz stworzenie lokalnych schematów biostratygraficznych (w przypadku palinomorfa i małżoraczków bentosowych), bądź nawiązanie do schematów regionalnych lub globalnych uznanych za standardowe (w przypadku konodontów i entomozoidów). W przypadku pensylwanu Pomorza Zachodniego uzyskane do tej pory rezultaty analizy biostratygraficznej są niejednoznaczne (por. Dýbova-Jachowicz, Pokorski, 1984; Kmiecik, 1995, 1997; Górecka i in., 1985; Górecka-Nowak, 2023).

1 Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

Maria I. Waksmundzka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja, Janusz Jureczka, Stanisław Z. Mikulski

Karbońskie baseny sedimentacyjne są zlokalizowane w zachodniej, południowej i SE Polsce (fig. 3), wchodząc w skład platformy paleozoicznej (Mazur i in., 2020; Mazur, 2025). Basen płocko-lubelski jest systemem cienkonaskórkowym, który został nasunięty na prekambryjską platformę wschodnioeuropejską (Krzywiec i in., 2017). Obie platformy przeszły złożoną ewolucję, a w ich skład wchodzi szereg terranów. Złożone procesy geotektoniczne zachodzące w paleozoiku do późnego karbonu włącznie, które doprowadziły do utworzenia paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej, jak również jej zespolenia z platformą prekambryjską, miały zasadniczy wpływ na powstanie i wypełnienie osadami wszystkich basenów karbońskich w Polsce. Obie platformy wchodzące w skład kontynentów Laurosji (Euroameryki) i Gondwany (fig. 1) połączyły się, wynikiem czego było utworzenie super-kontynentu Pangei, wypiętrzenie warwicyjskiego pasma orogenicznego (fig. 2), powstanie w jego obrębie basenów śródgórskich, a na przedpolu – basenów przedgórskich (Aleksandrowski, Buła, 2017). Procesom geotektonicznym towarzyszył nasilony magmatyzm, który charakteryzował się głębokim plutonizmem reprezentowanym przez małe i średniej wielkości intruzje granitoidowe, jak również rozległą, płytką i powierzchniową aktywnością subwulkaniczną i wulkaniczną, której produkty zachowały się w basenach sedimentacyjnych. Przebieg frontu deformacji warwicyjskich na obszarze Polski był interpretowany odmiennie przez różnych autorów (np. Narkiewicz, 2007, 2020, 2023; Mazur i in., 2010; Aleksandrowski, Buła, 2017; Aleksandrowski, Mazur, 2017; Aleksandrowski i in., 2017). Jego przebieg zaproponowany przez Mazura i in. (2020), jak również Mazura (2025), zasadniczo różni się od wcześniejszych, gdyż rejon GZW, Małopolski, Gór Świętokrzyskich, Radom–Kraśnik, jak również SW i centralna część subbasenu lubelskiego, są lokowane w obrębie eksternidów warwicyjskich, a nie ich przedpola.

Poniżej scharakteryzowano paleogeografię i ramy tektonodepozycyjne karbońskich basenów sedimentacyjnych w Polsce, poczynając od Pomorza Zachodniego, przez Polskę zachodnią i południową, do basenu płocko-lubelskiego, zlokalizowanego w SE części kraju (fig. 3).

1.1. BASEN POMORSKI

Basen pomorski rozciąga się na zachód od kratonu wschodnioeuropejskiego i jest od niego oddzielony strefą uskoku Koszalin–Chojnice, stanowiącą część transkontynentalnej strefy tektonicznej Teisseyre’a-Tornquista (TTZ), która jest również NE granicą strefy szwu transeuropejskiego TESZ. W podłożu paleozoicznej pokrywy osadowej Pomorza występuje mozaika bloków skorupy krystalicznej, do których należy blok pomorski (Dadlez, 1997, 2000). W jego strukturze zaznaczają się rozłamy podłużne o przebiegu NW–SE, z których największą rolę w czasie rozwoju przestrzeni akomodacyjnej w dewonie i karbonie odgrywał uskok Koszalina. Natomiast od SE basen mógł być zamknięty przez jeden z synsedymentacyjnie aktywnych rozłamów poprzecznych (tzw. Włocławek–Konin – Królikowski i in., 1999). Cechą charakterystyczną epikontynentalnego basenu pomorskiego była wzmocniona ruchliwość podłoża, z powodu bliskości mobilnego pasa warwicydów, co miało duży wpływ na depozycję. Współczesną, południową granicę basenu wyznacza front deformacji warwicyjskich (Narkiewicz, 2020; Mazur i in., 2020; Mazur, 2025).

W karbonie basen był usytuowany w obrębie pasa perykontynentalnych basenów, obrzeżających od południa kontynent Laurosji. Głównymi elementami paleogeograficznymi warunkującymi rozwój sedimentacji były obszary lądowe, będące wyniesieniami kratonu wschodnioeuropejskiego (ląd fennoskandzki na północy i ląd mazursko-suwalski stanowiący część wyniesienia białoruskiego na wschodzie). Dźwigająca się pod koniec famenu część fennoskandzka kratonu, wymusiła zbliżony do równoleżnikowego układ facji w ciągu karbonu, czego odzwierciedleniem jest rozkład formacji litostratygraficznych. Najwyższy famen i missisip tworzą jeden cykl sedimentacyjny o tendencji spływającej ku górze. Rozwój sedimentacji oraz rozkład facji w karbonie był podporządkowany tym głównym rysom strukturalnym i wiązał się ze stopniową ekspansją zbiornika morskiego ku północy i NE w kierunku kratonu, bądź wycofywaniem się zbiornika w kierunku oceanu renhercyńskiego (Rei).

Wzdłuż tego frontu basen pomorski graniczy z utworami karbonu Wielkopolski, występującymi w podłożu monokliny przedsudeckiej, które należą do zewnętrznej części orogenu warwicyjskiego, określanej jako eksternidy morawsko-śląskie i wielkopolskie. Utwory karbonu są tu mocno sfaldowane, a osie fałdów przebiegają równoległe do krawędzi bloku przedsudeckiego. Wiek deformacji tektonicznej jest trudny do udokumentowania, jednakże wyniki badań palinologicznych datują go jako nie starszy od westfalu C (Górecka-Nowak, 2007; Mazur i in., 2010).

1.2. SUDETY

Obszar Wielkopolski na południu graniczy z Sudetami (blokiem sudeckim i przedsudeckim; fig. 4), gdzie występują karbońskie skały osadowe, jak również magmowe i metamorficzne, wchodzące wraz z Masywem Czeskim w skład wewnętrznej strefy orogenu warwicyjskiego, tzw. warwicyjskich internidów. Spotykane tu osady fliszowe i molasowe nie tworzą ciągłej pokrywy, gdyż powstały w osobnych basenach śródgórskich i przedgórskich, rozwiniętych na NE przedpolu Masywu Czeskiego, w schyłkowych fazach orogenezy warwicyjskiej lub bezpośrednio po niej (Mazur i in., 2006). Na obszarze większości jednostek tektonicznych w Sudetach utwory karbońskie zalegają niezgodnie na skałach metamorficznych lub krystalicznych występujących w podłożu.

W północnej części jednostki (struktury) bardziej utwory turneju spoczywają, prawdopodobnie w ciągłości sedimentacyjnej, na osadach węglanowych famenu (Chorowska i in., 1992; Matyja i in., 2021).

Do największych jednostek tektonicznych Sudetów należy **synklinorium śródsudeckie**, wypełnione słabo zdeformowanymi skałami osadowo-wulkanicznymi. Utworzyło się ono jako rozległe zapadlisko śródgórskie o dużym tempie subsydencji we wczesnym karbonie (Augustyniak, Grocholski, 1968; Dziezic, Teisseyre, 1990; Turnau

i in., 2002; Awdankiewicz i in., 2003); za odrębny subbasen w jego obrębie jest uznawana tzw. niecka wałbrzyska.

W kolejnej jednostce – **synklinorium północnosudeckim** – występują klastyczne utwory lądowe, będące reliktem wypełnienia osadowego zapadlisk tektonicznych, które utworzyły się w późnym karbonie, w początkowym etapie rozwoju basenu północnosudeckiego (Milewicz, 1968a; Kowalski i in., 2018). Jednostka Świebodzic jest zbudowana z utworów klastycznych i klastyczno-węglanowych missisipu, które wraz z węglanami ?dewonu górnego, stanowią wypełnienie znacznie większego, późnowarwicyjskiego basenu (przypuszczalnie przedgórskiego), podlegającego silnej subsydencji (Gunia, 1968; Porębski, 1981; Żelaźniewicz i in., 2011).

Utwory karbońskie na obszarze **masywu Gór Sowich** tworzą szereg izolowanych wystąpień, zachowanych w obrębie rowów lub półrowów tektonicznych, uformowanych w krystalicznym podłożu masywu. Zachowały się w nich różne fragmenty sukcesji klastyczno-węglanowej określanej jako tzw. kulum sowiogórski, który przypuszczalnie miał rozprzestrzenienie większe niż obecne (Oberc, 1949; Zakowa, Żak, 1962; Grocholski, 1967; Łapot, 1986). Przypuszcza się, że obszary depozycji utworzyły się w miejscu obniż w podłożu krystalicznym. Możliwe jest, że podczas transgresji morskiej w późnym wizenie baseny sedimentacyjne na obszarze Sudetów były ze sobą połączone. Pierwotny zasięg tych basenów jest trudny do określenia z uwagi na późniejszą przebudowę w wyniku tektoniki blokowej i procesów denudacyjnych.

1.3. GÓRNOŚLĄSKIE ZAGŁĘBIE WĘGLOWE

Region GZW obejmuje obszar zagłębia, regionalnej jednostki geologiczno-złożowej położonej w południowej Polsce oraz w rejonie ostrawsko-karwińskim w Republice Czeskiej (Jureczka i in., 2005), a także obszary obrzeżenia zagłębia na bloku górnośląskim.

1 Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

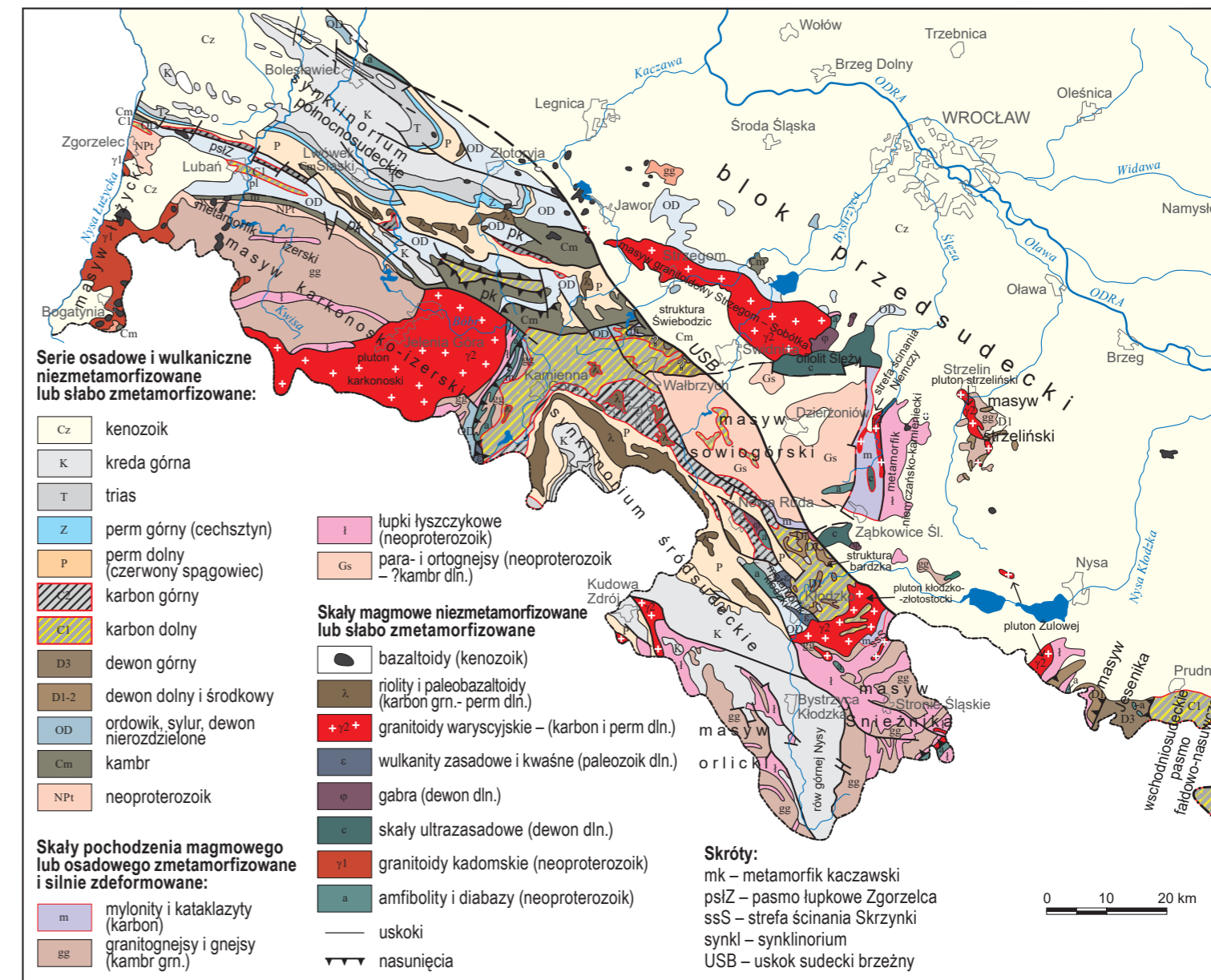


FIG. 4. Rozprzestrzenienie utworów karbonu w Sudetach na tle budowy geologicznej Dolnego Śląska wg Sawickiego (1995, zmieniono)

Podstawowe znaczenie dla rozwoju sedimentacyjnego utworów karbonu regionu GZW ma jego pozycja geotektoniczna w zapadlisku przedgórskim, uformowanym w czasie waryscyjskiej epoki tektonicznej (Kotas, Porzycki, 1984) we wschodniej części morawsko-śląskiego basenu sedimentacyjnego, w którym nastąpiła depozycja osadów od dewonu po późny karbon (m.in. Unrug, Dembowski, 1971; Kotas 1982, 1985a, b; Kumpera, Martinec, 1995). Basen ten został ukształtowany na prekambryjskiej jednostce tektonicznej, określanej jako brunowistulikum (Buła, Zaba, 2005), której wschodni segment stanowi blok górnośląski (fig. 5). Według Kotas (2006a) w końcowej fazie ewolucji karboński basen przedgórski był przekształcany w śródgórski. Odmienną pozycję geotektoniczną przedstawili Aleksandrowski i Buła (2017), przedłużając basen górnośląski na blok małopolski, jako jedno zapadlisko śródgórskie górnośląsko-małopolskie.

Tempo depozycji osadów karbońskich było zróżnicowane czasowo i przestrzennie, w zależności od tempa subsydencji i ewolucji waryscyjskiego systemu górotwórczego. Zróżnicowany był również charakter litologiczno-facjalny deponowanych osadów. Karbon rozpoczyna się od prefliszowej asocjacji węglanowej, przechodzącej w morskie osady klastyczne asocjacji fliszowej, a następnie w molasowe osady węglonośne (Kotas, 1995). Charakterystyczną cechą osadów węglonośnych jest ich wyraźna dwudzielność oraz redukcja miąższości w kierunku wschodnim. Starszą część profilu tworzą utwory wykształcone w warunkach sedimentacji paralicznej, z wyraźne zaznaczającymi się wpływami okresowych zalewów morskich, stopniowo zanikających w kierunku wschodnim. Pozostała, młodsza część tworzą utwory wykształcone wyłącznie w warunkach lądowych, po ostatecznym odcięciu basenu sedimentacyjnego od wpływów morskich. W najwyższej części profilu karbonu występują już osady bezwęglowe. Na pograniczu utworów paralicznych i lądowych występuje luka stratygraficzna, o zwiększającym się zasięgu czasowym w kierunku wschodnim.

1.4. MAŁOPOLSKA, KARPATY ZEWNĘTRZNE, ZAPADLISKO PRZEDKARPACKIE, GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKE

W Małopolsce (w podłożu niecki miechowskiej, Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego) utwory missisipu występują z luką stratygraficzną na górnym dewonie, a miejscami na fundamentach krystalicznym bloku małopolskiego (fig. 5). Na przebieg sedimentacji, jak również obecność licznych luk stratygraficznych w profilu

karbonu, duży wpływ miały ruchy blokowe w podłożu, w wyniku których powstały rowy i półrowy, w których osady te zachowały się (Żakowa, Jurkiewicz, 1995). Obecnie występują na niewielkim obszarze zachodniej Małopolski w strefie przedgórza orogenu waryscyjskiego (Buła, Habryn, 2011). W profilu turneju występują płytkomorskie osady platformy węglanowej, a powyżej silikoklastyki facji kulmu, które osadziły się w wizenie i wczesnym namurze, w pogłębiającym się zbiorniku morskim. Basen sedimentacyjny był poddany naprężeniom analogicznym, jak w obrębie eksternidów waryscyjskich – ekstensyjnym w turneju, natomiast w wizenie-wczesnym namurze kompresji związanej z orogenezą waryscyjską (Narkiewicz, 2007, 2020). Blok małopolski został wyniesiony, a pokrywa osadowa w dużym stopniu zerodowana.

W regionie kieleckim **Gór Świętokrzyskich** na powierzchni występują erozyjnie odsłonięte skały tworzące trzon paleozoiczny, zbudowany z utworów m.in. missisipu – turneju i wizen. W pensylwanie obszar Gór Świętokrzyskich znalazł się w zasięgu oddziaływania ruchów waryscyjskich, którym towarzyszyły procesy subwulkaniczne i wulkaniczne, w wyniku których powstały ok. 330–320 mln lat temu intruzje diabazów i lamprofirów (Salwa, 2017).

1.5. BASEN PŁOCKO-LUBELSKI

Basen płocko-lubelski obejmuje obszar wschodni karbońskich w SE i centralnej Polsce, a jego kontynuacją jest basen lwowski-wołyński, leżący na obszarze Ukrainy. Subbasen lubelski jest wypełniony utworami karbonu, powstałymi w okresie późny ?turnej–późny moskow (Waksmundzka, 2008; Waksmundzka i in., 2021). Depozycja osadów karbońskich była poprzedzona erozją trwającą na tym obszarze przez wczesny i środkowy turnej, a na niektórych obszarach – do wizenu środkowego (Waksmundzka, 2010a). W segmencie płockim luka stratygraficzna sięga do baszkiru najniższego, a profil karbonu jest mocno zredukowany. Obejmuje on utwory baszkiru niższego i sięga do baszkiru wyższego, spoczywając na sylurze (Waksmundzka, 2019a). Basen płocko-lubelski jest typu śródkratonicznego (Narkiewicz, 2023). Oś basenu przebiega w kierunku NW–SE, jego NE część jest łagodnie nachylona ku SW, natomiast zachodni kraniec ma strome nachylenie związane z granicą tektoniczną. W stropie karbonu występuje wyraźna niezgodność i luka stratygraficzna, mająca związek z orogenezą waryscyjską (Narkiewicz, 2023). Rozwojowi basenu towarzyszył magmatyzm oraz wulkanizm o charakterze anorogenicznym, który rozpoczął się na platformie wschodnioeuropejskiej, ok. 348 mln lat temu w późnym turneju (Pańczyk, Nawrocki, 2015; Krzemińska i in., 2021; Waksmundzka i in., 2021), i zachodził również w późnym wizenie (Kozłowska i in., 2025).

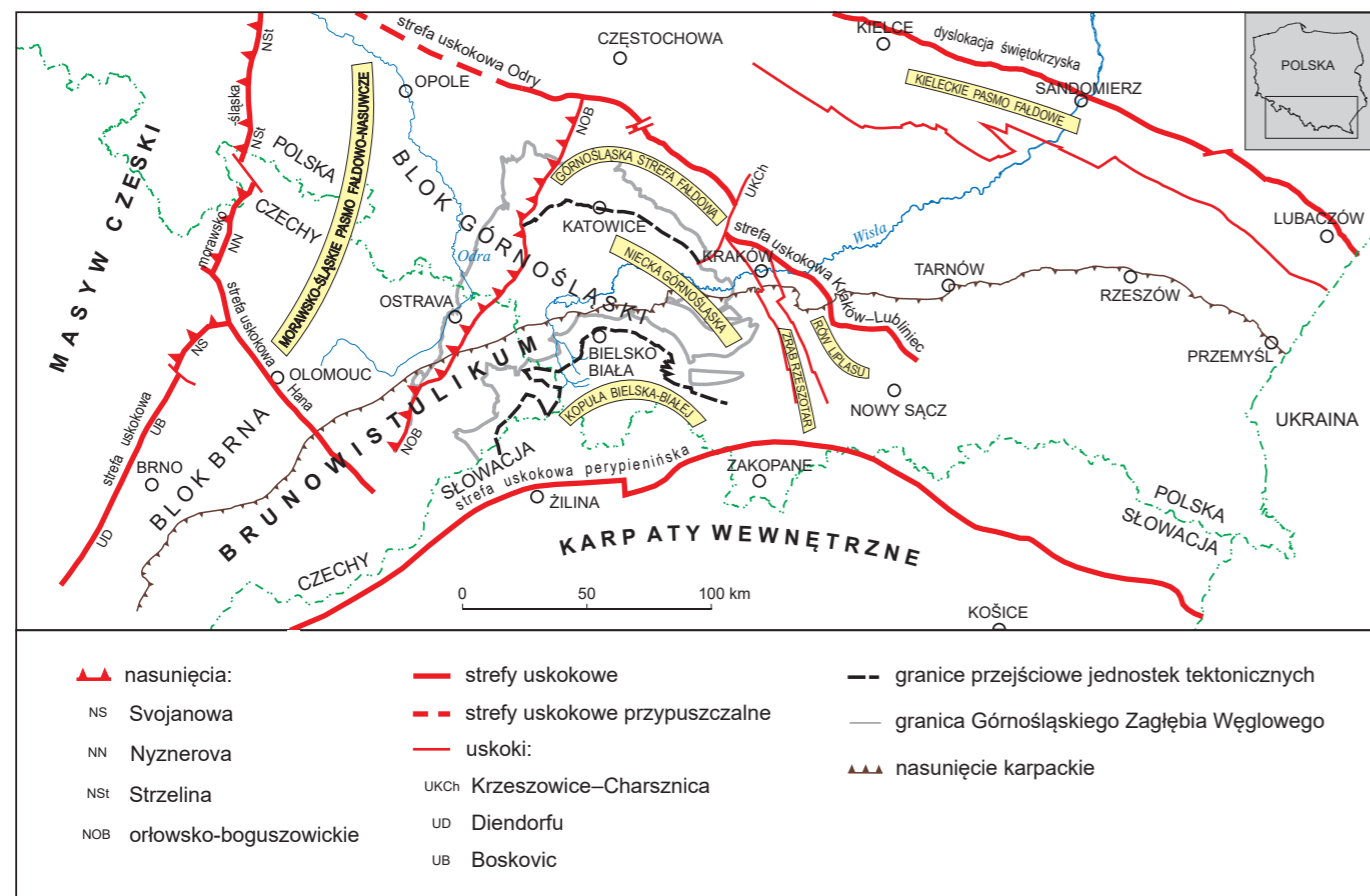


FIG. 5. Tektoniczna regionalizacja bloków górnośląskiego (brunowistulikum) i małopolskiego w planie podpermsko-mezozoicznym (Buła i in., 2008)

Litostratygrafia

Janusz Jureczka, Maria I. Waksmundzka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja

2.1. POMORZE ZACHODNIE

Północno-wschodnia część Pomorza (łącznie ze strefą Koszalin–Chojnice) charakteryzuje się dobrym rozpoznaniem geologicznym i znaczącym stopniem zaangażowania tektonicznego. Stwierdzono tu osady znacznej części missisipu (aż po wizen) i niewielką część pensylwanu (część westfalu). Położona najbardziej na SW część obszaru pomorskiego, nazywana strefą Łaska–Czaplinek, jest znacznie słabiej rozpoznana. Pod utworami pensylwanu lub permu osiągnięto jedynie wyższą część missisipu – od czadu, poprzez arund i asb, po brygant (Matyja, 1993, 2006, 2008).

Nieformalny podział litostratygraficzny został opracowany z uwzględnieniem różnic w wykształceniu litologiczno-facjalnym utworów karbonu w obu regionach (fig. 6; tab. 3). Na północnym wschodzie wydzielono formacje: iłowców wapienistych z Sapólna, margli z Trzebiechowa, piaskowców arkozowych z Gozdu, wapieni ooidowych z Kurowa, iłowców wapienistych z Grzybowa, piaskowców kwarcowych z Drzewian, które przypisano do missisipu, oraz formację z Wolina wieku pensylwańskiego. Natomiast w regionie SW oprócz wymienionych jednostek, wykreowano w pozycji stratygraficznej odpowiadającej formacji piaskowców kwarcowych z Drzewian formacje: iłowców z Łobżonki, wapieni z Czaplinka i iłowców z Nadarzyc (Żelichowski, 1987; Lipiec, Matyja, 1998; Lipiec 1999), oraz formacje Regi i Dziwny w obrębie utworów pensylwanu (Żelichowski, 1995a).

2.2. WIELKOPOLSKA (PODŁOŻE MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ)

W profilu karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej jak dotychczas nie wyodrębniono jednostek litostratygraficznych. Większość z wykonanych tu otworów jedynie nawierciła przystropowe, niewielkiej miąższości partie karbonu; jedynie otwór Marcinki IG 1 przewiercił profil do ok. 2000 m, nie osiągając spągu karbonu. Na podstawie wykształcenia petrograficznego profilu utworów karbonu Żelichowski (1995b) wyróżnił dwa rejonu charakteryzujące się odmiennym składem składników ziarnistych: SW (dolnośląski) oraz NE (poznkański). Autor ten podzielił również pionową sukcesję karbonu na dwie duże jednostki litologiczne: dolną zaliczoną do missisipu i górną – pensylwańską. Dolna jest zbudowana z przelawiających

się piaskowców – wak, rzadziej arenitów, głównie sublitycznych i litycznych oraz subarkozowych (Kozłowska, Kuberska, 2015) oraz iłowców, tworzących kompleks szarogłazowy (Krzemiński, 1995, 1996, 2005). Górną jednostkę tworzą piaskowce (arenity i waki kwarcowe), przelawione iłowcami i mułowcami, reprezentujące najmłodszą część karbonu.

2.3. SUDETY

W obrębie utworów karbonu stosuje się nieformalne podziały litostratygraficzne dla odrębnych jednostek geologicznych, które obecnie stanowią mniejsze lub większe fragmenty basenów śródgórskich i przedgórskich, rozwiniętych w czasie orogenezy waryscyjskiej lub bezpośrednio po niej (Mazur i in., 2006). Najstarszymi osadami przypuszczalnie powstałymi w wizenie środkowym (Turnau i in., 2002), wypełniającymi inicjalny **basen śródsudecki**, są utwory w jego północnej i zachodniej części, zaliczane do formacji: z Sadów Górnych, z Figłowa, z Nagórnik i z Ciechanowic (fig. 7; tab. 4; Nemeč i in., 1982). Powyżej wydziela się formacje ze Starych Bogaczowic i Lubomina (tzw. „starszy kulm” w starszej literaturze – Teisseyre, 1971, 1975). Nad osadami formacji z Lubomina występują utwory formacji ze Szczawna, wydławane na wizen górny (Żakowa, 1958, 1963; Turnau i in., 2002) oraz serpucho (Górecka-Nowak i in., 2021). Powyżej formacji ze Szczawna występują osady zaliczane kolejno do formacji: z Wałbrzycha (fig. 8A), z Białego Kamienia i z Żaclerza (Nemeč i in., 1982), których wiek określono na namur–westfal. Powyżej formacji z Żaclerza (fig. 8B) występują osady formacji z Glinika zaliczane do wyższego westfalu–niższego stefanu, wyróżniane dawniej jako „warstwy ottweilerskie”. Najwyższymi, uznawanymi za karbońskie, osadami basenu śródsudeckiego są utwory formacji z Ludwikowic (najwyższy stefan).

Utwory karbonu w **synklinorium północnosudeckim** włączono do dolnej części formacji ze Świerzawy (fig. 9; tab. 5; Karnkowski, 1981), którą uznano za odpowiednik wiekowej formacji z Ludwikowic z synklinorium śródsudeckiego (Nemeč i in., 1982), a wiek określono na stefanski (Milewicz, Górecka, 1965). W stropie wydzielenia występują „łupki antrakozowe I poziomu” (wg Dziedzica, 1959), których wiek doprecyzowano na stefan C (Ihnatowicz, 2007b).

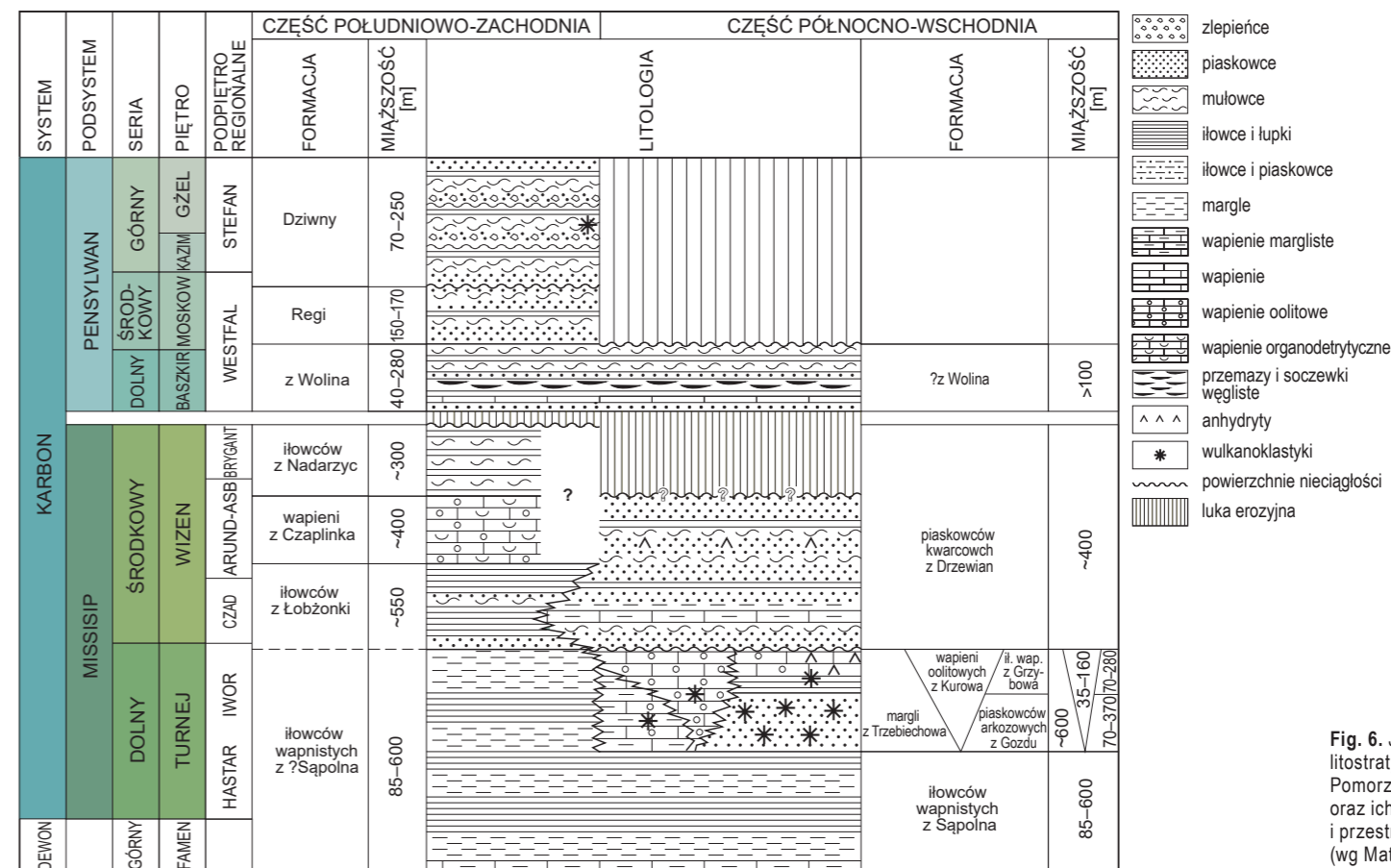


FIG. 6. Jednostki litostratygraficzne karbonu Pomorza Zachodniego oraz ich relacje czasowe i przestrzenne (wg Matyja, 2006, 2008)

TAB. 3. Podział litostratygraficzny utworów karbonu na obszarze Pomorza Zachodniego i zachodniej części polskiej strefy Bałtyku (wg Matyi, 2006, 2008)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia
Formacja Dziwiny	70–250	rejon SW Pomorza, zachodnia część polskiej strefy Bałtyku	Żelichowski (1995a)	otwór Strzeżewo 1, K1-1/86, K9-1/98, L2-1/87	piaskowce, zlepieńce, ilowce i mulowce, sporadycznie przewarstwienia tufów/facie rzeczne i piroklastyczne	miospory, szczątki uwęglonej flory	stefan (kazim–gżel)	miosporowa
Formacja Regi	150–170	rejon SW Pomorza, zachodnia część polskiej strefy Bałtyku	Żelichowski (1995a)	otwór Strzeżewo 1, K1-1/86, K9-1/98, L2-1/87	piaskowce, ilowce, mulowce, sporadycznie przewarstwienia tufów/facie rzeczne i piroklastyczne	miospory, szczątki uwęglonej flory	wyższa część westfalu C i westfal D (moskow wyższy)	miosporowa
Formacja z Wolina	40–280 SW/> 100 NE	rejony SW i NE, zachodnia część polskiej strefy Bałtyku	Żelichowski (1995a)	otwór Strzeżewo 1, K1-1/86, K9-1/98, L2-1/87	mulowce i ilowce, sporadycznie przewarstwienia piaskowców, wapieni, węgla, tufów/facie rzeczne, deltowe, płytkiego szelfu węglanowego i piroklastyczne	miospory, szczątki uwęglonej flory, stigmurie	westfal A–B i niższa część C (baszkir wyższy–moskow niższy)	miosporowa
Formacja ilowców z Nadarzyc	ok. 300	rejon SW	Żelichowski (1987); Matya (2006, 2008); Lipiec (w: Lipiec, Matya, 1998); Lipiec (1999); Matya i in. (2000)	otwory: Czaplonek IG 1, Błotno 3 i Moracz IG 1	ilowce, sporadycznie przewarstwienia wapieni/facie basenowe i skłonu platformy węglanowej	otwornice, miospory, szczątki uwęglonej flory	wizen górny	otwornicowa, miosporowa
Formacja wapieni z Czaplina	ok. 400	rejon SW	Żelichowski (1987); Lipiec (w: Lipiec, Matya, 1998); Lipiec (1999); Matya i in. (2000); Matya (2006, 2008)	otwory: Czaplonek IG 1, Czaplonek IG 2, Laska 2, Piaski PIG 2, Moracz IG 1	wapienie ziarniste z przewarstwieniami ilowców i ilowców wapienistych/facie platformy węglanowej	szkarłupnie, otwornice, mszywioly, glony, problematyki glonowe, koralowce, ramienionogi, małże, ślimaki, małżoraczki, gąbki	wizen – arund, holker, asb	otwornicowa
Formacja ilowców z Łobżonki	ok. 550	rejon SW	Żelichowski (1987); Lipiec (w: Lipiec, Matya, 1998); Lipiec (1999); Matya i in. (2000); Matya (2006, 2008)	otwory: Moracz IG 1, Czaplonek IG 1, Okonek 1, Lipka 1, Zabartowo 1, Zabartowo 2, Wilcze IG 1	ilowce i mulowce z przelawieniami piaskowców kwarcowych/facie basenowe i deltowe	otwornice, ramienionogi, goniatyty, miospory	turnej – iwor, wizen – czad, arund	otwornicowa, miosporowa, goniatytowa
Formacja piaskowców kwarcowych z Drzewian	ok. 400	rejon NE	Matya i in. (2000); Matya (2006, 2008)	Otwory: Okonek 1, Lipka 1	piaskowce kwarcowe, przewarstwienia mulowców i paleoglebly/facie deltowe, lagunowe i równi pływowej	małże, małżoraczki, ramienionogi, liliowce, goniatyty, miospory	turnej – iwor, wizen – czad, arund, holker, asb	małżoraczkowa, miosporowa, goniatytowa
Formacja margli z Trzebiechowa	ok. 600	rejon NE	Matya i in. (2000); Matya (2006, 2008)	otwory: Brda 1, Brda 2, Biały Bór 1, Biały Bór 3, Bielica 1, Rzeczenica 1	margle, ilowce wapieniste, wapienie margliste, z przewarstwieniami piaskowców arkozowych/facie skłonu platformy węglanowej; ekwiwalent facjalny karbońskiej części formacji ilowców wapienistych z Sapolna	ramienionogi, szkarłupnie, mszywioly, małże, ślimaki, małżoraczki, miospory, konodonty, otwornice	turnej – hastar, iwor	konodontowa, miosporowa
Formacja wapieni ooidowych z Kurowa	35–160	rejon NE	Matya i in. (2000); Matya (2006, 2008)	otwory z rejonu Daszewa, Chmielna, Wierzchowa, Kurowa, Drzewian, Brdy	wapienie oolitowe i organodetrytyczne, przewarstwienia margli i piaskowców arkozowych/facie szelfu węglanowego	szkarłupnie, ramienionogi, małże, koralce, mszywioly, glony, małżoraczki, miospory, konodonty, otwornice	turnej – iwor	konodontowa, miosporowa
Formacja ilowców wapienistych z Grzybowa	70–280	rejon NE	Matya i in. (2000); Matya (2006, 2008)	otwory z rejonu Grzybowa, Nieklonic, Biesiekierza, Daszewa, Klanina, Kurowa	łupki, wapieniste ilowce, margle, wapienie, przewarstwienia piaskowców arkozowych i wapieni oolitowych/facie szelfu węglanowego	małże, ślimaki, ramienionogi, małżoraczki, miospory, konodonty, mikrokonchy	turnej – iwor	konodontowa, miosporowa
Formacja piaskowców arkozowych z Gozdu	70–370	rejon NE	Matya i in. (2000); Matya (2006, 2008)	otwory z rejonu Grzybowa, Sarbinowa, Drzewian, Wierzchowa	piaskowce arkozowe, przewarstwienia tufitów, ilowców, margli i wapieni oolitowych/facie szelfu klastycznego i piroklastyczne	konodonty, miospory	turnej – hastar, iwor	konodontowa, miosporowa
Formacja ilowców wapienistych z Sapolna	85–600	rejony NE i SE	Matya i in. (2000); Matya (2006, 2008)	otwory Trzebusz 1, Gorzysław 8, Karcino 1, Karcino 2, Karłino 1, Daszewo 3p, Białogard 8, Klanino 1, Drzewiany 1	ilowce/facie otwartomorskie węglanowe i ilaste	liliowce, glony, otwornice, małżoraczki, ramienionogi, konodonty, miospory	turnej – hastar, iwor	konodontowa, miosporowa, goniatytowa

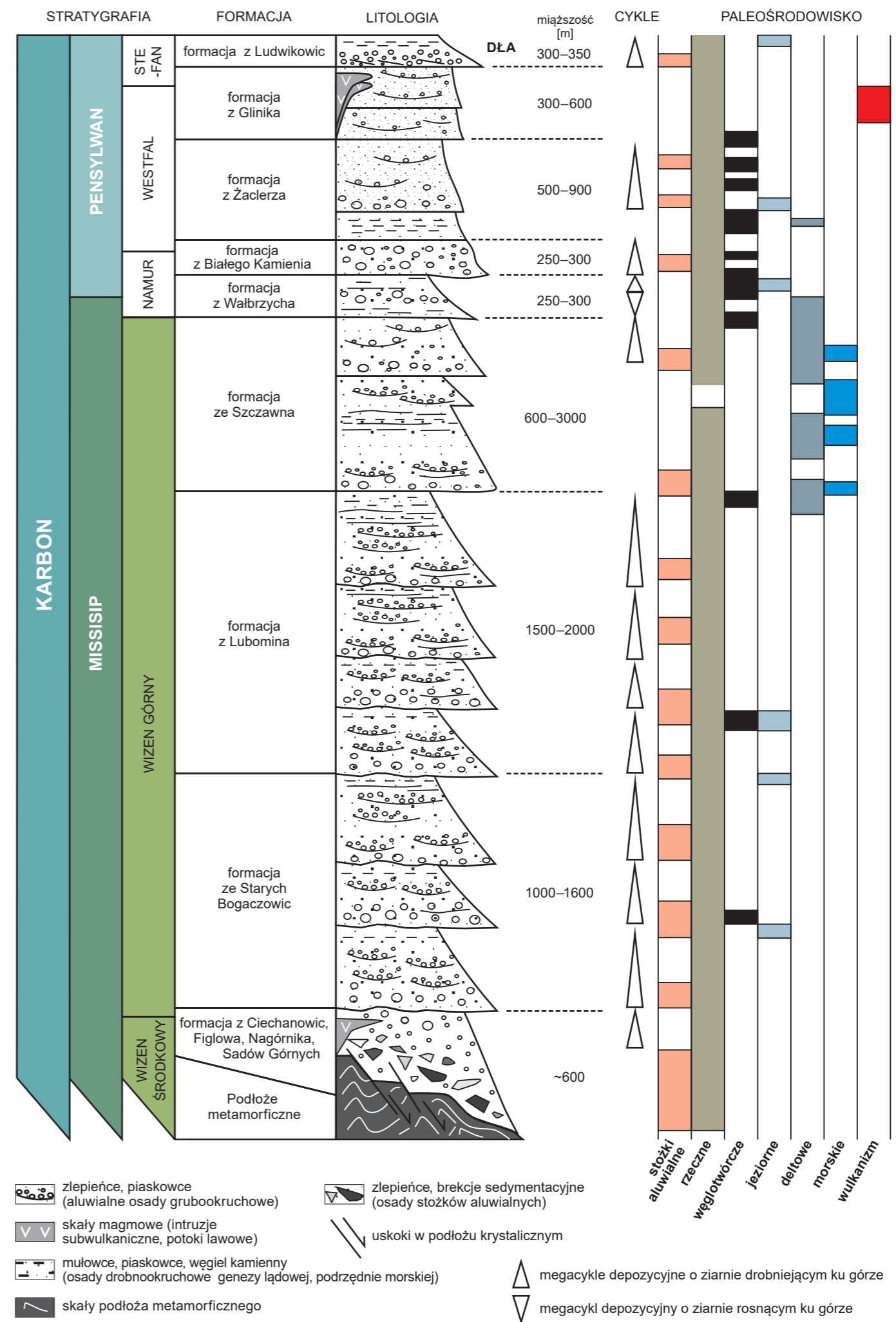


FIG. 7. Uproszczony podział litostratygraficzny karbońsko-permskiego wypełnienia osadowego basenu śródsudeckiego z uwzględnieniem najważniejszych pokładów węgla, cykli sedimentacyjnych i paleośrodowisk sedimentacji (zestawiono na podstawie Mastalera i in., 1993); DŁA – dolne łupki antrakozowe

TAB. 4. Podział litostratygraficzny utworów karbonu obszaru synklinorium śródsudeckiego (basenu śródsudeckiego) (wg Nemece i in., 1982; Bossowskiego, Ihnatowicza, 2006)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja z Ludwikowic	300–350	NE (rejon Unisławia Śląskiego), wschodnia część (rejon Ludwikowic Kłodzkich i Nowej Rudy) oraz zachodnia część (rejon Lubawki, tylko w otworach wiertniczych) synklinorium śródsudeckiego	Miecznik (1981, 1989); Nemece i in. (1982); Jerzykiewicz (1987); Bossowski, Ihnatowicz (1994a); Wójcik-Tabol i in. (2021); Nowak i in. (2022)	rejon Unisławia Śląskiego, Ludwikowic Kłodzkich i Nowej Rudy (wchodnie); otwory wiertnicze Unisław Śląski IG 1, Lubawka IG 1, Grzędy IG 1, Miłków IG 1, Świerki IG 1, Świerki IG 2 i in.	zlepieńce, piaskowce, mulowce, ilowce, w górnej części wydzielenia ilowce, wapienie i mulowce (ogniwo lupków antrakozjowych dolnych). Formacja z Ludwikowic Kłodzkich jest dzielona na trzy odrębne ogniwa – idąc od dołu: ogniwo zlepieńca podstawowego (rejon Nowej Rudy) lub zlepieńca z Unisławia (rejon Unisławia Śląskiego), ogniwo piaskowca płytowego oraz ogniwo lupków antrakozjowych dolnych	małże z rodzaju <i>Antracosia</i> (górna część formacji, ogniwo lupków antrakozjowych dolnych), szczątki węglonej flory	stefan C	palinostratygrafia górnej części formacji (Jerzykiewicz, 1987; Górecka-Nowak, 1989; Trzepierczyńska, 1997)	utwory dolnej i środkowej części formacji to utwory proksymalnych i środkowych części stożków napływowych (Kowalski i in., 2025). Osady drobnoziarniste ogniwa lupków antrakozjowych dolnych mają genozę jeziorną (Mastalerz i in., 1993). Powstawały w płytkich, rozległych jeziorzyskach tworzących się w środkowej części późnokarbońskiego basenu śródsudeckiego (Kowalski i in., 2025). Na ogniwo lupków antrakozjowych dolnych składają się osady, będące fragmentami sekwencji zarówno transgresyjnych, jak i regresyjnych, w tym osady otwartych jezior śródlądowych (Mastalerz, Nehyba, 1997; Kowalski i in., 2025)
Formacja z Glinika	300–600	synklinorium śródsudeckie	Dziedzic (1971); Nemece i in. (1982); Miecznik (1989); Bossowski, Ihnatowicz (1994a, 2006); Górecka-Nowak, Majewska (2002); Ihnatowicz (2005)	rejon Glinika, Rybnicy Leśnej, Ludwikowic Kłodzkich, Nowej Rudy oraz Okrzeszyna (skrajna, zachodnia część synklinorium), w synklinorium śródsudeckim (wchodnie); otwory wiertnicze: Gluszyca IG 1, Lubawka IG 1, Unisław Śląski IG 1, Grzmiaca IG 1, Miłków IG 1 i in.	piaskowce, ilowce, mulowce, sporadycznie węgiel kamienny (otwór Gluszyca Górna IG 1), przewarstwienia tułów i pokładowe intruzje trachandezytów (rejon Ścinawki Górnej i Ścinawki Średniej – znane z otworów wiertniczych)/dawniej wyróżniane jako „warstwy ottweilerskie”; obecnie formacja dzielona jest na (idąc od dołu): ogniwo z Łomnicy, ogniwo z Grzmiącej i ogniwo z Petrovic (Ihnatowicz, 2005). Spąg formacji wyznacza strop pokładu węgla nr 301 (włączanego w obręb formacji z Zaclerza)	sporadycznie szczątki węglonej flory	westfal D–stefan B	palinostratygrafia (Górecka-Nowak, 1995)	osady rzek roztokowych, podrzędnie meandrujących, rozwinięte prawdopodobnie częściowo w obrębie stożków napływowych (Ihnatowicz, 2005)
Formacja z Zaclerza	500–900	synklinorium śródsudeckie	Dziedzic (1971); Nemece i in. (1982); Bossowski, Ihnatowicz (1994b, 2006); Mastalerz (1996); Nowak, Górecka-Nowak (1999)	rejon Wałbrzycha, Jedliny Zdroju oraz Nowej Rudy w synklinorium śródsudeckim (wchodnie); otwory wiertnicze: Gluszyca Górna IG 1, Grzędy IG 1, Lubawka IG 1, Unisław Śląski IG 1, Miłków IG 1 i in. (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)	piaskowce, zlepieńce, mulowce, ilowce, węgiel kamienny; obecnie formacja dzielona jest na (idąc od dołu): ogniwo z Boguszowa (warstwy zaclerskie dolne) oraz ogniwo z Gorców (warstwy zaclerskie górne). W obrębie ogniwa z Boguszowa w rejonie Wałbrzycha wyróżniono 26 pokładów węgla (nr 423–448), w rejonie Jugowa–Nowej Rudy – 21 pokładów (405–425), a w rejonie Stupca–Ścinawki Średniej – 11 pokładów węgla (405–415). W obrębie ogniwa z Gorców w rejonie Wałbrzycha wyróżniono 22 pokłady węgla (nr 301–322), w rejonie Jugowa–Nowej Rudy – 4 pokłady (301–304), a w rejonie Stupca–Ścinawki Średniej – 4 pokłady węgla (301–304) (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)	szczątki węglonej flory	westfal A–westfal C	palinostratygrafia (Górecka, Górecka-Nowak, 1987; Górecka-Nowak, 1995)	osady rzek meandrujących i rzek roztokowych charakteryzujących się stosunkowo niewielką krętością, pozakorytowa sedimentacja fitogeniczna (pokłady węgla). W strefach proksymalnych basenu prawdopodobnie również stożki napływowe
Formacja z Białego Kamienia	250–300	synklinorium śródsudeckie	Nemece i in. (1982); Bossowski, Ihnatowicz (1994b, 2006); Górecka-Nowak (1995); Kuroski (1996, 1998)	rejon Wałbrzycha i Jedliny Zdroju (wchodnie); otwory wiertnicze: liczne otwory surowcowe w rejonie Wałbrzycha, Boguszowa–Gorc, Gluszyca Górna IG 1, Grzędy IG 1, Lubawka IG 1, Unisław Śląski IG 1, Miłków IG 1 i in. (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)	piaskowce, zlepieńce, mulowce, ilowce, węgiel kamienny (podrzednie). W obrębie formacji w rejonie Wałbrzycha wyróżniono 2 pokłady węgla (nr 549 i 550), natomiast w rejonie Boguszowa–Gorc jeden pokład (549) (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)	szczątki węglonej flory	namur A–westfal A (Górecka-Nowak, 1995; Maćko, Górecka-Nowak, 2024)	palinostratygrafia (Górecka-Nowak, 1995; Maćko, Górecka-Nowak, 2024)	osady rzek roztokowych charakteryzujących się niewielką krętością, podrzędnie pozakorytowa sedimentacja fitogeniczna (pokłady węgla). W strefach proksymalnych basenu prawdopodobnie również stożki napływowe
Formacja z Wałbrzycha	250–300	synklinorium śródsudeckie	Dziedzic (1971); Nemece i in. (1982); Nemece (1984); Bossowski, Ihnatowicz (1994b, 2006); Górecka-Nowak, Majewska (2002); Górecka-Nowak i in. (2021)	rejon Jabłowa, Szczawna Zdroju, Wałbrzycha, Jedliny Zdrój i Gluszyca (wchodnie); otwory wiertnicze, w tym m.in.: liczne otwory surowcowe w rejonie Wałbrzycha, Boguszowa–Gorc i Nowej Rudy, Borówno 1, Grzędy IG 1, Dzikowiec IG 1 (rów Czerwieńczy)	piaskowce, zlepieńce, mulowce, ilowce, węgiel kamienny. W spagu wydzielenia w rejonie Nowej Rudy wyróżnia się utwory jeziorne („argility noworudzkie”) oraz, lokalnie, utwory grubooskruchowe (zlepieńce „gabrowe” i „diabazowe”). W obrębie formacji w rejonie Wałbrzycha wyróżniono 28 pokładów węgla (nr 652–680), w rejonie Nowej Rudy – 32 pokłady (601–632) (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)	szczątki węglonej flory	namur A (Górecka-Nowak i in., 2021). Według niektórych autorów najstarsze osady formacji mogą reprezentować najwyższy wizen (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)	palinostratygrafia (Górecka-Nowak, Majewska, 2002; Górecka-Nowak i in., 2021)	osady rzek meandrujących i roztokowych, pozakorytowa sedimentacja fitogeniczna (pokłady węgla): osady równi aluwialnej oraz (prawdopodobnie?) górnej równi deltowej (Nemece, 1984)
Formacja ze Szczawna	600–3000	północna i NE część synklinorium śródsudeckiego (rejon Kamiennej Góry, Szczawna Zdroju i Wałbrzycha)	Żakowa (1958, 1960, 1963); Nemece i in. (1982); Mastalerz (1995); Górecka-Nowak i in. (2021)	rejon Wałbrzycha, Konradowa i Szczawna Zdroju (wchodnie)	piaskowce, zlepieńce, mulowce, wapienie	fauna morska, m.in. gonyatyty, lodzikowate, ramienionogi, koralowce, małże oraz trylobity (w wapieniach i drobnoziarnistych piaskowcach), skamieniałości śladowe	wizen górny–namur A	palinostratygrafia (Górecka-Nowak i in., 2021), biostratygrafia, skamieniałości śladowe (Muszer, 2020)	osady stożków napływowych i delt stożkowych zasilających basen śródsudecki (Mastalerz, 1995)
Formacja z Lubomina	1500–2000	północna i NE część synklinorium śródsudeckiego	Teisseyre (1968, 1971); Dziedzic, Teisseyre (1990); Turnau i in. (2002);	rejon miejscowości Lubomin	zlepieńce, piaskowce, mulowce	fragmenty węglonej flory, skamieniałości śladowe	wizen górny	palinostratygrafia	osady proksymalnych i dystalnych części stożków napływowych (północne i zachodnie ramy basenu) zasilających systemy rzeczne, rozwijające się w osiowej części basenu śródsudeckiego
Formacja ze Starych Bogaczowic	1000–1600	północna część synklinorium	Teisseyre (1968, 1971); Dziedzic, Teisseyre (1990); Turnau i in. (2002);	rejon Starych Bogaczowic, na NE od Kamiennej Góry	zlepieńce, piaskowce, mulowce	nieliczne fragmenty węglonej flory	wizen górny	palinostratygrafia	osady proksymalnych i dystalnych części stożków napływowych (północne i zachodnie ramy basenu) zasilających systemy rzeczne, rozwijające się w osiowej części basenu śródsudeckiego
Formacja z Ciechanowic	600–700	NW część synklinorium	Teisseyre (1968, 1971); Dziedzic, Teisseyre (1990); Turnau i in. (2002);	rejon Ciechanowic, na zachód od Marciszowa	zlepieńce, brekcje sedimentacyjne, piaskowce, mulowce, w górnej części wydzielenia przewarstwienia węgla o grubości do 30 cm	nieliczne fragmenty węglonej flory	najwyższy wizen środkowy	palinostratygrafia	osady proksymalnych części stożków napływowych rozwijających się przy uskokowej, zachodniej krawędzi basenu, podrzędnie utwory jeziorne
Formacja z Figłowa	ok. 600	północna część synklinorium	Teisseyre (1968, 1971); Dziedzic, Teisseyre (1990); Turnau i in. (2002);	rejon Figłowa (Sądów Górnych), na wschód od Marciszowa	zlepieńce, brekcje sedimentacyjne, piaskowce, mulowce	nieliczne fragmenty węglonej flory	najwyższy wizen środkowy	palinostratygrafia	osady proksymalnych części stożków napływowych rozwijających się przy uskokowej krawędzi basenu
Formacja z Nagórnika	ok. 600	północna część synklinorium	Teisseyre (1968, 1971); Dziedzic, Teisseyre (1990); Turnau i in. (2002); Awdankiewicz (2022)	rejon Nagórnika, na wschód od Marciszowa	zlepieńce, brekcje sedimentacyjne, piaskowce, mulowce, z przewarstwieniami górnokarbońskich andezytów (andezyty Nagórnika) o charakterze silli (Awdankiewicz, 2022)	nieliczne fragmenty węglonej flory	najwyższy wizen środkowy	palinostratygrafia	osady proksymalnych części stożków napływowych rozwijających się przy uskokowej krawędzi basenu
Formacja z Sądów Górnych	ok. 600	północna część synklinorium	(Teisseyre, 1968, 1971; Dziedzic i Teisseyre, 1990; Turnau i in., 2002)	rejon Sądów Górnych	zlepieńce, brekcje sedimentacyjne, piaskowce, mulowce, w górnej części wydzielenia przewarstwienia węgla o grubości do 30 cm	nieliczne fragmenty węglonej flory	najwyższy wizen środkowy	palinostratygrafia	osady proksymalnych i części stożków napływowych rozwijających się przy uskokowej krawędzi basenu



FIG. 8. Wykształcenie litologiczne i przykładowe cechy utworów karbonu górnego na obszarze synklinorium śródsudeckiego: A – pokłady węgla kamiennego w utworach formacji z Wałbrzycha; odsłonięcie w Wałbrzychu (stan na 2019 r.); B – odsłonięcie pokładu nr 301 w obrębie górnej części osadów formacji z Żaclerza w Nowej Rudzie (stan na 2003 r.); C – kilkunastometrowy pień skrzemieniałego drzewa wydobyty z utworów formacji z Żaclerza w kopalni węgla kamiennego w Nowej Rudzie (stan na 2019 r.); D – grubookruchowe osady stożków napływowych formacji z Ludwikowic, odsłonięcie w Nowej Rudzie (stan na 2021 r.). A, D – fot. A. Kowalski; B – fot. A. Ichnatowicz; C – fot. P. Raczynski

STRATYGRAFIA		FORMACJA	LITOLOGIA	
PERM	Cisural	formacja ze Świerzawy (górna część) 150–200 m	[Symbol: kropki i kropki w kole]	
	Asselsk			
KARBON	PENSYLWAN	formacja ze Świerzawy (dolna część) 250–300 m	[Symbol: kropki i kropki w kole]	
				Gżel
				Kazim
KAMBR-KARBON DŁN.	Moskow	podłoże metamorficzne	[Symbol: trójkąty i kwadraty]	

FIG. 9. Uproszczony podział litostratygraficzny permokarbońskiego (na profilu ujęto tylko dolną część sukcesji dolnopermkiej) wypełnienia osadowego synklinorium północnosudeckiego (zestawiono na podstawie Mastalera i in., 1993); objaśnienia jak na figurze 7

W obrębie **depressji Świebodzi** wyróżniono cztery formacje (tab. 6), wykazujące znaczne zróżnicowanie lateralne (fig. 10; Porębski, 1981). Utwory formacji z Pogorzały (fig. 11) kontaktują, prawdopodobnie tektonicznie, z osadami formacji z Książa (Porębski, 1981), które są uznawane za równiekowe lub starsze od utworów formacji z Pogorzały i z Pelcznicy (Wojewoda, 2016; Pluta, Górecka-Nowak, 2018). Natomiast ekwiwalentem lateralnym formacji z Książa są utwory formacji z Chwaliszowa, które reprezentują przypuszczalnie przedział turnej górny-wizen.

Utwory karbońskie na obszarze **masywu Gór Sowich** tworzą szereg izolowanych wystąpień, zachowanych w obrębie niewielkich rowów lub półrowów tektonicznych (Oberc, 1949; Żakowa, Żak, 1962; Grocholski, 1967; Łapot, 1986). Wystąpienia te są powszechnie określane jako tzw. kulm sowiogórski, który dzielono na trzy części (Oberc, 1949; Żakowa, 1958). Poszczególne wydzielenia były określane jako nieformalne jednostki litostratygraficzne – ogniwa (Żakowa, Żak, 1962) lub zespoły/jednostki (Łapot, 1986, 1988). Począwszy od dołu wyróżniono tu: zlepienie gnejsowe lub zlepienie gabrowe; tzw. serię ilasto-szarogłazową oraz zlepienie polimiktyczne (tzw. zlepienie z Kamionek), kończące profil karbonu kulmu sowiogórskiego (fig. 12). Dla tych jednostek zaproponowano nowe nazwy formacji: z Walimia/z Jugowa, z Sokolca i z Kamionek (Kowalski, 2024; Kowalski, Pacanowski, 2025; tab. 7). Starsze oznaczenia biostratygraficzne wskazują na przynależność kulmu sowiogórskiego do górnego wizen (Żakowa, 1960, 1966; Żakowa, Żak, 1962), jednak w świetle zaliczenia formacji z Sokolca do górnego serpuchowu-dolnego baszkiru (Muszer i in., 2016a,b), nie można wykluczyć, że omawiane utwory kulmu sowiogórskiego są młodsze niż do tej pory uznawano.

Litostratygrafia osadów występujących na obszarze **jednostki bardzkiej** została oparta na wydzieleniach nieformalnych określanych jako formacje, sekwencje lub serie (fig. 13; tab. 8; Wajsprych, 1995), a datowana na turnej-wizen (Głuszek, Tomasz, 1992; Matyja i in., 2021). W dolnej części sukcesji karbońskiej wyróżniono wapień piętra *Gattendorfia* (Schindewolf, 1937), zaliczany do górnej, karbońskiej części formacji z Wapnicy, w obrębie której znajduje się udokumentowana granica dewonu i karbonu (fig. 14A; Matyja i in., 2021). Powyżej występują formacje z Gołogłów i z Nowej Wsi, a następnie tzw. wapień allodapiczny, określane w starszej literaturze jako

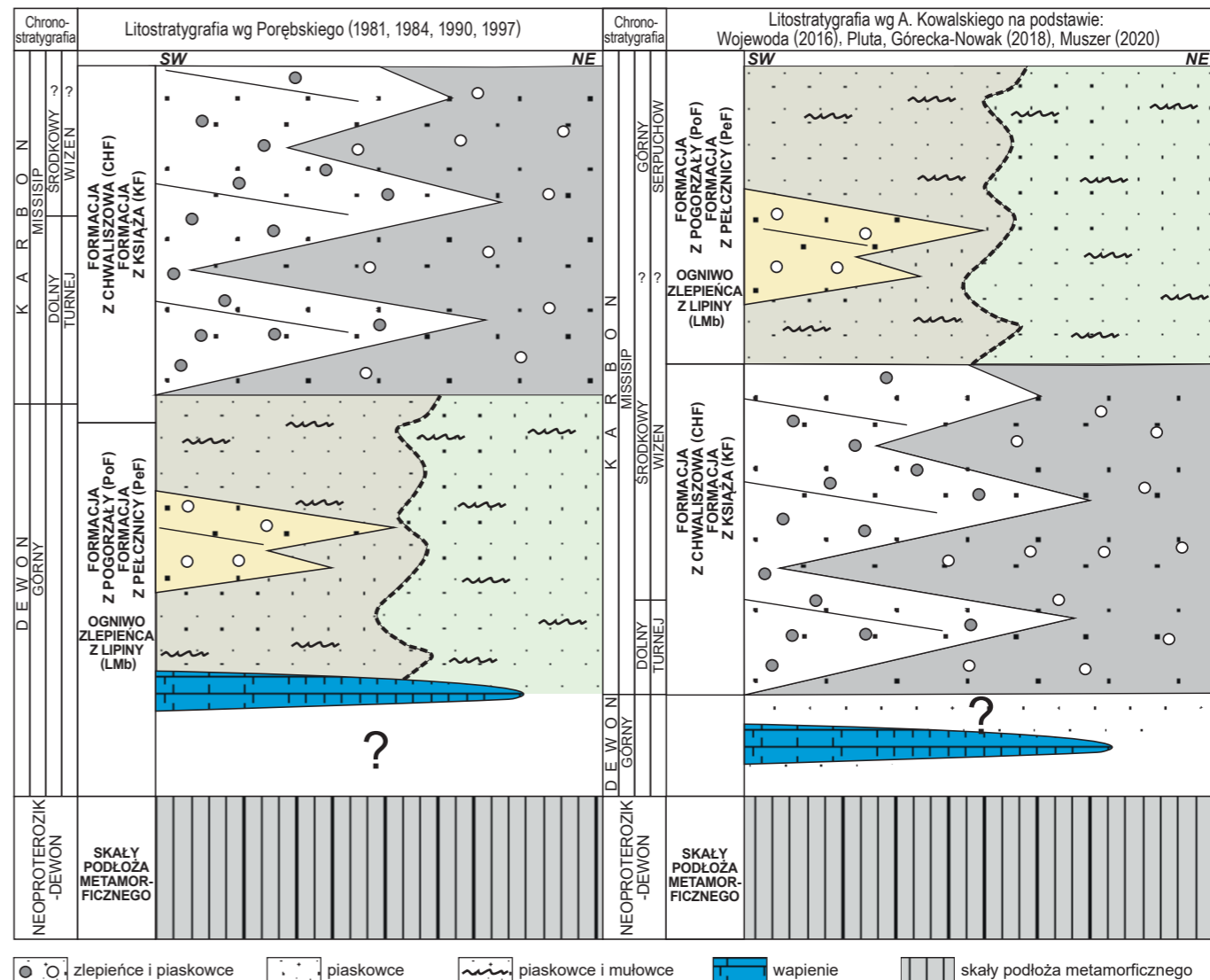
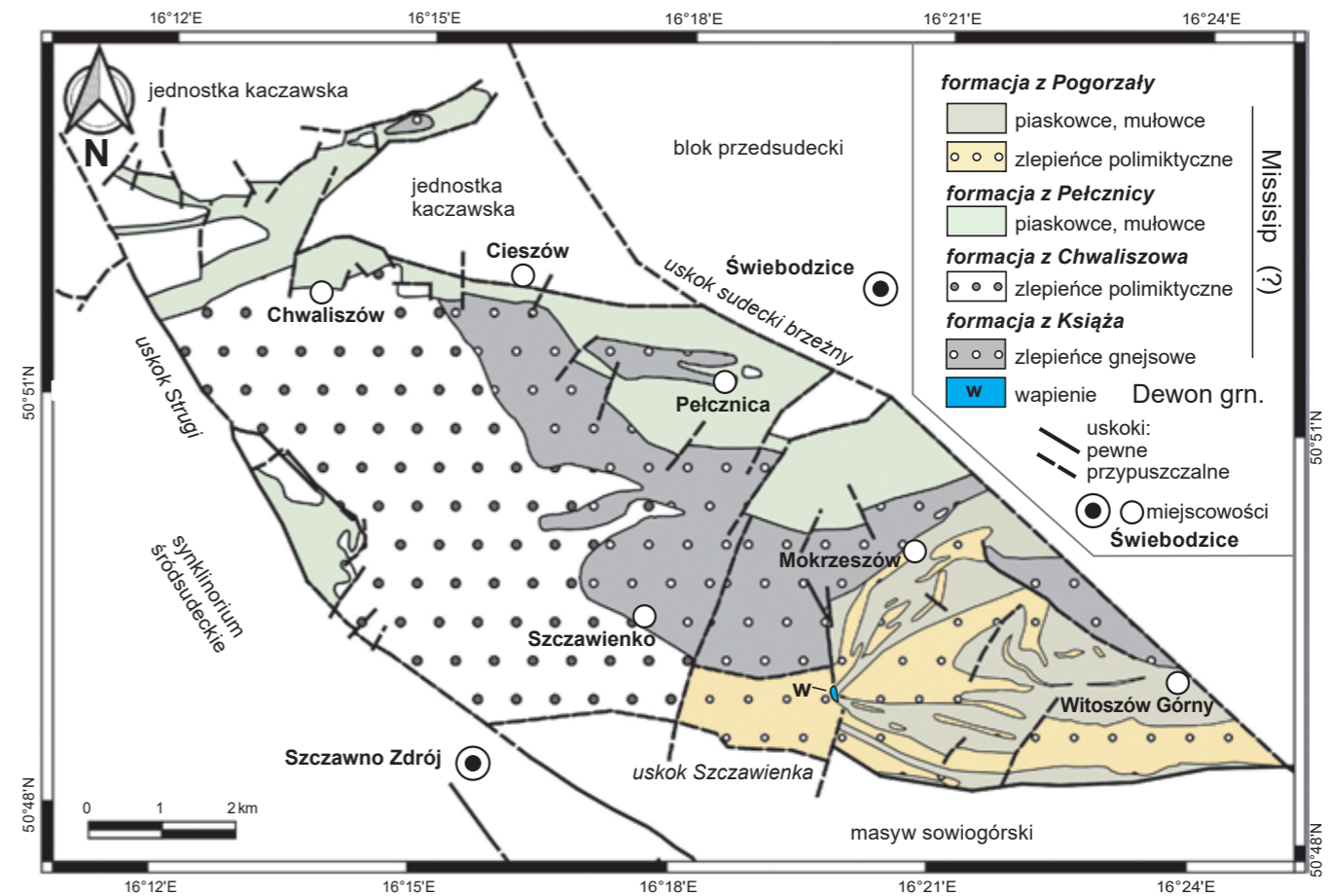


FIG. 10. Uproszczona mapa geologiczna jednostki Świebodzi oraz podział litostratygraficzny wypełnienia osadowego przedstawiający przeciwstawne poglądy na temat stratygrafii tej jednostki; zestawiono na podstawie prac Porębskiego (1981, 1984, 1990, 1997); Wojewody (2016); Pluty, Góreckiej-Nowak (2018)

TAB. 5. Podział litostratygraficzny utworów karbonu obszaru synklinorium północnosudeckiego (basenu północnosudeckiego) (wg Milewicz, 1985, zmieniono)

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja ze Świerzawy (dolna część)	70–250	SW i SE część synklinorium północnosudeckiego	Milewicz (1962, 1966, 1972); Milewicz, Górecka (1965); Górecka (1970); Ostromecki (1972, 1973); Karnkowski (1981); Ilnatowicz (2007a, b)	rejon Marczowa, rów Świerzawy, rów Wolbromka (odslonienia na powierzchni terenu), otwory Mojesz IG 1, Gronów IG 1 w SE skrzydle synklinorium północnosudeckiego	piaskowce, zlepieńce, mulowce i ilowce, sporadycznie przewarstwienia węgliste oraz przewarstwienia tufów o chemizmie kwaśnym. W stropie wydzielenia występują mocno zdiagenezowane osady drobnoziarniste określane jako łupki antrakozjowe dolne. W starszych opracowaniach używano nazwy formacja ze Starej Kraśnicy (Milewicz, 1985). Górna część formacji ze Świerzawy jest uznawana za dolnopermską	flora <i>Calamites</i> sp., <i>Cordaites principalis</i> , <i>Cordaites</i> sp. i <i>Walchia (Lebachia) piniformis</i> (otwór Mojesz IG 1; Ilnatowicz, 2007a). Milewicz (1968a) opisał faunę <i>Antraconia prolifera</i> f. <i>puella</i> oraz <i>A. pringlei</i> z otworu w Starej Kraśnicy (rów Świerzawy). Ponadto występują szczątki ryb <i>Acanthodes</i> sp., <i>Parabryllopterus</i> sp. (Nemec i in., 1982), które nie mają większego znaczenia stratygraficznego, oraz flora <i>Calamites cisti</i> , <i>Annularia carinata</i> (Milewicz, 1968a). W profilu Gronów IG 1 opisano sporomorfy z rodzajów <i>Sahnisporites</i> i <i>Reticulina</i> oraz formę <i>Striatosporites</i> cf. <i>maior</i> , typowe dla stefanu C (Ilnatowicz, 2007b)	stefan	paliostrografia	stefański wiek utworów dolnej części formacji ze Świerzawy stwierdzono na podstawie badań palinologicznych (Milewicz, Górecka, 1965; Ilnatowicz, 2007b)



FIG. 11. Utwory zlepieńcowo-piaszczyste formacji z Pogorzały w odsłonięciu w Witoszowie Górnym. Fot. A. Kowalski, stan na 2019 r. Osady interpretowane są jako gruboklastyczne wypełnienie rynny erozyjnej wciętej w podwodny skłon delty stożkowej (Porębski, 1997)

„dolny wapień węglowy” (Chorowska, Radlicz, 1984, 1994; Żołyński, 1997). Osady formacji z Nowej Wsi w NW części jednostki bardzkiej są przykryte osadami formacji ze Srebrnej Góry (fig. 14B), w obrębie której zaproponowano wydzielenie sekwencji z Winnej Góry oraz sekwencji z Orzecha. Utwory formacji ze Srebrnej Góry są według Wajsprycha (1995) równowiekowe z utworami zaliczonymi do serii z Paprotni i serii z Wilczy. W serii z Paprotni występują przeławiczenia wapieni organodetrytycznych określane jako tzw. górny wapień węglowy (por. Haydukiewicz, Muszer, 2002), jak również są spotykane horyzonty bentonitowe. Profil litostratygraficzny jednostki bardzkiej kończą utwory zaliczane do sekwencji z Włóczka, reprezentującej najwyższy wizen.

Pozostałe wystąpienia utworów karbonu w Sudetach dotyczą skał słabo zmetamorfizowanych, występujących w obrębie **pasm kaczawskiego i zgorzeleckiego**, tzw. wapieni z Lubania, których wiek określono na turnej górny, jak również tzw. wapieni z Rząsin, które powstały przypuszczalnie w wizenie późnym (Chorowska, 1977, 1978). Natomiast w obrębie utworów metasadowych występujących wraz z intensywnie zdeformowanymi ciałami gnejsów sowiogórskich i ofiolitowych w **strefie Niemczy**, będących prawdopodobnie częściowo reliktem karbońskiej sukcesji osadowej, nie zostały jak dotychczas wyodrębnione jednostki litostratygraficzne.

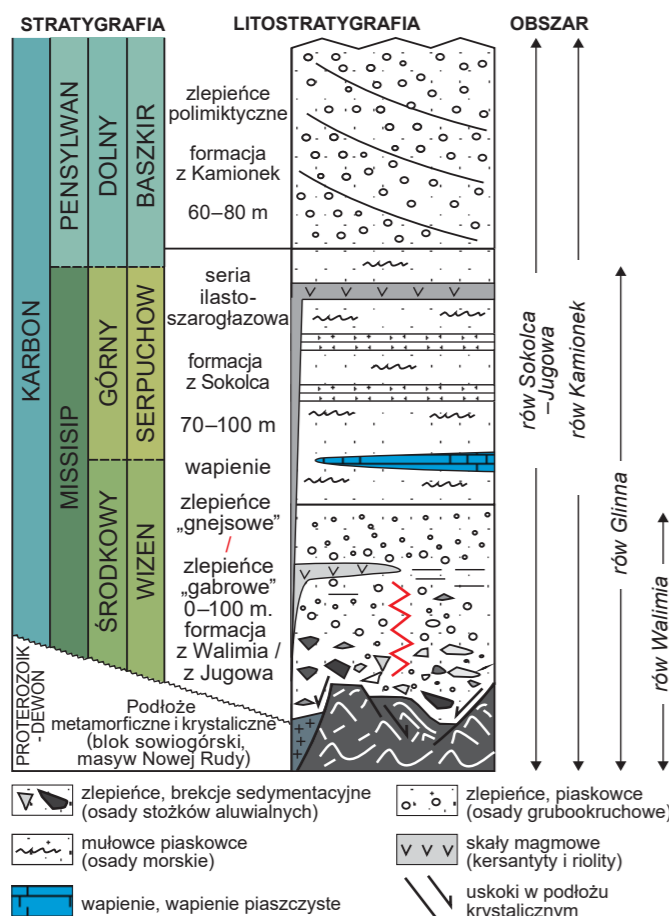


FIG. 12. Podział litostratygraficzny utworów karbońskich zaliczanych do tzw. kulmu sowiogórskiego z zaznaczonymi obszarami występowania rowów i półrowów tektonicznych założonych w krystalicznym podłożu bloku sowiogórskiego (Kowalski, 2024)

TAB. 6. Podział litostratygraficzny utworów karbonu jednostki Świebodzić (depressji Świebodzić)

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja z Pogorzały	>1300	jednostka Świebodzić, część południowa i SE	Porębski (1981, 1990, 1997); Pluta, Górecka-Nowak (2018); Muszer (2020)	rejon miejscowości Pogorzała i Witoszów Górny (dolina Witoszowskiego Potoku)	mulowce, piaskowce, zlepieńce w obrębie formacji wydzielenie również ogniwo zlepieńca z Lipiny (Porębski, 1981), o miaższości 450–530 m (Porębski, 1981)	małże, małżoraczki, tentakulity, ramienionogi, goniaty (prawdopodobnie redeponowane?), szczątki flory gatunków <i>Mesocalamites roeeri</i> , <i>Calamites tenuissimus</i> i <i>Sigillaria minutissima</i>	wizen górny – ? – namur A (serpuchow)	karboński wiek osadów formacji z Pogorzały potwierdzili badania palinostratygraficzne (Pluta, Górecka-Nowak, 2018). Z mulowców formacji z Pogorzały w okolicach Witoszowa Górnego opisano ostatnio także bogaty zespół skamieniałości śladowych wskazujących również na wczesnokarboński wiek tych osadów (Muszer, 2020). Węglanowe utwory dewonu górnego zaliczane wcześniej do tej formacji, znane z okolic Świebodzić (Jeziorko Daisy), mogą znajdować się w pozycji allochtonicznej. Są to zachowane (i prawdopodobnie tektonicznie lub synsedymencie przemieszczone) relikty platform węglanowych, które w późniejszym okresie ewolucji basenu sedymencie (wczesny karbon (?)) mogły podlegać erozji, a być może także redepozycji (olistolity?). Osady formacji z Pogorzały są interpretowane jako osady otwartego zbiornika morskiego, utwory dystalnych części delty stożkowych	
Formacja z Pelcznicy	co najmniej 350	jednostka Świebodzić, część północna i NW	Gunia (1968); Porębski (1981, 1990, 1997)	rejon miejscowości Pelcznica, Cieszów i Chwaliszów	mulowce, piaskowce, wyształcone podobnie jak osady formacji z Pogorzały	goniaty, trylobity	wizen górny – ? – namur A (serpuchow)	ekwiwalent lateralny osadów formacji z Pogorzały (Porębski, 1981). Podobnie jak w przypadku osadów formacji z Pogorzały pierwotnie zakładano górnodewoński (najwyższy famen) wiek osadów tej formacji (Porębski, 1981). Podobnie jak w przypadku formacji z Pogorzały, utwory te mogą reprezentować wizen górny (Pluta, Górecka-Nowak, 2018). Osady otwartego zbiornika morskiego, utwory dystalnych części delty stożkowych	
Formacja z Chwaliszowa	ok. 3000	jednostka Świebodzić, część zachodnia	Porębski (1981, 1990, 1997); Wojewoda (2016)	dolina potoku Czyżynka, okolice miejscowości Chwaliszów i Szczawienko	zlepieńce polimiktyczne, piaskowce	sporadycznie węglone szczątki flory	turnej górny – wizen (?)	osady delty stożkowych zdominowanych przez podwodne, niskokohezyjne spływy, zachodzące na stromych skłonach delty rozwiniętych wzdłuż uskokowej krawędzi basenu w zbiorniku morskim (Porębski, 1981, 1997)	
Formacja z Książa	>2000	jednostka Świebodzić, część środkowa	Nemec i in. (1980); Porębski (1981, 1990, 1997)	Rejon zamku Książ k. Wałbrzycha, przełom doliny rzeki Pelcznicy k. Wałbrzycha	zlepieńce, piaskowce, skrajnie słabo wysortowane	pojedyncze łądki <i>Lepidodendron</i> sp., sporadycznie węglone szczątki flory	turnej górny – wizen (?)	niemal monomiktyczne, słabo wysortowane zlepieńce zawierające otoczki gnejsowe (o średnicy niekiedy do 2 m; Porębski, 1981), pochodzące z erozji przyległego bloku sowiogórskiego. Osady delty stożkowych zdominowanych przez podwodne, niskokohezyjne spływy, zachodzące na stromych skłonach delty rozwiniętych wzdłuż uskokowej krawędzi basenu w zbiorniku morskim (Porębski, 1981, 1997)	

(zestawione na podstawie Porębskiego, 1981 i rewizji stratygraficznych: Wojewody, 2016; Pluty, Góreckiej-Nowak, 2018; Muszer, 2020)

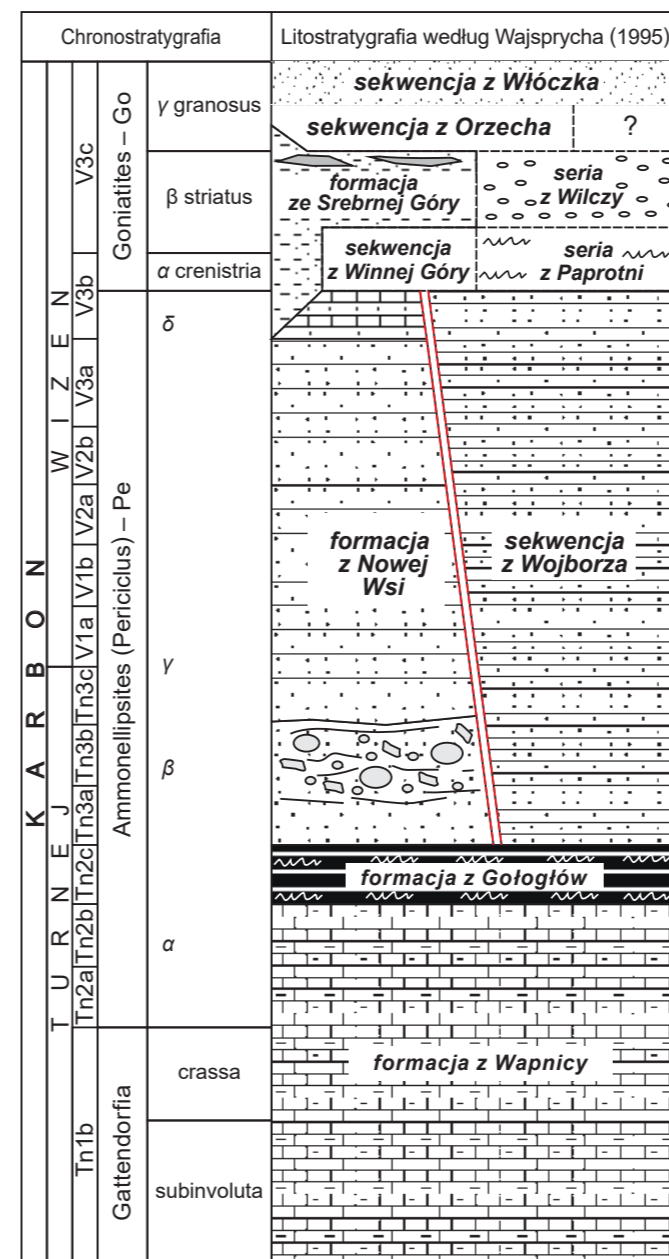


FIG. 13. Podział litostratygraficzny utworów karbonu jednostki bardzkiej zaproponowany przez Wajsprycha (1995), zmodyfikowane

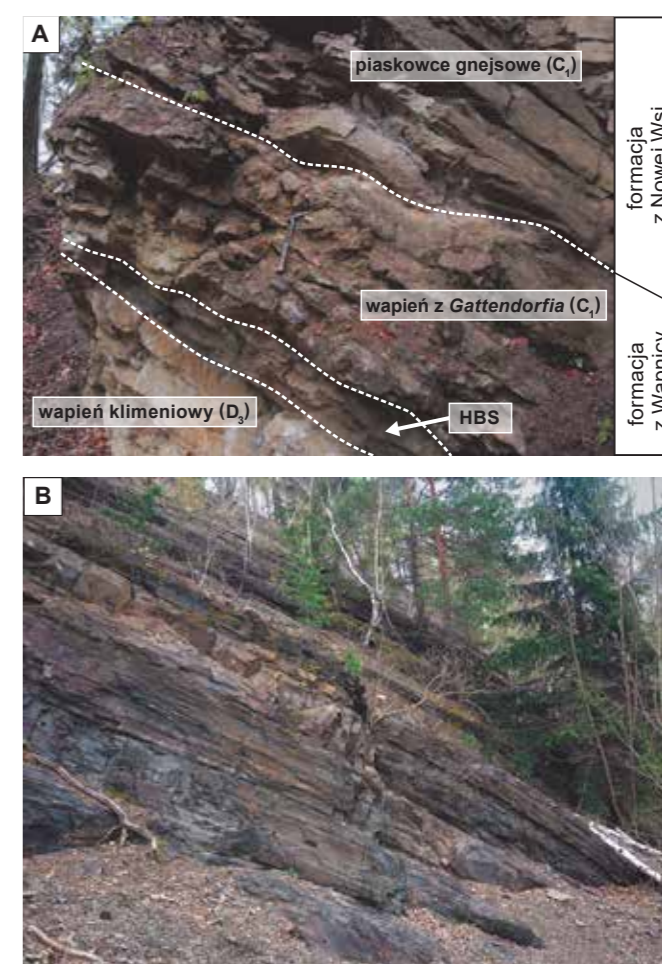


FIG. 14. A – granica utworów dewonu i karbonu odsłonięta w kamieniołomie w Dzikowcu. HBS: horyzont czarnych łupków typu Hangenberg; B – fliszowe utwory piaskowcowo-mulowcowe formacji ze Srebrnej Góry (Srebrna Góra-Zdanów). Fot. A. Kowalski, stan na 2021 r.

TAB. 7. Podział litostratygraficzny utworów karbonu masywu sowiogórskiego (bloku sowiogórskiego) (wg Kowalskiego, 2024)

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja z Sokolca	70–100	rów Kamionek, rów Sokolca–Jugowa, rów Glinna	Żakowa (1960, 1966); Żakowa, Żak (1962); Łapot (1986); Muszer i in. (2016a, b); Kowalski (2024); Pacanowski (2025)	rów Kamionek kamieniołom na zachód od miejscowości Kamionki, rów Sokolca–Jugowa (dolina Jugowskiego Potoku), rów Glinna (góra Ostrzew)	piaskowce, mułowce, ilowce, w dolnej części profilu horyzonty wapieni. W rowie Glinna utwory tej formacji przecina niewielka, pokładowa intruzja kersantytu	węglony detrytus roślinny, ramienionogi, ślimaki, małże, głowonogi, karalowce, liliowce, trylobity. <i>Gigantoproductus giganteus</i> i wiele in., a wśród koralu formy kolonijne <i>Lithostrotion junceum</i> . Na podstawie znalezisk <i>Goniatites crenistria</i> Żakowa (1960, 1966; Żakowa, Żak, 1962) zaliczyła utwory formacji z Sokolca do poziomu amonitowego Goo	wizen górny–namur (?)	palinostratygrafia (Muszer i in., 2016a), biostratygrafia: pierwotnie, na podstawie znalezisk makroskamieniałości, w tym m.in. licznych gatunków ramienionogów, koralu, i trylobitów zakładano górnowiążeński wiek osadów tej formacji (Żakowa, 1960, 1966; Żakowa, Żak, 1962). W ostatnim czasie z okolic Jugowa został opisany nowy gatunek ramienionoga – <i>Lambdarina jugowiensis</i> sp. nov. (Muszer, 2014)	osady otwartego zbiornika morskiego, utwory przybrzeża (rów Sokolca–Jugowa), utwory dystalnych części delt stożkowych (rów Kamionek, rów Glinna)
Formacja z Jugowa	10–100	rów Sokolca–Jugowa, rów Walimia	Żakowa (1966); Łapot (1986); Kowalski (2024)	rów Sokolca–Jugowa (rozproszone odsłonięcia w rejonie Jugowa), rów Walimia (góra Wawel)	zlepienie, podrzędnie piaskowce (zlepienie „gabrowe”)	węglony detrytus roślinny – sporadycznie	wizen środkowy–wizen górny (?)	—	najprawdopodobniej osady pochodzenia lądowego, powstałe w warunkach stożków napływowych (Kowalski, 2024)
Formacja z Walimia	10–100	rów Sokolca–Jugowa, rów Walimia, rów Glinna, rów Kamionek (prawdopodobnie tylko północna, obniżona tektonicznie część rowu)	Żakowa (1960, 1966); Łapot (1986); Kowalski (2024); Kowalski, Pacanowski (2025)	rów Walimia (odsłonięcia w rejonie miejscowości Walim), rów Glinna (rozproszone odsłonięcia w rejonie miejscowości Michałkowa), rów Sokolca–Jugowa i rów Kamionek (obniżone tektonicznie fragmenty rowów)	zlepienie (zlepienie „gnejsowe”), podrzędnie piaskowce, w rowie Walimia pokładowe intruzje riolitowe	węglony detrytus roślinny – sporadycznie	wizen środkowy–wizen górny (?)	—	najprawdopodobniej osady pochodzenia lądowego, powstałe w warunkach stożków napływowych (Kowalski, 2024)

TAB. 8. Podział litostratygraficzny utworów karbonu jednostki bardzkiej (struktury bardzkiej) (wg Wajsprycha, 1995, zmieniono)

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja ze Srebrnej Góry	250–400	północna część struktury bardzkiej (rejon Srebrnej Góry i Nowej Wsi Kłodzkiej), znana z otworów wiertniczych (Zdanów IG 1)	Wajsprych (1978); Koźma (1987); Muszer, Haydukiewicz (2006)	przekop kolejowy w miejscowości Srebrna Góra, otwór Zdanów IG 1	piaskowce lityczne (waki i arenity), przelawiające się z mułowcami i w mniejszym stopniu z ilowcami	bardzo rzadko detrytus roślinny (Muszer, Haydukiewicz, 2006)	wyższa część wizenu środkowego (?) (Chorowska, Radlicz, 1984)–wizen górny	otwornice (Chorowska, Radlicz, 1994)	osady prądów zawieszonych – turbidytów (Wajsprych, 1978; Koźma, 1987), najprawdopodobniej typu dystalnego. Osady występujące w górnej części profilu formacji stanowią olistostromę, będącą wynikiem podmorskiego ześlizgu/osuwiska (Wajsprych, 1978; Koźma, 1987)
Formacja z Nowej Wsi	130–250	północna część struktury bardzkiej (rejon Srebrnej Góry i Nowej Wsi Kłodzkiej), znana z otworów wiertniczych (Zdanów IG 1)	Pacholska (1978); Haydukiewicz (1990); Gluszek, Tomasz (1992); Żołyński (1997)	nieczynne kamieniołomy w rejonie miejscowości Nowa Wieś Kłodzka, otwór Zdanów IG 1	piaskowce i zlepienie lityczne („gnejsowe”) w dolnej części formacji, wapienie biodetrytyczne (alodapyczne) w górnej części formacji	w piaskowcach i zlepieniach: fragmenty pokruszonej/redeponowanej fauny – ramienionogi, koralu osobnicze, liliowce, małże, kolce pletwowe rekinów (Ginter, Niedźwiedzki, 2019). W wapieniach: liliowce, otwornice, glony, mszywioly, gąbki, radiolarie i kalcisfery	turnej górny–wizen dolny (Gluszek, Tomasz, 1992)	otwornice (Gluszek, Tomasz, 1992; Chorowska, Radlicz, 1994), konodonty (Haydukiewicz, 1986)	osady podwodnych splywów rumoszu i prądów gęstościowych, zachodzących na sklonach podmorskich stożków typu fan delta, rozbudowujących się wzdłuż S i SW krawędzi bloku sowiogórskiego w późnym turneju–wczesnym wizenie (Pacholska, 1987; Gluszek, Tomasz, 1992) Utwory górnej części formacji z Nowej Wsi Kłodzkiej są interpretowane jako osady wapienne bliskiego szelfu, redeponowane do głębszych partii basenu sedimentacyjnego w formie splywów grawitacyjnych (zlepienie wapienne w dolnej części wydzielenia) i prądów zawieszonych (wapienie margliste w górnej części wydzielenia)
Formacja z Gologłów	4–40	północna część struktury bardzkiej (rejon Dzikowca), znana z otworów wiertniczych (Zdanów IG 1)	Chorowska i in. (1992); Chorowska, Wajsprych (1995); Matyja i in. (2021)	otwór Zdanów IG 1	ilty, wapienie, łupki węgliste z przewarstwieniami radiolarytów	radiolarie	turnej dolny (?)	pozycja i wiek formacji jest problematyczny, zaliczono ją do turneju dolnego (Chorowska i in., 1992). Nie stwierdzono fauny konodontowej, natomiast według Matyji i in. (2021) osady tej formacji reprezentują dewońskie zony konodontowe <i>costatus</i> – <i>cockelli</i> .	osady otwartego zbiornika morskiego
Formacja z Wapnicy (górna część)	50	północna część struktury bardzkiej (rejon Dzikowca), znana z otworów wiertniczych (Zdanów IG 1)	Chorowska i in. (1992); Chorowska, Wajsprych (1995); Matyja i in. (2021)	otwór Zdanów IG 1	wapienie, piaskowce wapieniste	korale, małże, ramienionogi (Chorowska i in., 1992; Chorowska, Radlicz, 1994)	turnej dolny (piętro Gattendorfia)	otwornice, konodonty (Chorowska i in., 1992; Chorowska, Radlicz, 1994)	dewońskie i karbońskie utwory formacji z Wapnicy reprezentują transgresywne osady platformy węglanowej. Przejście sedimentacyjne pomiędzy osadami dewonu i karbonu, odsłonięte w kamieniołomie w Dzikowcu k. Nowej Rudy, uznawane jest za reperowe dla granicy dewon/karbon

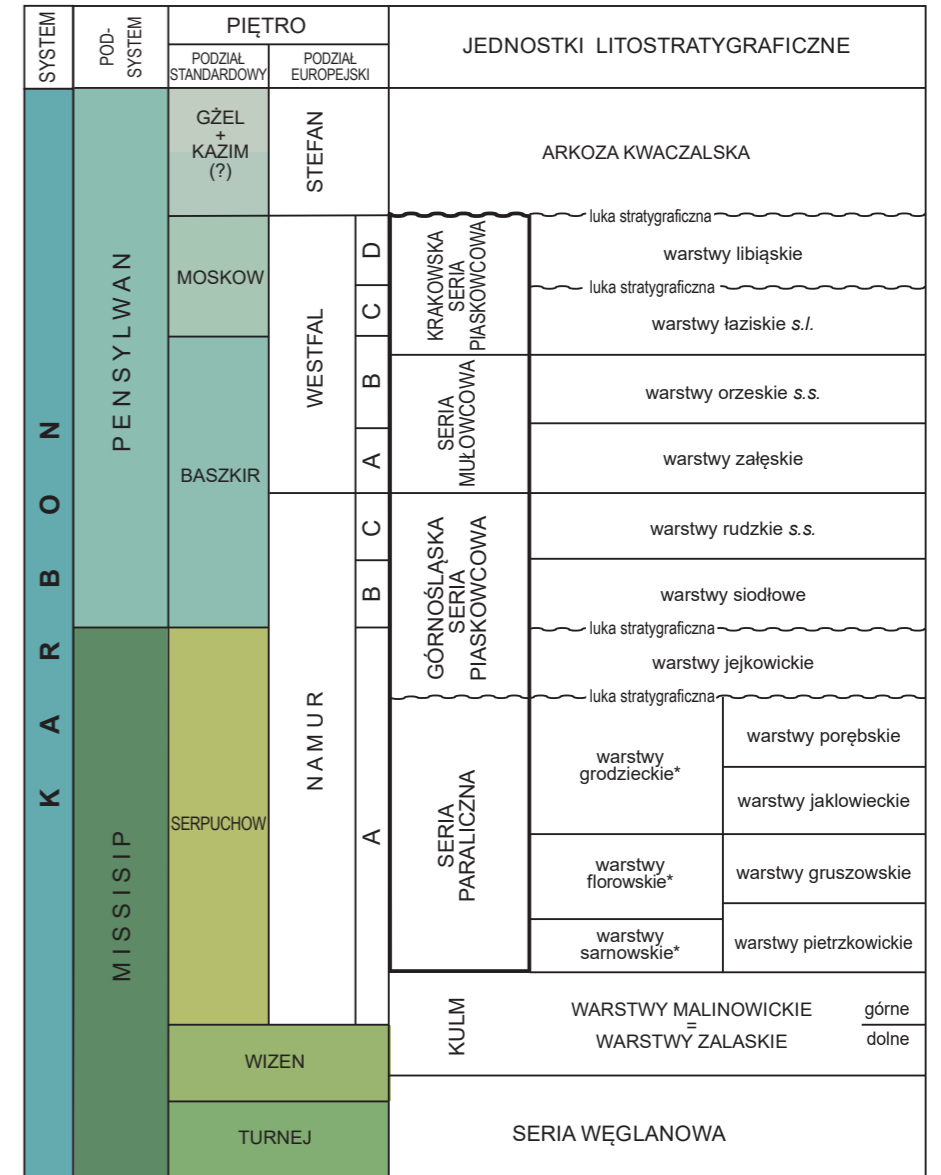
2.4. REGION GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO (BASEN MORAWSKO-ŚLĄSKI)

Profil utworów karbonu basenu morawsko-śląskiego jest zróżnicowany w poszczególnych częściach basenu, co zostało spowodowane regionalnymi zmianami facjalnymi w czasie ewolucji waryscyjskiego systemu górotwórczego oraz zmianami tempa depozycji osadów i subsydencji tektonicznej. W szczególności różnice te występują między zachodnią i wschodnią częścią basenu, i dotyczą osadów asocjacji węglanowej i fliszowej. W znacznej mierze cechy obu części basenu łączy obszar Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, charakteryzujący się również obecnością młodszych utworów karbonu – molasy węglonośnej.

Nieformalny podział litostratygraficzny utworów karbonu w GZW (fig. 15; tab. 9) został wprowadzony przez Dembowskiego (1972a), ze zmianami Jureczki (1988) oraz Kotasa i in. (1988), jak również uzupełnieniami Jureczki (2015). Karbon podłoża osadów węglonośnych GZW jest dwudzielny. Część niższa (określana jako wapień węglowy) jest kontynuacją serii węglanowej środkowego i górnego dewonu, część wyższą stanowią morskie utwory fliszowe (określane jako kulum).

Karbońska część serii węglanowej jest rozpoznana głównie w obszarze NE obrzeżenia GZW, w tym w regionie krakowskim, a nie licznymi utworami także we wschodniej i SE części GZW. Zbudowana jest głównie z wapieni z przewarstwieniami – zwłaszcza w partii stropowej – mułowców i tufitów (m.in. Kotas, 1973; Paszkowski, 1995a). Ta część serii węglanowej jest zaliczana do turneju i dolnego wizeny (Kotas, 1982; Bełka, 1985). Bardziej szczegółowe rozpoznanie profili poszczególnych otworów lub lokalnych odsłoneń, wskazuje na znaczne zróżnicowanie jednostek stratygraficznych, często określanymi tylko nazwami litologicznymi kompleksów skalnych lub numerami, oraz na wysoki stopień trudności w ich korelacji, włącznie z określeniem granicy między dewonem a karbonem (m.in. Bełka, 1985, 1987; Tomasz, Zając, 1996; Jawor, Baran, 2004; Buła, Krieger, 2004). W profilu otworu Goczałkowice IG 1 (południowa część GZW), w stropowym stumetrowym odcinku serii węglanowej zaliczonym do turneju (Kotas, 1973; Soboń-Podgórska, 1973), Narkiewicz (2005) wydzielił dwie nieformalne jednostki litostratygraficzne, tj. „wapienie fenestralne i dolomikryty” oraz „laminowane wapienie ziarniste”. Wyższą część pierwszej z tych jednostek Narkiewicz (2005) zaliczył do turneju, natomiast wiek jej spągowej części, jak również drugiej jednostki, pozostał nieokreślony, oprócz części spągowej, którą zaliczono do dewonu.

Utwory karbońskiej części serii węglanowej są znane również z odsłoneń powierzchniowych, na obszarze NE obrzeżenia GZW, zwłaszcza w okolicach Krzeszowic w regionie krakowskim (fig. 16). Paszkowski (1995a, b, 1996) wyróżnił w obrębie tych utworów nieformalne formacje litostratygraficzne, które tworzą grupę Rudawy, odpowiadającą według tego autora grupie Przemysy na obszarze GZW (fig. 17).



— karbon produktywny * wg podziału Doktorowicza-Hrebnickiego (1935) w NE części GZW
 ~~~~~ luka stratygraficzna

FIG. 15. Podział stratygraficzny karbonu GZW (wg Dembowskiego, 1972a; ze zmianami Jureczki, 1988 oraz Kotasa i in., 1988; z uzupełnieniem Jureczki, 2015)

W profilu karbonu GZW powyżej serii węglanowej zalegają utwory diastroficzne asocjacji fliszowej (tzw. kulm), ujmowane w dwie równorzędne wiekowe jednostki litostratygraficzne w randze nieformalnych formacji – warstw malinowickich i ich odpowiednika we wschodniej części zagłębia – warstw zalaskich (fig. 18; Kotas, 1972). W czeskiej części zagłębia utwory te są ujmowane jako warstwy kijowickie, które budują stropową partię utworów fliszowych karbonu strefy morawsko-śląskiej, położonej na zachód od granic zagłębia. W tej części basenu utwory terygeniczne osiągają największą miąższość, sięgającą 4000 m (Unrug, Dembowski, 1971), a w przypadkach częstych nasunięć, ich miąższość skumulowana może osiągnąć nawet 8000 m (Kumpera, Martinec, 1995; Hartley, Otava, 2001). Od zachodu ku wschodowi ze stropowymi partiami starszych jednostek fliszowych zająbają się utwory fliszowe jednostek młodszych, co jest skutkiem stopniowej migracji osi basenu od zachodu ku wschodowi (Kumpera, Martinec, 1995). Proces ten ma swoje odzwierciedlenie w podziale litostratygraficznym, wywodzącym się z czeskiej części strefy morawsko-śląskiej (m.in. Kumpera, Foldyna, 1992; Dvořák, 1994), w którym wyróżnia się następujące nieformalne jednostki w randze formacji, poczynając od najstarszej, w kierunku z zachodu na wschód: andelskohorską (famen-turnej), górnobeneszowską (turnej-górny wizen), morawicką (górnny wizen) i hradecko-kijowicką (górnny wizen-dolny namur A). Wzajemne relacje stratygraficzne tych jednostek są złożone, co jest skutkiem zarówno zmian facjalnych, jak i nakładających się procesów tektonicznych, a ich szczegółowe rozpozniowanie oraz określenie granic w stosunku do zon goniatytowych nie są jednoznacznie ustalone (m.in. Unrug, 1977; Dvořák, 1994; Grygar, Trzpieczyński, 1995; Hartley, Otava, 2001).

Utwory fliszowe wydzielane w profilu karbonu GZW jako warstwy malinowickie i zalaskie obejmują górną część wizeny i dolną część serpuchowu (górnny wizen-dolna część namuru A). Ich profil często rozdziela się na warstwy malinowickie/zalaskie dolne – wieku wizeńskiego i warstwy malinowickie/zalaskie górne – wieku namurskiego (podpiętro pendlej). Granicę stropową kompleksu warstw malinowickich i zalaskich z utworami produktywnymi wyznacza poziom morskiej Śtur (XVI), charakteryzujący się obecnością obfitej fauny morskiej. Warstwy malinowickie to monotonnie wykształcony kompleks osadów ilasto-mulowcowo-piaszczystych, na ogół bezwęglowy, genetycznie, określane jako kryptoflisz deponowany z chmur zawieszinowych (Kotas, 1995). Natomiast w warstwach zalaskich, określanych przez Kotasę (1995) jako pseudomolasa, obok skał klastycznych występują także cienkie warstwy węgla oraz wapienie organodetryczne. Należy podkreślić, że w niektórych profilach wierceń we wschodniej części GZW cechy „malinowickie” i „zalaskie” współwystępują, dlatego trudno ściśle rozgraniczyć obszary występowania obu typów facjalnych, zwłaszcza, że ilość informacji jest mocno ograniczona. Otwory przewiercające cały profil utworów asocjacji fliszowej są nieliczne; ponadto w większości są one położone w peryferyjnych częściach zagłębia i zazwyczaj bezrdzeniowe lub rdzeniowane odcinkowo. Na znacznym obszarze utwory kulmu są nierozpoznane, zwłaszcza w centralnej i zachodniej części zagłębia, a o ich budowie geologicznej można wnioskować tylko poprzez analogię do stosunkowo dobrze rozpoznanych rejonów w strefach peryferyjnych GZW i jego obrzeżenia.

Utwory węglonośne karbonu GZW leżą zgodnie, bez przerw w sedymentacji, na osadach asocjacji fliszowej (Kotas, Malczyk, 1972a). Cechą charakterystyczną utworów węglonośnych GZW jest wyraźna dwudzielność (fig. 18, 19). Starszą część profilu tworzą utwory paraliczne, z wyraźnie zaznaczającymi się wpływami okresowych zalewów morskich, natomiast młodszą część profilu budują utwory powstałe wyłącznie w warunkach lądowych (dawniej określane jako

TAB. 9. Podział litostratygraficzny utworów karbonu w regionie Górnoszląskiego Zagłębia

Węglowego (basenu morawsko-śląski)

| Nazwa                                  | Miąższość [m]                                      | Występowanie                                                                                                                                                                                                           | Historia badań                                                                                                            | Typowy profil                                                                                                                                                                                                                | Litologia/facje i dalszy podział                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | Występowanie skamieniałości                                                                 | Wiek chronostratygraficzny                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | Biostratygrafia                                                                                                                                                           | Uwagi                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |
|----------------------------------------|----------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Arkoza kwaczalska / warstwy z Kwaczaly | do 150–170                                         | wschodnia część GZW                                                                                                                                                                                                    | Siedlecki (1951, 1954); Rutkowski (1972); Lipiarski (2006)                                                                | rejon Libiąż–Alwernia (otwory wiertnicze oraz odsłonięcia powierzchniowe)                                                                                                                                                    | gruboziarniste piaskowce arkozowe i żwirowce piaszczyste z przewarstwieniami ilowców; środowiska rzeczne o wysokim reżimie wód, w warunkach ciepłego i suchego klimatu                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | skrzemienie pnie drzew szpilkowych z rodzaju <i>Dadoxylon</i>                               | stefan (gżel + kazimow?)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | na podstawie makroflory (Siedlecki, 1951, 1954)                                                                                                                           | jednostka w randze nieformalnej formacji, o problematycznej pozycji stratygraficznej                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
| Krakowska seria piaskowcowa            | do 1140                                            | wschodnia i centralna część GZW (w pełnym wykształceniu, pod przykryciem arkozy kwaczalskiej, tylko we wschodniej części)                                                                                              | Czarnocki (1935); Bocheński (1952); Dembowski (1972b); Kotasowa (1979); Jureczka, Kotas (1995); Gradziński i in. (2005)   | rejon Libiąża, np. otwór Cheimek IG 1                                                                                                                                                                                        | piaskowce, piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce, mulowce i ilowce oraz węgiel kamienny (ok. 40 warstw węgla, w tym 20 o znaczeniu ekonomicznym, pokłady o numeracji 110–119 oraz 201–215); środowiska rzek roztokowych i anastomozujących z dość licznymi torfowiskami; w serii wydzieliła się dwie jednostki w randze nieformalnych ogniw litostratygraficznych: warstwy łaziskie s.l. oraz warstwy libiąskie, granicę pomiędzy nimi wyznacza spąg pokładu 119, granicę spagową serii wyznacza kontakt erozyjny, stanowiący ostrą zmianę facjalną osadów                                                                                                                                                                                    | liczne szczątki uwęglonej flory, pojedyncze poziomy fauny słodkowodnej, głównie małży       | Moskow–westfal B-D, w tym: warstwy łaziskie s.l. – górna część westfalu B oraz dolna część westfalu C, warstwy libiąskie – westfal D; na granicy warstw łaziskich s.l. i libiąskich luka stratygraficzna                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | na podstawie makro- i mikroflory (np. Kmiecik, 1995; Kotasowa, Migier, 1995)                                                                                              | jednostka w randze nieformalnej formacji                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |
| Seria mulowcowa                        | do 1800                                            | centralna i wschodnia część GZW, a w formie izolowanych płatów również w niecce chwałowickiej i bytomskiej                                                                                                             | Czarnocki (1935); Potrzycki (1972); Jureczka, Kotas (1995); Doktor, Kędzior (2002)                                        | rejon Żor, Mikołowa, Tychów i Pszczyny, np. otwory: Woszczyce IG 1, Wiry IG 1, Piasek IG 1                                                                                                                                   | mulowce, piaskowce, ilowce, węgiel kamienny (ok. 160 warstw węgla, w tym ok. 70 o znaczeniu ekonomicznym, pokłady o numeracji 301–364 i 401–406); środowiska rozległych równi aluwialnych pościętych siecią rzek anastomozujących lub meandrujących, z licznymi torfowiskami; w serii wydzieliła się dwie jednostki w randze nieformalnych ogniw litostratygraficznych: warstwy załęskie i warstwy orzeskie s.s., rozdzielone poziomem tufitu przy pokładzie 327, spagową granicę serii wyznacza strop poziomu fauny słodkowodnej Hubert, w sąsiedztwie pokładów 407–408; strop serii wyznacza poziom ostrej zmiany facjalnej                                                                                                               | bardzo liczne szczątki uwęglonej flory, nieliczne poziomy fauny słodkowodnej, głównie małży | baszkir (langset) oraz moskow (dukman)–westfal A (warstwy załęskie) oraz dolna część westfalu B (warstwy orzeskie s.s.)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | na podstawie makro- i mikroflory (np. Stopa, 1967; Kmiecik, 1995; Kotasowa, Migier, 1995)                                                                                 | jednostka w randze nieformalnej formacji; w stosowanym w górnictwie węglu (Doktorowicz-Hrebnicki, Bocheński, 1945, 1952) warstwy orzeskie (grupa pokładów 300) obejmują profil od pokładu 301 do 364, czyli całe warstwy orzeskie s.s. i warstwy załęskie bez spagowej części od pokładu 401 do 406                                                                  |
| Górnoszląska seria piaskowcowa         | do 1100                                            | centralna i SW część GZW wraz z nieką bytomską, a w formie izolowanych płatów również w niecce chwałowickiej i jejkowickiej                                                                                            | Czarnocki (1935); Stopa (1959); Kotas, Malczyk (1972b); Jureczka, Kotas (1995); Jureczka (2013); Kędzior (2016)           | rejon Zabrze, Bytomia, Tychów, Jastrzębia Zdroju, Rybnika, np. otwory: Paniowy IG 1, Szczygłowice IG 1, Krzyżowice IG 1, Niedobczyce IG 1, Jejkowice IG 1                                                                    | piaskowce, zlepieńce, mulowce, ilowce, węgiel kamienny (ok. 60 warstw węgla, w tym pokłady o numeracji 407–418 oraz 501–510, niektóre o znacznej grubości); środowiska rozległych równi aluwialnych pościętych siecią rzek anastomozujących lub meandrujących, także rzek roztokowych, z licznymi torfowiskami o nierozkładnym – nieprzerwanym depozycją osadów klastycznych – rozwoju; w serii wydzieliła się trzy jednostki w randze nieformalnych ogniw, warstwy: jejkowickie, siodłowe i rudzkie s.s.; granica spagowa serii jest zróżnicowana, na znacznych obszarach zagłębia wyznacza ją spąg pokładu 510; granicę stropową serii wyznacza strop poziomu fauny słodkowodnej Hubert, wiązki pokładów węgla 407–408                    | liczne szczątki uwęglonej flory, dość liczne poziomy fauny słodkowodnej, głównie małży      | serpuchow (arnsberg)–namur A oraz baszkir (kinderskut, marsden i yeodon)–namur B–C, w tym warstwy: jejkowickie – namur A, siodłowe (zabrskie) – namur B, rudzkie s.s. – namur C; pomiędzy warstwami jejkowickimi a siodłowymi przyjmuje się lukę stratygraficzną, zbieżną z granicą missisip-pensylwan, obejmującą szczytową część namuru A (czoker i alport), wg Kotasę (2006b) oraz Kotasę i Kotasę (2006) niewyłączona jest również luka w górnej części serii pomiędzy warstwami siodłowymi/zaborskimi a rudzkimi s.s., obejmująca marsden | na podstawie makro- i mikroflory, również makrofauny (np. Stopa, 1957c, 1959; Kotasowa, 1988; Kmiecik, 1995; Kotasowa, Migier, 1995; Kotas, 2006b; Kotasowa, Kotas, 2006) | jednostka w randze nieformalnej formacji; w stosowanym w górnictwie węglu (Doktorowicz-Hrebnicki, Bocheński, 1945, 1952) warstwy rudzkie (grupa pokładów 400) obejmują profil od pokładu 401 do 419, czyli całe warstwy rudzkie s.s. oraz spagową część warstw załęskich (od pokładu 401 do 406)                                                                     |
| Seria paraliczna                       | 200–3800                                           | cały obszar GZW                                                                                                                                                                                                        | Czarnocki (1935); Doktorowicz-Hrebnicki (1935); Kotas, Malczyk (1972a); Jureczka, Kotas (1995); Doktor, Gradziński (1999) | otwory: Ruptawa IG 1 (w części SW), Chelmek IG 1 (w części centralno-wschodniej), Poręba Żegoty IG 1 (w części wschodniej), Leńcze IG 1 (w części SE)                                                                        | piaskowce, mulowce i ilowce, rzadziej zlepieńce, oraz węgiel kamienny (łącznie ok. 260 warstw węgla, w tym pokłady o numeracji 601–631, 701–723, 801–848, od 901), w niewielkim stopniu osady tufogeniczne, a sporadycznie węglany (wapienie i syderyty); środowiska przybrzeżnych równi i delt, okresowo zalewanych morzem, z licznymi torfowiskami; w parti stropowej także osady fluwialne rzek roztokowych; seria dzieli się cztery jednostki w randze nieformalnych ogniw litostratygraficznych, warstwy: pietrkowickie, gruszowskie, jakłowieckie oraz porębskie (tzw. podział zachodni) lub na trzy jednostki w NE części GZW, warstwy: sarnowskie, florowskie, grodzieckie; strop serii wyznacza strop poziomu morskiego Śtur (XVI) | liczne szczątki uwęglonej flory, liczne poziomy fauny słodkowodnej, brakicznej i morskiej   | serpuchow (pendlej i arnsberg) – górna część namuru A, prawdopodobnie osady serii nie sięgają do szczytu arnsbergu (Kotasowa, 1995; Kotasowa, Migier, 1995)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | na podstawie makro- i mikroflory oraz makrofauny (np. Kmiecik, 1995; Kotasowa, Migier, 1995; Musiał i in., 1995)                                                          | jednostka w randze nieformalnej formacji; jej synonimem, stosowanym w górnictwie są „warstwy brzeżne”                                                                                                                                                                                                                                                                |
| Warstwy malinowickie / zalaskie        | 200–1500                                           | cały obszar GZW wraz z jego obrzeżeniem (bez obrzeżenia zachodniego); warstwy zalaskie są odpowiednikiem warstw malinowickich we wschodniej części GZW oraz wschodnim obrzeżeniu zagłębia, w tym w regionie krakowskim | Doktorowicz-Hrebnicki (1935); Kotas (1972, 1995)                                                                          | warstwy malinowickie – Malinowice (północna część i północne obrzeżenie GZW); warstwy zalaskie – Zalas (wschodnia część i wschodnie obrzeżenie GZW wraz z regionem krakowskim, np. otwory: Borek Szlacheczki 1, Leńcze IG 1) | kompleks osadów ilasto-mulowcowo-piaszczystych, z przewagą skał mulowcowych, w warstwach zalaskich także cienkie warstwy węgla (o grubości do 0,30 m) oraz wapienie organodetryczne; środowiska morskie, warstwy malinowickie – utwory otwartego morza, kryptoflisz deponowany z chmur zawieszinowych, warstwy zalaskie – utwory spływającego się morza, deponowane w brzeżnych częściach basenu z okresowymi wynurzeniami i rozwojem roślinności                                                                                                                                                                                                                                                                                           | fauna morska (m.in. małże, goniatyły, ramienionogi, trylobity)                              | górnny wizen (brygant) i dolna część serpuchowu (pendlej-dolny namur A)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | głównie na podstawie makrofauny (np. Musiał i in., 1995)                                                                                                                  | jednostki w randze nieformalnych formacji, często rozdzielane na warstwy malinowickie/zalaskie dolne – wieku wizeńskiego i warstwy malinowickie/zalaskie górne – wieku namurskiego                                                                                                                                                                                   |
| Seria węglanowa                        | 100–300 – GZW; 250–440 (1175?) – NE obrzeżenie GZW | NE obrzeżenie GZW wraz z regionem krakowskim, na obszarze GZW rozpoznana tylko w części wschodniej i południowej                                                                                                       | Kotas (1973, 1982); Belka (1985); Paszkowski (1995a); Jawor, Baran (2004); Narkiewicz (2005)                              | GZW – otwory: Sosnowiec IG 1, Goczałkowice IG 1, NE obrzeżenie GZW – otwory: Starczynów 2, Potrójna IG 1, odsłonięcia powierzchniowe w rejonie Krzeszowic                                                                    | wapienie organodetryczne i organogeniczne, miejscami pseudoolitowe i pelytyczne oraz margliste, z przewarstwieniami dolomitów, mulowców i ilowców, tufitów oraz litytów; przejścia facji węglanowej w fację węglanowo-klastyczną występują kierunku stropu serii węglanowej; środowiska stabilnego szelfu, w obrębie płytkomorskiej platformy o płaskim paleoreliefie                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | fauna morska (m.in. konodonty, otwornice, ramienionogi)                                     | turnej–wizen dolny                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | na podstawie mikro- i makrofauny (np. Biernat i in., 1972; Soboń-Podgórska, 1973, 1979; Belka, 1985; Musiał i in., 1995)                                                  | W ujęciach stratygraficznych karbonowa część serii węglanowej na ogół łączona jest z pozostałą częścią tej serii wieku środkowego i górnego dewonu. Szczegółowe rozpozniowanie stratygraficzne karbonowej części serii węglanowej jest zróżnicowane i cechuje się wysokim stopniem trudności i rozbieżności w korelacji wyróżnianych jednostek (szczegóły w tekście) |



FIG. 16. Kamieniołom Czatkowice k. Krzeszowic. Warstwy wapieni spikulitowych najwyższego turneju (formacja z łomu Przy Granicy\*), w dolnej części warstwa piroklastyczna wskazana strzałką. Fot. M. Ginter

\* W przypadku tej formacji zastosowano pisownię przyjętą w „Tabeli stratygraficznej Polski” (Wagner, 2008) [red.].

| Chronostratygrafia |         |                 | Litostratygrafia |                              |                       |                  |  |
|--------------------|---------|-----------------|------------------|------------------------------|-----------------------|------------------|--|
| MISSISIP           | GRN.    | V <sub>3c</sub> | Brygant          | warstwy kijowickie           | warstwy malinowickie  | warstwy zalaskie |  |
|                    |         | V <sub>3b</sub> | Asb              | formacja z Czerwonej Sciarki |                       |                  |  |
|                    |         | V <sub>3a</sub> | Holker           | formacja z Czernej Wądoła    |                       |                  |  |
|                    | ŚR.     | V <sub>2b</sub> | Arund            | formacja z Eliaszkówki       |                       |                  |  |
|                    |         | V <sub>2a</sub> |                  | formacja z Czatkowic         |                       |                  |  |
|                    | DLN.    | V <sub>1b</sub> | Czad             | formacja z Mazurowych Dołów  |                       |                  |  |
|                    |         | V <sub>1a</sub> |                  | formacja z Tomu Przy Granicy |                       |                  |  |
|                    | TURNIEJ | GRN.            | Tn <sub>3</sub>  | Iwor                         | formacja z Pstrągami  |                  |  |
|                    |         | ŚR.             | Tn <sub>2</sub>  |                              | formacja z Paczółowic |                  |  |
|                    |         | DLN.            | Tn <sub>1b</sub> |                              | formacja ze Szklar    |                  |  |
|                    |         |                 |                  | formacja z Raclawki          |                       |                  |  |

FIG. 17. Podział litostratygraficzny karbońskiej części serii węglanowej – grupy Rudawy w regionie krakowskim (Paszowski, 1995b), wg Tabeli stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) i zgodnie z pisownią tam stosowaną

utwory limniczne). Cecha ta stanowi podstawę wydzielenia głównych jednostek w podziałach litostratygraficznych karbonu produktywnego, a granica pomiędzy obu częściami jest podstawowym poziomem korelacyjnym. W podziale Dembowskiego (1972a) utwory paraliczne ujmują się w jedną jednostkę, analogicznie jak w czeskiej części zagłębia. Natomiast w obrębie osadów lądowych wydziela się trzy jednostki litostratygraficzne; w części czeskiej ujmują się w jedną jednostkę. Zasięg lateralny głównych wydzieleni litostratygraficznych jest przedstawiony na figurze 20.

Osady paraliczne litostratygraficznie są określane jako seria paraliczna (Kotas, Malczyk, 1972a) w randze nieformalnej formacji. Synonimem tej serii, stosowanym w górnictwie do czasów obecnych, są „warstwy brzeźne”, a w części czeskiej zagłębia – warstwy ostrawskie. Podział utworów serii paralicznej wywodzi się z zachodniej części GZW, w szczególności z rejonu Ostrawy, na warstwy: pietrkowickie, gruszowskie, jakłowieckie oraz porębskie (Pattejsky, Folprecht, 1928), obecnie funkcjonujące w randze nieformalnych ogniw litostratygraficznych. Jest to tzw. podział zachodni, stosowany głównie w zachodniej i północnej części zagłębia. Granice poszczególnych jednostek wyznaczają poziomy morskie (fig. 21) i poziom łupku szlifierskiego. Należy przy tym zaznaczyć, że brak precyzyjnej definicji stropu i spągu poziomu morskiego powoduje znaczne rozbieżności przy wyznaczaniu granic tych jednostek litostratygraficznych.

Lateralne zmiany litologiczno-facjalne, w szczególności zanikanie i wysładzenie w kierunku wschodnim poziomów morskich (fig. 18), uniemożliwiają stosowanie opisanego wyżej podziału serii paralicznej, na znacznym obszarze zagłębia, w tym – w części NE. Dla tej części GZW stosuje się tzw. podział wschodni na warstwy: sarnowskie, florowskie i grodzieckie (fig. 19; Doktorowicz-Hrebniński, 1935), oparty na lokalnym wysładzeniu litologicznym utworów karbońskich w rejonie Dąbrowy Górniczej. Należy przy tym zaznaczyć, że na znacznych obszarach zagłębia, stosowanie zarówno podziału zachodniego, jak i wschodniego, często jest utrudnione lub niemożliwe. Wynika to z braku możliwości określenia granic poszczególnych jednostek zgodnie z ich definicjami. Wątpliwości budzi też wydzielenie tych jednostek w skrajnie SE części zagłębia, w której zalegają one na znacznej głębokości pod nasunięciem karpackim. Z nielicznych dostępnych danych wynika, że są to wyłącznie osady lądowe, bez wpływów morskich, odpowiadające położeniu w profilu dolnej części serii paralicznej, co komplikuje stosowanie określenia „utwory paraliczne” lub nazwy jednostki „seria paraliczna”. Spągowa granica utworów produktywnych w tym regionie ma właściwie charakter umowy, bowiem poniżej poziomu morskiego Stur (XVI) występują również osady węglonośne.

Wyższą część profilu utworów węglonośnych karbonu stanowią utwory depozowane wyłącznie w warunkach lądowych. Kontakt między utworami lądowymi i utworami paralicznymi charakteryzuje

| Nazwa                                                                           | Miaższość [m]                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | Występowanie                                                                                                                                                                          | Historia badań                                                                                                                                                 | Typowy profil                                                                                                            | Litologia/facje i dalszy podział                                                                                                                                                                                                                                      | Występowanie skamieniałości                                                                                                                                           | Wiek chronostratygraficzny       | Biostratygrafia                                                                                                                       | Uwagi                                                                                                                     |
|---------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Strefa śląsko-morawska – utwory diastroficzne asocjacji fliszowej (kulm)</b> |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                                       |                                                                                                                                                                |                                                                                                                          |                                                                                                                                                                                                                                                                       |                                                                                                                                                                       |                                  |                                                                                                                                       |                                                                                                                           |
| Formacja hradecko-kijowicka lub hradecko-kyjowicka                              | miąższość poszczególnych formacji nie jest jednoznacznie ustalona i różni się po stronie czeskiej i polskiej, łącznie sięga 4000 m, a w przypadkach nasunięć, miąższość skumulowana może osiągnąć nawet 8000 m, w tym miąższość poszczególnych jednostek, bez formacji andelskohorskiej na pograniczu dewonu i karbonu, 1500–2500 m | obszar na zachód od GZW po Sudety Wschodnie, określane jako strefa morawsko-śląska orogenu waryscyjskiego (Kotas, 1982) lub morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwce (Bula i in., 2008) | Unrug, Dembowski (1971); Unrug (1977); Kumpera, Földyna (1992); Dvořák (1994); Kumpera, Martinec (1995); Grygar, Trzepierczyński (1995); Hartley, Otava (2001) | Hradec i Kyjovice na Morawach (Republika Czeska), w Polsce w rejonie Głubczyc (Płaskowyż Głubczycki) i Toszka            | piaskowce z przewarstwieniami zlepieńców oraz łupków mulowcowych i ilastych; środowiska morskie; po stronie czeskiej wydzielane są dwa ognia litostratygraficzne, z których górne – ognio Kyjovice – zalega w podłożu utworów węglonośnych czeskiej części GZW        | szczątki flory (pnie, lodygi, paprocie) oraz fauna morska (koral, goniatyty), bardzo liczna w formacji hradecko-kijowickiej (goniatyty, małże, ramienionogi, łodziki) | górny wizen Goßspi–dolny namur A | na podstawie makrofauny oraz mikrofauny (np. Purkyňová, 1977; Unrug, 1977; Dvořák, 1994; Hartley, Otava, 2001; Trzepierczyńska, 2003) | zasięgi stratygraficzne poszczególnych formacji nie są jednoznacznie określone (m.in. Dvořák, 1994; Hartley, Otava, 2001) |
| Formacja morawicka                                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                                       |                                                                                                                                                                | Morawice na Morawach (Republika Czeska), w Polsce w rejonie Głubczyc (Płaskowyż Głubczycki) – odsłonięcie Braciszów      | łupki mulowcowe i ilaste oraz piaskowce i zlepieńce, osady heterolityczne; środowiska morskie; w obrębie formacji wydziela się ognio piaskowców z Ciermiecic oraz ognio zlepieńców z Pielgrzymowa; po stronie czeskiej wydzielane są cztery ognia litostratygraficzne |                                                                                                                                                                       | górny wizen Goa2-3–Goßmu         |                                                                                                                                       |                                                                                                                           |
| Formacja górnobeneszowska lub hornobeneszowska                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                                       |                                                                                                                                                                | Horní Benešov na Morawach (Republika Czeska), w Polsce w rejonie Głubczyc (Płaskowyż Głubczycki) – odsłonięcie Braciszów | piaskowce i zlepieńce z przewarstwieniami łupków mulowcowych i pyłowców; środowiska morskie; po stronie czeskiej są wydzielane trzy ognia litostratygraficzne                                                                                                         |                                                                                                                                                                       | turnej–górny wizen Goa           |                                                                                                                                       |                                                                                                                           |
| Formacja andelskohorska                                                         |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                                       |                                                                                                                                                                | Nizkiy Jesenik (Republika Czeska), w Polsce Góry Opawskie                                                                | mulowce i pyłowce (częściowo słabo zmetamorfizowane w formie fylitów) z licznymi przelawieniami piaskowców oraz zlepieńców; środowiska morskie                                                                                                                        |                                                                                                                                                                       | famen–turnej                     |                                                                                                                                       |                                                                                                                           |

się brakiem ciągłości sedymentacyjnej i stratygraficznej i jest zróżnicowany oraz odmiennie wykształcony w poszczególnych regionach GZW (fig. 22). W obrębie utworów lądowych są wyróżniane trzy jednostki litostratygraficzne (serie) w randze nieformalnych formacji. Najstarszą z nich jest górnośląska seria piaskowcowa (Kotas, Malczyk, 1972b), która w części czeskiej odpowiada dolnym warstwom karwińskim. Serię budują trzy jednostki w randze nieformalnych ogniw, warstwy: jejkowickie, siódłowe i rudzkie *sensu stricto* (fig. 19). Synonimem warstw siódłowych są warstwy zabrskie (Stopa, 1959). Spośród tych jednostek swoistym ewenementem są warstwy jejkowickie, położone pomiędzy paralicznymi i lądowymi utworami węglonośnymi (Jureczka, 2013). Osady te, zaliczane wcześniej do warstw siódłowych jako odrębna jednostka, zostały wydzielone w profilu otworu Jejkowice IG 1 (Jureczka, 1988; Kotasowa, 1988). Strop warstw siódłowych i granicę z warstwami rudzkimi s.s. wyznacza pokład 501, który nie wyróżnia się jednak żadnymi szczególnymi cechami, a jego identyfikacja na ogół jest mało precyzyjna lub wręcz niemożliwa. W związku z tym, w centralnej i południowej części zagłębia warstwy siódłowe i rudzkie s.s. są traktowane zazwyczaj łącznie.

Drugą jednostką litostratygraficzną utworów lądowych karbonu produktywnego jest seria mulowcowa (Porzycki, 1972). W profilu serii mulowcowej wyróżniono dwie jednostki w randze nieformalnych ogniw litostratygraficznych – warstwy załęskie i warstwy orzeskie s.s., rozdzielone poziomem tufitu przy pokładzie 327; w części czeskiej występuje tylko odpowiednik warstw załęskich – górne warstwy suskie i warstwy dubrawskie (fig. 19). Zasięg tufitu na obszarze zalegania serii mulowcowej jest ograniczony i w przypadku jego braku, określenie granicy warstw załęskich i orzeskich s.s. jest możliwe tylko poprzez zidentyfikowanie pokładu 327 – obarczone na ogół dużą niepewnością. Z tego względu często jednostki te pozostawia się nierozdzielone. Trudności może też nastroczać wyznaczenie granicznego poziomu słodkowodnego Hubert, zwłaszcza bez badań faunistycznych, jeżeli w stropowej partii warstw rudzkich s.s. i spągowej warstw załęskich występuje kilka blisko siebie położonych horyzontów słodkowodnych, co jest charakterystyczne dla zachodniej części obszaru występowania serii mulowcowej. Problematyczne może być również wyznaczenie spągu serii mulowcowej we wschodniej części zagłębia, gdzie seria ta kontaktuje bezpośrednio z serią paraliczną, zwłaszcza, jeżeli kontakt ten przebiega w partii zbliżonych facjalnie osadów ilasto-mulowcowych.

Kolejną jednostką jest krakowska seria piaskowcowa, w obrębie której wydziela się warstwy łaziskie *sensu lato* oraz warstwy libiąskie (Dembowski, 1972b). Granicę pomiędzy nimi wyznacza spąg pokładu 119. Jednostki te nie różnią się pod względem litologicznym, za wyjątkiem stropowego odcinka warstw libiąskich, który nie zawiera pokładów węgla. Wydzielenie obu jednostek wynika z historycznych badań biostratygraficznych i rozdzielenia osadów westfalu C od westfalu D. Podstawowe znaczenie mają warstwy łaziskie s.l. cechujące się znacznie większą miąższością i większym zasięgiem występowania.

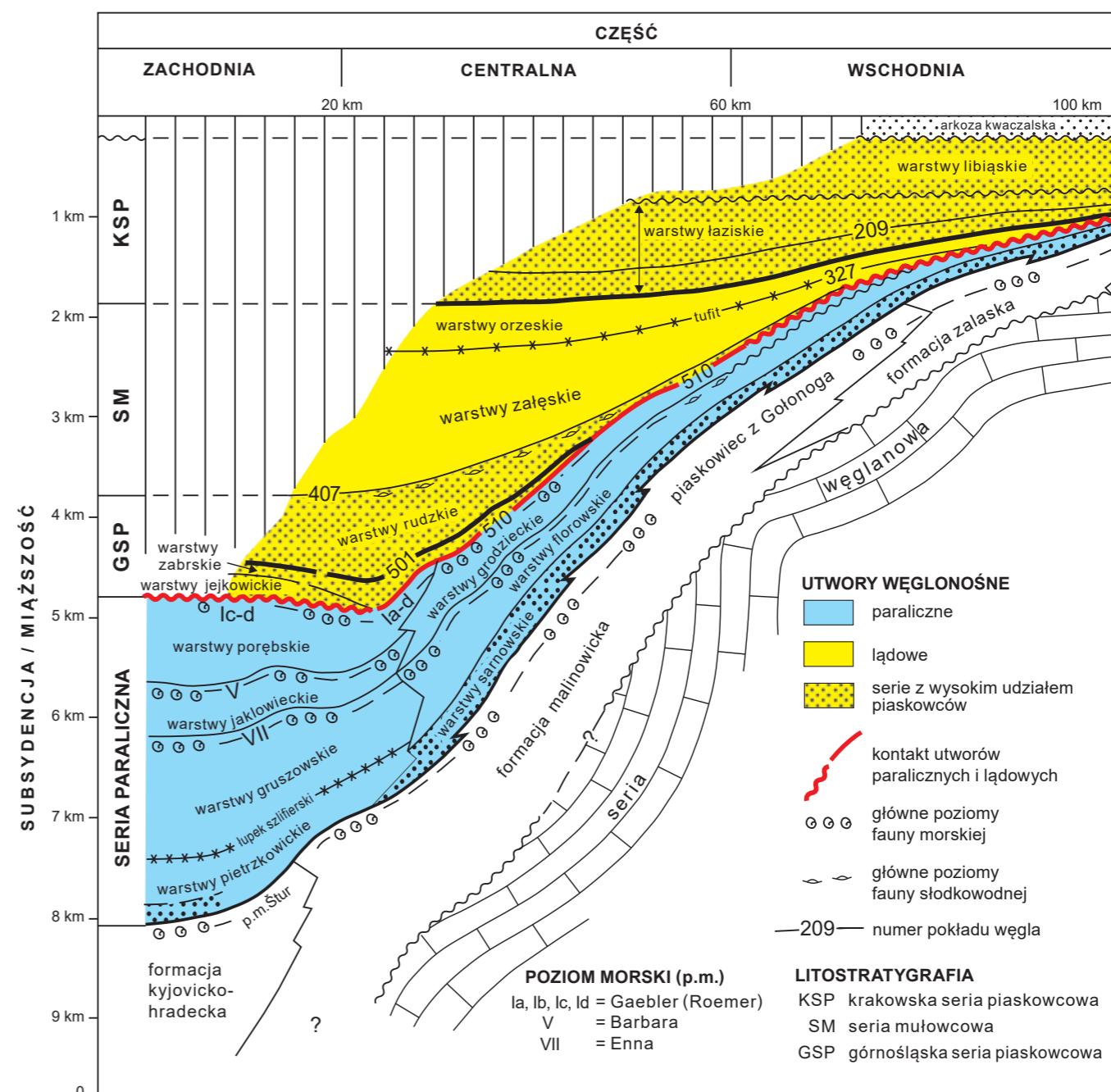


FIG. 18. Model zmian miąższości i subsydencji osadów węglonośnych w GZW (Kotas, 1995, zmieniono)

| SYSTEM | POD-SYSTEM | PIĘTRO              |                    | JEDNOSTKI LITOSTRATYGRAFICZNE |                               |                         |                |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
|--------|------------|---------------------|--------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------|----------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|-------------------|---------------------------|
|        |            | PODZIAŁ STANDARDOWY | PODZIAŁ EUROPEJSKI | część polska                  |                               | część czeska            |                |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
|        |            |                     |                    |                               |                               |                         |                |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
| KARBON | PENSYLVAN  | MOSKOW              | WESTFAL            | D                             | KRAKOWSKA SERIA PIASKOWCOWA   | warstwy libiąskie       | p.110          | UTWORY WĘGLONOŚNE<br>paraliczne<br>lądowe<br>p. sl. – poziom słodkowodny<br>p. m. – poziom morski<br>p. 110 – numer pokładu węgla |                      |                   |                           |
|        |            |                     |                    | C                             | warstwy łaziskie s./.         | p.119                   |                |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
|        |            |                     |                    | B                             | warstwy orzeskie s.s.         | poziom zmiany facjalnej |                |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
|        |            | BASZKIR             |                    | A                             | SERIA MULOWCOWA               | warstwy załęskie        | tuffit         |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
|        |            |                     |                    | C                             | GÓRNOŚLĄSKA SERIA PIASKOWCOWA | warstwy rudzkie s.s.    | p. sl. Hubert  |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
|        |            |                     |                    | B                             | warstwy siodłowe              | p.501                   |                |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
|        | MISSISIP   | SERPUCHOW           | NAMUR              | A                             | SERIA PARALICZNA              | warstwy grodzieckie*    | p. m. Gaebler  |                                                                                                                                   | SOUVRSTVI KARWINSKÉ  | vrstvy doubravské | górne p.962<br>s.s. p.804 |
|        |            |                     |                    | warstwy florowskie*           | warstwy jakłowieckie          | p. m. Barbara           | vrstvy sušské  |                                                                                                                                   | górne p.747<br>dolne |                   |                           |
|        |            |                     |                    | warstwy sarnowskie*           | warstwy pietrzkowickie        | p. m. Enna              | vrstvy sedlové |                                                                                                                                   | p.605<br>p.564       |                   |                           |
|        |            |                     |                    | warstwy sarnowskie*           | warstwy pietrzkowickie        | p. m. Nanetta           | (Prokop) p.504 |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
|        |            |                     |                    | warstwy sarnowskie*           | warstwy pietrzkowickie        | p. m. Štur              |                |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
|        |            |                     |                    | warstwy sarnowskie*           | warstwy pietrzkowickie        | p. m. Štur              |                |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |
|        |            |                     |                    |                               |                               |                         |                |                                                                                                                                   |                      |                   |                           |

FIG. 19. Podział litostratygraficzny karbonu węglonośnego GZW (wg Dembowskiego, 1972a; ze zmianami Jureczki, 1988; Kotasa i in., 1988; część czeska wg Kumpéry, Dopity, 1997);\* wg podziału Doktorowicza-Hrebnickiego (1935)

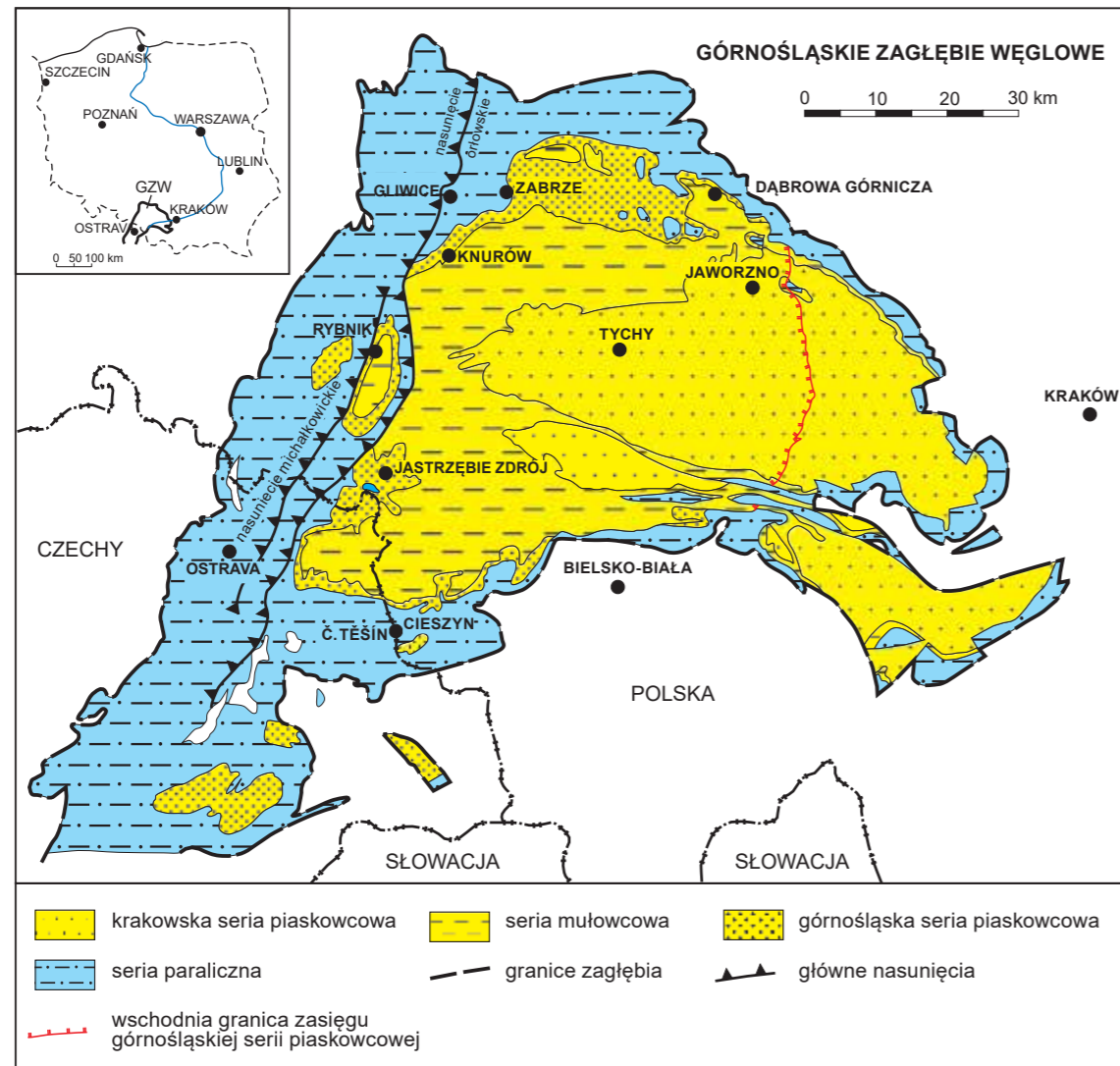


FIG. 20. Mapa geologiczna GZW odkryta po karbon (Jureczka i in., 1995, uproszczono, wschodnia granica zasięgu górnośląskiej serii piaskowcowej wg Jureczki i in., 2005)

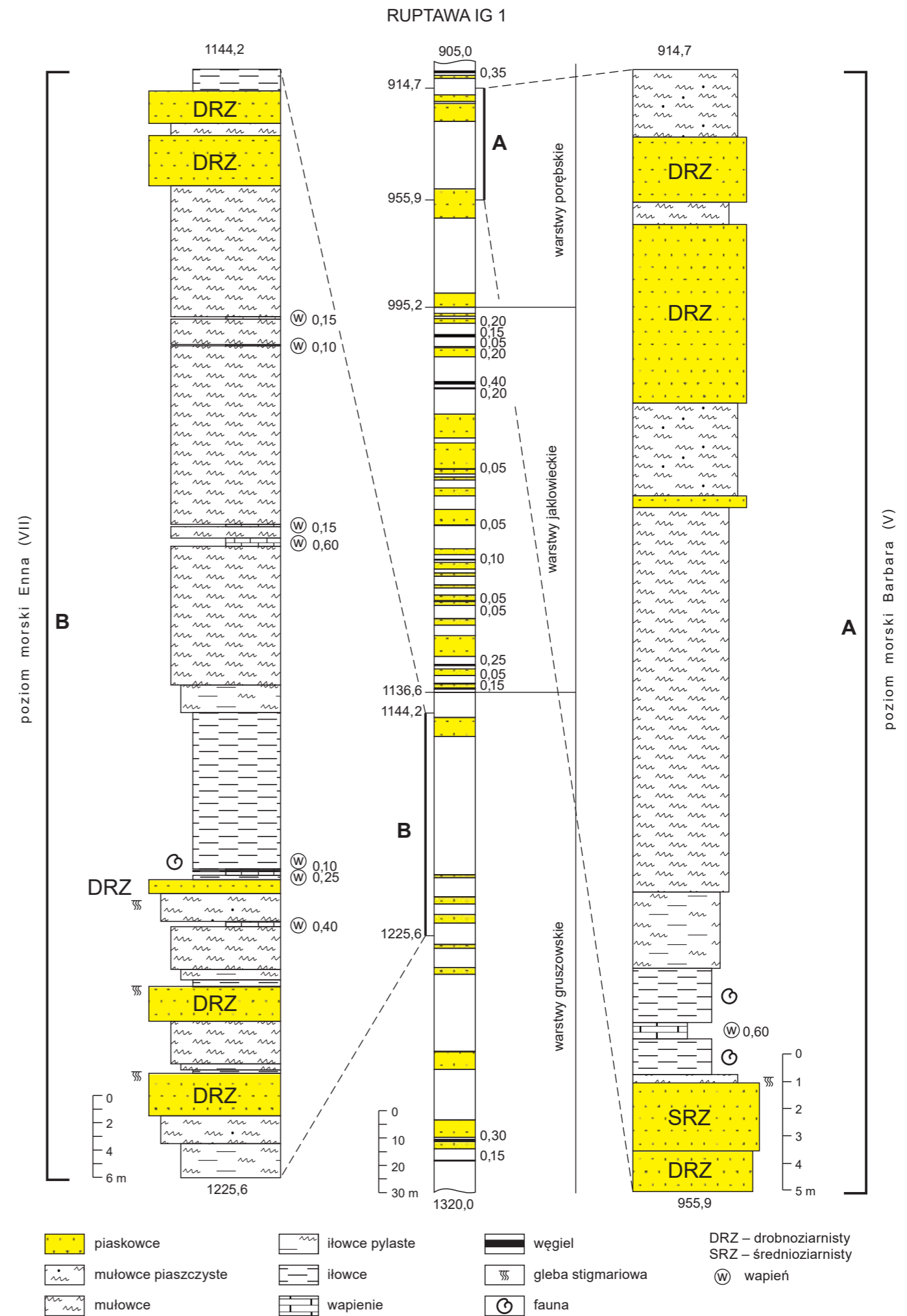


FIG. 21. Fragment profilu serii paralicznej z poziomami morskimi Barbara (V) i Enna (VII) w otworze Ruptawa IG 1 (Jureczka, 2015)

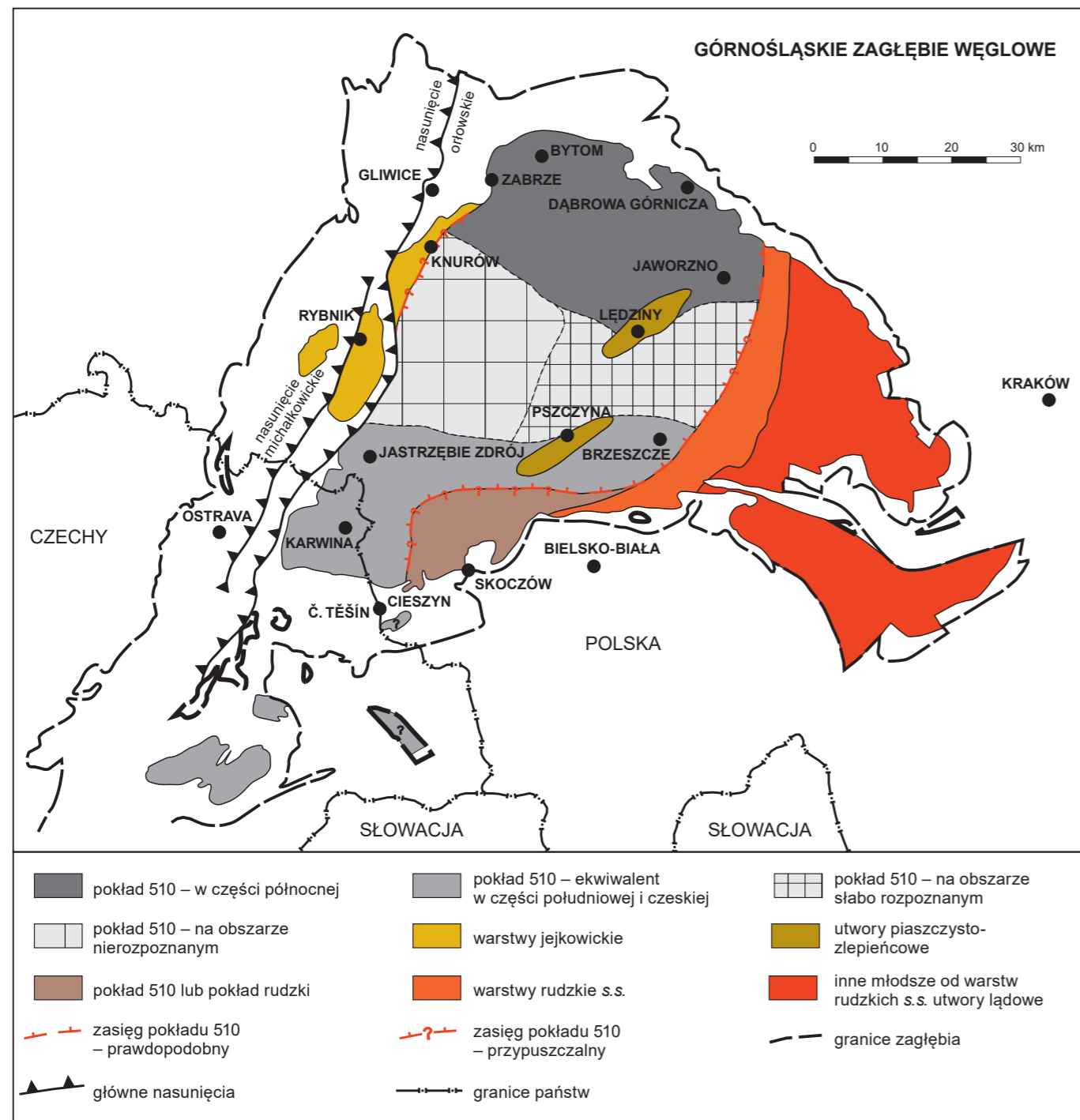


FIG. 22. Schemat kontaktu utworów lądowych z utworami paralicznymi na obszarze GZW (Jureczka, 2013)

Stropową, bezwęglową, część profilu karbonu na obszarze GZW, w jego wschodniej części, budują twory zwane arkozą kwaczalską (fig. 15; Rutkowski, 1972), określane też jako warstwy z Kwaczały (Lipiarski, 2006).

### 2.5. MAŁOPOLSKA (PODŁOŻE NIECKI MIECHOWSKIEJ I KARPAT)

Podział litostratygraficzny utworów karbonu w Małopolsce z podłoża niecki miechowskiej jak dotychczas nie został opracowany (Żakowa, Jurkiewicz, 1995). Nawiercone w tym regionie twory wapienno-margliste, czasami dolomityczne, z przeławieniami mułowców i czertów (Zajac, Tomasz, 1986), o miąższości 75–450 m, włączono do turneju. W centralnej części regionu turnej to kompleks o małej miąższości (do 28 m), złożony z brekij wapiennych i wapieni detrytycznych, sporadycznie przeławionych zlepieńcami i piaskowcami.

Profil niższego i środkowego wizenu to głównie wapień, czasami margliste, oraz margle, z przeławieniami dolomitów i wapieni dolomitycznych, o miąższości dochodzącej do ok. 440 m. W centralnej części regionu, przy spągu wizenu, mogą występować zlepieńce, podobne do tych opisanych w spągu turneju (Żakowa, Jurkiewicz, 1995). Wyższy wizen reprezentują grube, o miąższości sięgającej ponad 900 m, interwały piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe z przewarstwieniami piroklastycznymi, czertami i krzemieniami. Lokalnie interwały te mogą być podścielone wapieniami, często marglistymi.

W obrębie wyższego wizenu zostały również opisane brekije wapienne i – w przypadku najwyższej części profilu wizenu górnego – wapień detrytyczny, powstałe w efekcie spływów podmorskich (Migaszewski, Żakowa, 1991), których geneza przypuszczalnie jest podobna jak ogniwa debrytów z Gałęzic z Gór Świętokrzyskich (Żakowa, Jurkiewicz, 1995). Profil karbonu w podłożu niecki miechowskiej, w pojedynczych profilach otworów, kończą twory niższego namuru, których miąższość może osiągać 420 m, a wykształcenie litologiczne jest podobne do utworów wizenu górnego.

Dla profilu karbonu występującego w Małopolsce (w podłożu Karpat zewnętrznych oraz zapadliska przedkarpackiego) przedstawiono dwie propozycje podziału litostratygraficznego, z których żaden nie został sformalizowany. Na podstawie danych z profili wiertniczych z rejonu Rajbrotu–Tarnawy, Narkiewicz (2001) wydzielił w obrębie utworów turneju i wizenu jednostki: kompleks wapieni gruzłowych i ziarnistych (w niższej części włączony do dewonu), poziom marglisty, kompleks wapieni ziarnistych oraz kompleks wapieni i margli górnych. Wiek wyróżnionych jednostek, jak również możliwość korelacji, określono przy zastosowaniu zintegrowanej analizy biostratygraficznej (Matyja i in., 2001). Drugi zaproponowany przez Bułę i Habryna (2011) podział litostratygraficzny utworów turneju–namuru A, będący kompilacją wykonaną na podstawie literatury (Zajac, 1981; Moryc, 1987, 1992, 2006; Narkiewicz i in., 1998; Jawor, Baran, 2004), obejmuje kompleksy: „A” węglanowo-klastyczny, „B” węglanowy – facja wapienia węglowego, „C” klastyczny (terygeniczny) – facja kulmu.

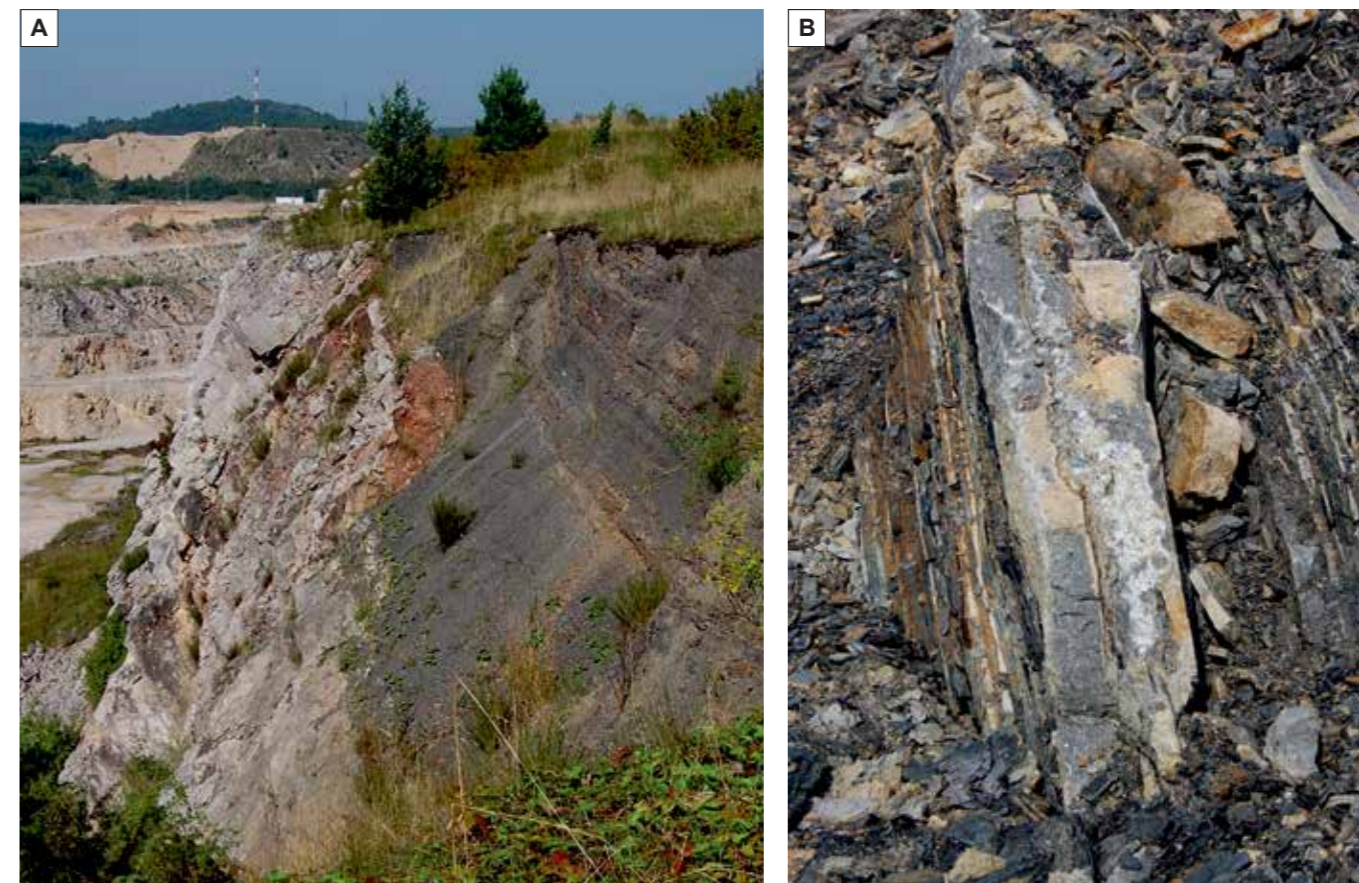


FIG. 23. Kamieniołom Ostrówka w Gałęzicach, Góry Świętokrzyskie (stan skarpki z 2010 r.): A – pogranicze dewonu (jasne wapień franu) i karbonu – formacji zarębiańskiej (wapień marglisty i czarne łupki ilasto-krzemionkowe); B – przewarstwienie wapieni ziarnistych ogniwa debrytów z Gałęzic (miąższość ok. 0,4 m), w obrębie czarnych łupków formacji zarębiańskiej. Fot. S. Skompski

### 2.6. GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

W profilu turneju i wizenu w Górach Świętokrzyskich (fig. 23A, B; 24; tab. 10) występują dwie formacje litostratygraficzne – zarębiańska i z Lechówka, wraz z wydzieleniami w ich obrębie warstwami radlińskimi oraz z Górna, jak również ogniwa debrytów z Gałęzic oraz gułaczowskim (Pawłowska, Pawłowski, 1978; Żakowa, Paszkowski, 1989; Żakowa, Malec, 1992; Żakowa, Migaszewski, 1995). Czasami też są stosowane, jak np. w turnejskiej części profilu, starsze nazwy jednostek litostratygraficznych, tj. warstwy z Radlina i warstwy z Zaręb (Malec, 2014, 2019; Romanek, 2019), wykreowane przez Żakową i Pawłowską (1961, 1966) oraz Żakową (1962, 1971).

a profil zaczyna się formacją z Dębina. W obrębie tej formacji nie zostały wydzielone ogniwa bużańskie i kumowskie, natomiast przy jej spągu, zostało wydzielone ogniwo zlepieńców z Mszczonowa.

Podział litostratygraficzny karbonu w basenie plocko-lubelskim nie został sformalizowany, a jego stosowanie jest czasami problematyczne, przy braku jednoznacznie rozpoznawalnych granic jednostek, gdyż Żelichowski i in. (1983) oraz Porzycki (1988) wyznaczyli granice tych samych jednostek, w zależności od rejonu basenu, na podstawie różnych kryteriów, z których tylko część jest zdefiniowana.

### 2.7. BASEN PŁOCKO-LUBELSKI

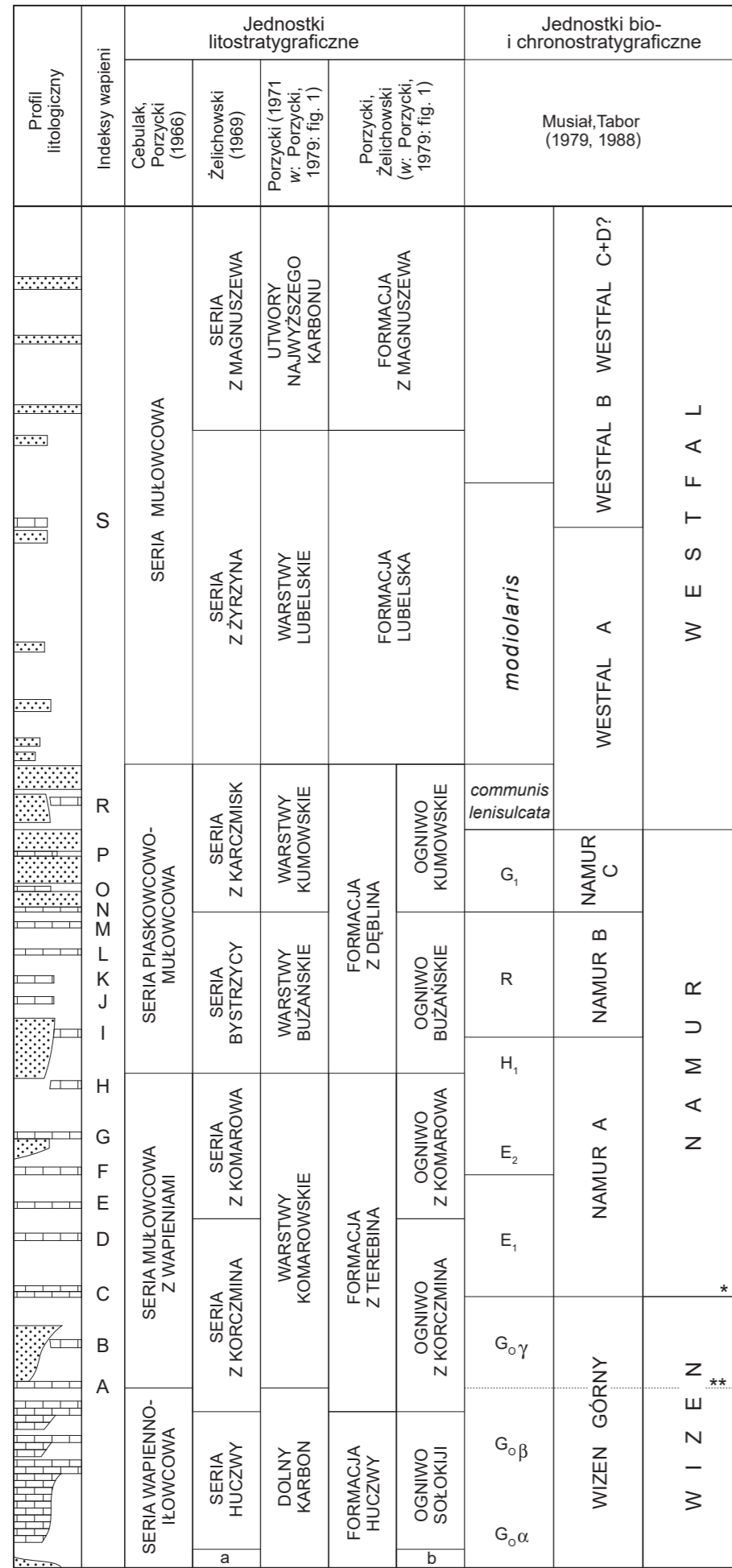
Najwcześniejszy podział litostratygraficzny utworów karbonu, dla subbasenu lubelskiego, wprowadzili Cebulak i Porzycki (1966). Obejmował on cztery zasadnicze jednostki, określane jako serie: wapienno-iłowcowa, mułowcowa z wapieniami, piaskowcowo-mułowcowa i mułowcowa (fig. 25; tab. 11). Niżej leżące twory, nieme paleontologicznie, a spoczywające na udokumentowanym faniemie górnym, autorzy ci podzieliłi na 2 serie – pstrą i dolomityczną. Późniejsze podziały w dużej mierze nawiązywały do tego pierwszego, jedynie go uszczegóławiając i wprowadzając formalne zmiany terminologiczne. W dokumentacjach geologicznych wierceń najczęściej spotyka się nieformalne jednostki litostratygraficzne wprowadzone przez Porzyckiego (1971 w: Porzycki, 1979: fig. 1) i określane jako: dolny karbon, warstwy komarowskie, warstwy bużańskie, warstwy lubelskie i twory najwyższego karbonu. Konkurencyjnym wobec tego podziału był schemat stosowany przez Żelichowskiego (1969) dla NW części subbasenu lubelskiego. W profilu karbonu wydzielił on serie: Kłodnicy, Huczwy, z Korczmina, z Komarowa, Bystrzycy, z Karczmisk, z Żyrzyna i z Magnuszewa. Propozycja podziału litostratygraficznego, przedstawiona wspólnie przez Porzyckiego i Żelichowskiego (w: Porzycki, 1979: fig. 1), niewiele różni się od tych stosowanych wcześniej, ponieważ zmiany są związane jedynie z nazwami jednostek. Autorzy wydzieliłi w profilu karbonu formację Huczwy z ogniwami Kłodnicy i Sołokij<sup>1</sup>, formację z Terebina<sup>2</sup> z ogniwami z Korczmina i z Komarowa, formację z Dębina z ogniwami bużańskim i kumowskim, formację lubelską oraz formację z Magnuszewa. Podział ten, częściowo zmodyfikowany, jest stosowany dla profili karbonu w subbasenie plockim basenu plocko-lubelskiego (Żelichowski, 1979, 1983, 1988, 1995c). Nie wyróżniono w nim dwóch najstarszych formacji: Huczwy i z Terebina,

| CHRONOSTATYGRAFIA |                      | LITOSTRATYGRAFIA      |                 |                           |                     |
|-------------------|----------------------|-----------------------|-----------------|---------------------------|---------------------|
| KARBON            | MISSISIP             | V <sub>3c</sub>       | Brygant         | formacja z Lechówka       |                     |
|                   |                      | GRN. V <sub>3b</sub>  | Asb             |                           |                     |
|                   |                      | V <sub>3a</sub>       | Holker          | ogniwo debrytów z Gałęzic |                     |
|                   |                      | WIZEN                 | V <sub>2b</sub> | Arund                     | formacja z Lechówka |
|                   |                      |                       | V <sub>2a</sub> |                           | warstwy z Górna     |
|                   | DLN. V <sub>1b</sub> |                       | Czad            |                           |                     |
|                   | TURNEJ               | V <sub>1a</sub>       |                 |                           |                     |
|                   |                      | GRN. T <sub>n3</sub>  | Iwor            | formacja zarębiańska      |                     |
|                   |                      | SR. T <sub>n2</sub>   |                 |                           |                     |
|                   |                      | DLN. T <sub>n1b</sub> | Hastar          | warstwy radlińskie        |                     |
|                   |                      |                       |                 |                           |                     |

FIG. 24. Podział litostratygraficzny utworów karbonu w Górach Świętokrzyskich wg „Tabeli stratygraficznej Polski” (Wagner, 2008)

<sup>1</sup> Autorzy użyli terminu: ogniwo Sołoki (og) [red.].

<sup>2</sup> W literaturze przedmiotu dla tej formacji jest używana także nazwa „formacja z Terebinia” (np. Żelichowski, 1979; Marcinowski, 2004) [red.].



**FIG. 25.** Podziały lito- i chronostratygraficzne karbonu basenu płocko-lubelskiego (wg Porzyckiego, 1988; Musiał, Tabor, 1979, 1988; Skompskiego, 1996)

wapień, margiel  
 piaskowiec, zlepieńiec  
 ilowiec, mułowiec, węgiel  
 a seria Kłodnicy  
 b ogniwo Kłodnicy  
 \* granica wg Skompskiego (1996)  
 \*\* granica wg Musiał, Tabor (1979, 1988)

**TAB. 10.** Podział litostratygraficzny utworów karbonu w Górach Świętokrzyskich (wg Wagnera, 2008)

| Nazwa                | Miąższość [m] | Występowanie                                                                                       | Historia badań                                                                                                                                    | Typowy profil                                                                                                         | Litologia/facie i dalszy podział                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | Występowanie skamieniałości                                                                                                                                                                     | Wiek chronostratygraficzny | Biostratygrafia                                   | Uwagi                                                       |
|----------------------|---------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------|---------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|
| Formacja z Lechówka  | 96,0–800,0    | zachodnia część regionu kieleckiego; SW część podłoża obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich | Żakowa, Pawłowska (1961); Żakowa (1962); Belka, Skompski (1988); Żakowa, Malec (1992); Żakowa, Migaszewski (1995)                                 | rejon Lechówka, Zaręb, Kielc, Gulaczowa, Górna, Radlina, Gałęzic, otwory Radwanów IG 1, Łopuszno IG 1, Piekoszów IG 1 | łupki ilaste z przelawieniami mulowców, piaskowców i tufów lub piaskowce przelawione mulowcami/facie kulmu głębokowodne i splycające się oraz piroklastyczne; w rejonie Górna występują ilowce – warstwy z Górna/facie kulmu głębokowodne; w rejonie Gałęzic występują wapienie ziarniste – ogniwo debrytów z Gałęzic/facie spływów podmorskich; w rejonie Gulaczowa występują piaskowce i mulowce z przelawieniami ilowców i łupków krzemionkowych/ facie kulmu głębokowodne i splycające się | goniatyty, ramienionogi, trylobity, konularie, mszywioly, szkarłupnie, korale, małże, ślimaki, hiolity, holoturie, otwornice, konodonty, małżoraczki, glony, szczątki uwęglonej flory, miospory | wizen                      | goniatytowa, otwornicowa, konodontowa, miosporowa | –                                                           |
| Formacja z Zyrzyńska | 17,5–250      | zachodnia część regionu kieleckiego; SW część podłoża obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich | Żakowa, Pawłowska (1961), Żakowa (1962), Pawłowska, Pawłowski (1978); Żakowa, Paszkowski (1989); Żakowa, Malec (1992); Żakowa, Migaszewski (1995) | rejon Zaręb, Miedzianej Góry, Jablonnej, Bolechów, Gałęzic, Ostrowki; otwory Zaręb 2, Ruda Strawczyńska IG 1          | łupki ilasto-krzemionkowe z przelawieniami radiolarytów i tufów/facie głębokowodne – kulmu i piroklastyczne; w rejonie Radlina, Kowali i Ostrowki występują łupki ilaste z przelawieniami wapieni i margli – warstwy radiłskie/facie ilasto-wapienne w płytszych partiach zbiornika                                                                                                                                                                                                            | trylobity, goniatyty, ramienionogi, liliowce, konodonty, małżoraczki, miospory, radiolarie                                                                                                      | turnej, wizen              | trylobitowa, miosporowa                           | utwory formacji zachowane we fragmentach w związku z erozją |

**TAB. 11.** Podział litostratygraficzny utworów karbonu w basenie płocko-lubelskim (wg Musiał, Tabor, 1979, 1988; Porzyckiego, 1988; Skompskiego, 1996)

| Nazwa                 | Miąższość [m] | Występowanie                                                             | Historia badań                                                                                                                                                                                                | Typowy profil                                          | Litologia/facie i dalszy podział                                                                                                                                                                                                                                                                  | Występowanie skamieniałości                                                                                                                                                 | Wiek chronostratygraficzny | Biostratygrafia                                                                                                | Uwagi                                       |
|-----------------------|---------------|--------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------|
| Formacja z Magnuszewa | 190–760       | rejon NW segmentu lubelskiego basenu płocko-lubelskiego                  | Cebulak, Porzycki (1966); Żelichowski (1969); Porzycki (1971 w: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Żelichowski (w: Porzycki, 1979: fig. 1); Żelichowski (1979); Zdanowski (1991); Porzycki, Zdanowski (1995)  | zachodnia część segmentu lubelskiego, rejon Magnuszewa | piaskowce, mulowce, ilowce, gleby stigmariowe, tufy/facie rzeczne i piroklastyczne                                                                                                                                                                                                                | miospory, megaspory, szczątki uwęglonej flory, stigmari                                                                                                                     | westfal C, D               | małżowa, miosporowa, megasporowa, florystyczna                                                                 | strop formacji jest zerodowany              |
| Formacja lubelska     | 380–800       | rejony NE, centralny i NW segmentu lubelskiego basenu płocko-lubelskiego | Cebulak, Porzycki (1966); Żelichowski (1969); Porzycki (1971 w: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Żelichowski (w: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Zdanowski (1995)                                        | rejon Dorohucza–Stoczek, na zachód od Lublina          | ilowce, mulowce, piaskowce, gleby stigmariowe, węgle/facie rzeczne i bagienne                                                                                                                                                                                                                     | ramienionogi, ślimaki, Coniconchia, trochity liliowców, korale, mszywioly, trylobity konodonty, otwornice, miospory, megaspory, szczątki uwęglonej flory, stigmari          | westfal AB                 | małżowa, goniatytowa, otwornicowa, konodontowa, miosporowa, megasporowa, florystyczna                          | strop formacji jest zerodowany              |
| formacja z Dębina     | 120–560       | segment płocki i rejon NW segmentu lubelskiego basenu płocko-lubelskiego | Cebulak, Porzycki (1966); Żelichowski (1969); Porzycki (1971 w: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Żelichowski (w: Porzycki, 1979: fig. 1); Żelichowski (1979, 1983, 1988, 1995c); Porzycki, Zdanowski (1995) | rejon Dębina, dorzecza górne Bugu (Mirce–Dolhobyczów)  | ogniwo kumowskie: piaskowce, mulowce/facie rzeczne; ogniwo bużańskie: mulowce, ilowce, piaskowce, gleby stigmariowe/facie rzeczne; ogniwo z Mszczonowa: zlepieńce, piaskowce/facie rzeczne i wciętych dolin                                                                                       | goniatyty, szkarłupnie, ramienionogi, małże, mszywioly, koralowce, ślimaki, konodonty, otwornice, glony, problematyki glonowe, miospory, szczątki uwęglonej flory, stigmari | namur A–westfal A          | goniatytowa, ramienionogowa, małżowa, trylobitowa, otwornicowa, konodontowa, glonowa, miosporowa, florystyczna | –                                           |
| Formacja z Terebina   | 25–630        | segment lubelski basenu płocko-lubelskiego                               | Cebulak, Porzycki (1966); Żelichowski (1969); Porzycki (1971 w: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Żelichowski (w: Porzycki, 1979: fig. 1); Żelichowski, 1979; Porzycki, Zdanowski (1995)                     | zachodnia i SE część segmentu lubelskiego              | ilowce, mulowce, piaskowce, wapień, margle, gleby stigmariowe, węgle/facie płytkiego szelfu węglanowego i ilastego, deltowe, rzeczne, bagienne; czasami w obrębie formacji wyróżnione są ogniwa z Korczmina i z Komarowa                                                                          | goniatyty, szkarłupnie, mszywioly, koralowce, ramienionogi, małże, ślimaki, konodonty, otwornice, glony, problematyki glonowe, miospory, szczątki uwęglonej flory, stigmari | wizen, namur A             | goniatytowa, ramienionogowa, małżowa, trylobitowa, otwornicowa, konodontowa, glonowa, miosporowa, florystyczna | w rejonie NW strop formacji jest zerodowany |
| Formacja Huczwy       | 15–435        | segment lubelski basenu płocko-lubelskiego                               | Cebulak, Porzycki (1966); Żelichowski (1969); Porzycki (1971 w: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Żelichowski (w: Porzycki, 1979: fig. 1); Żelichowski, 1979; Porzycki, Zdanowski (1995)                     | rejon dorzecza Huczwy, SE część segmentu lubelskiego   | ogniwo Sołokiji: ilowce, mulowce, wapień, margle, gleby stigmariowe, węgle/facie płytkiego szelfu węglanowego i ilastego, deltowe, rzeczne, bagienne; ogniwo Kłodnicy: piaskowce, zlepieńce, bazalty, kwaśne skały wulkaniczne, tufy/facie rzeczne i wciętych dolin, wulkaniczne i piroklastyczne | goniatyty, szkarłupnie, mszywioly, koralowce, ramienionogi, małże, ślimaki, konodonty, otwornice, glony, problematyki glonowe, miospory, szczątki uwęglonej flory, stigmari | turnej, wizen              | goniatytowa, ramienionogowa, małżowa, otwornicowa, glonowa, miosporowa, florystyczna                           | –                                           |

3

# Stratygrafia sekwencji

Maria I. Waksmundzka, Janusz Jureczka

Stratygrafia sekwencji (fig. 26) została opracowana w subbasenie lubelskim (Waksmundzka, 2008, 2010a), a następnie w subbasenie plockim (2019a, b). Wprowadzenie w utworach karbonu stratygrafii sekwencji było możliwe dzięki kontroli sedymentacji poprzez glaciustatykę, związaną ze zmianami objętości lądolodu Gondwany (Waters, Condon, 2012; Waksmundzka, 2013; Lucas i in., 2022). Podstawą wydzielenia sekwencji depozycyjnych była analiza litofacyjna rdzeni wiertniczych, interpretacja krzywych geofizyki otworowej, jak również korelacja profili otworów wiertniczych. Sekwencje składają się z parasekwencji, którym w profilu karbonu odpowiada cyklotemy o ziarnie rosnącym, niegradacyjne oraz o ziarnie malejącym. Szczegółowa analiza umożliwiła opracowanie klasyfikacji cyklotemów i wyróżnienie wśród nich nowego typu niegradacyjnego (Waksmundzka, 2010a, 2013).

Wyróżnione sekwencje depozycyjne są ograniczone niezgodnościami typu I, które są powierzchniami izochronicznymi, powstałymi w czasie erozji fluwialnej i subaeralnej ekspozycji odsłoniętego szelfu, w związku z niskim stanem względnego poziomu morza (WPM). Niezgodności te zidentyfikowano jako walne powierzchnie erozyjne przebiegające w spągach koryt rzecznych, ich pasów lub wciętych dolin. Niektóre granice sekwencji wyznaczono jako ich korelatywne zgodności, np. w spągach osadów równi deltowej. Oprócz niezgodności spągowych i stropowych sekwencji, wyróżniono powierzchnie śródsekwencyjne, tj.: maksymalnej regresji – inicjalnej transgresji T oraz maksymalnego zalewu, które mają charakter izochroniczny, i oddzielają ciągi systemów depozycyjnych. Zidentyfikowano ciągi: FRST (systemów wymuszonej regresji), LST, TST i HST. Powierzchnie maksymalnej regresji – inicjalnej transgresji wyznaczają spągi pierwszych utworów transgresyjnych, natomiast powierzchnie maksymalnego zalewu identyfikowano w obrębie relatywnie najgłębszych litofacji morskich. Niektóre z nich manifestują swoją obecność na krzywych promieniowania gamma w postaci lokalnych maksimów, które występują również w obrębie izochronicznych horyzontów faunistycznych (*Posidonia corrugata* I, *Posidonia corrugata* II i *Dunbarella papyracea* – Musiał, Tabor, 1988), wykorzystanych do korelacji profili otworów, jak również dowiązania schematu sekwencji do chronostratygraficznego podziału karbonu. Trzeci z wymienionych horyzontów, który pokrywa się z powierzchnią maksymalnego zalewu sekwencji 16, powstała w czasie ostatniej transgresji morskiej, jaka wkroczyła na obszar basenu plocko-lubelskiego, dodatkowo wykorzystano jako poziom odniesienia w korelacji.

Opracowany model stratygrafii sekwencji utworów karbonu obejmuje sekwencje o numerach 1–22 (Waksmundzka, 2008), z których 1–16 odpowiadają paralicznej części profilu (Waksmundzka, 2010a). Model dowiązano do globalnego i zachodnioeuropejskiego podziału karbonu, co umożliwiło określenie wieku poszczególnych sekwencji, ich granic, pozycji i rozpiętości luk stratygraficznych, jak również wielkości erozji epigenetycznej. W związku z odkryciem w basenie plocko-lubelskim utworów turneju (Pańczyk, Nawrocki, 2015) zmodyfikowano ten model, uznając utwory sekwencji 1 za odpowiadające turnejowi (Waksmundzka i in., 2021). Zastosowanie stratygrafii sekwencji umożliwiło podzielenie profilu karbonu na 66 interwałów odpowiadających ciągom systemowym, ograniczonych powierzchniami stratygraficznymi o wymiarze izochronicznym. Profil karbonu charakteryzuje się dużą zmiennością, zarówno wertykalną, jak i lateralną (Waksmundzka, 2010b), wywołaną cyklicznym pojawianiem się środowisk sedymentacyjnych oraz modyfikującym wpływem wahań WPM i lokalnej tektoniki. Na współczesne wykształcenie profilu i jego kompletność duży wpływ miały liczne epizody erozji syngenetycznej, jak również erozja epigenetyczna (fig. 26, 27).

Do najstarszych utworów w basenie plocko-lubelskim należą wulkanoklastyczne zlepieńce i piaskowce z subbasenu lubelskiego, spotykane w przyspągowej części profilu obejmującej sekwencję 1 i powstałe w środowisku rzeczonym oraz prądów przeciążonych

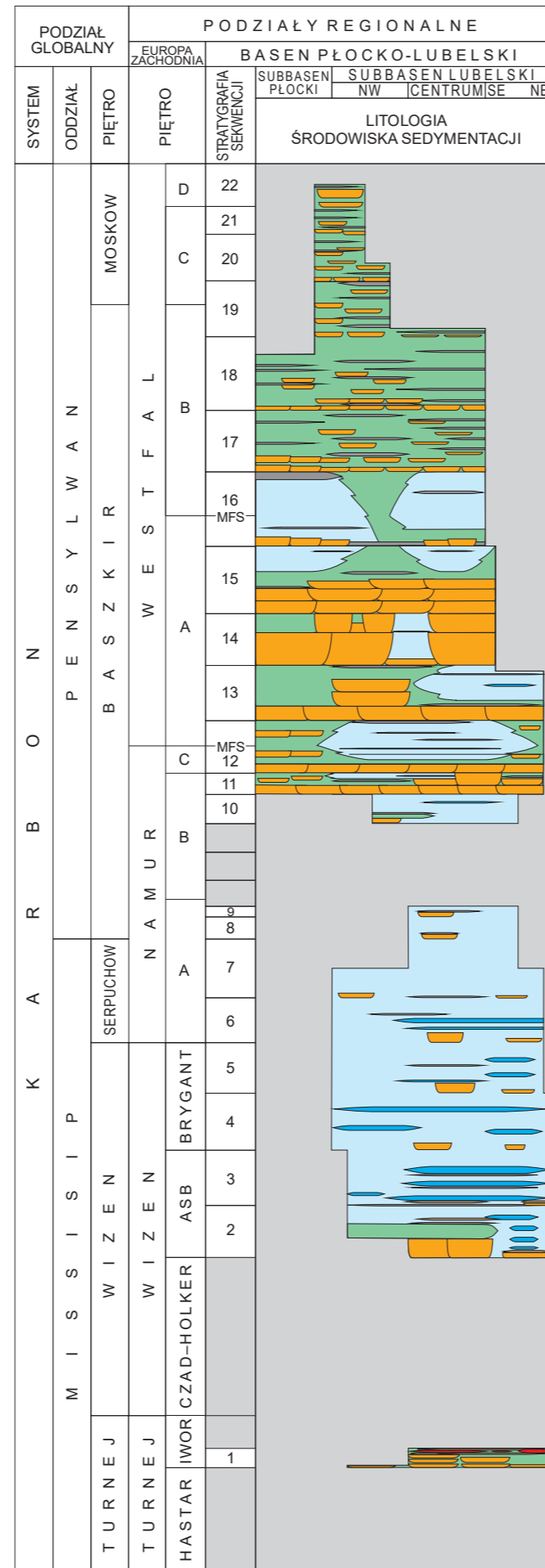


FIG. 26. Model stratygrafii sekwencji w basenie plocko-lubelskim (wg Waksmundzkiej 2008, 2010a, 2013, 2019a, 2023, zmieniono): 1–22 – numer sekwencji; MFS – powierzchnia maksymalnego zalewu

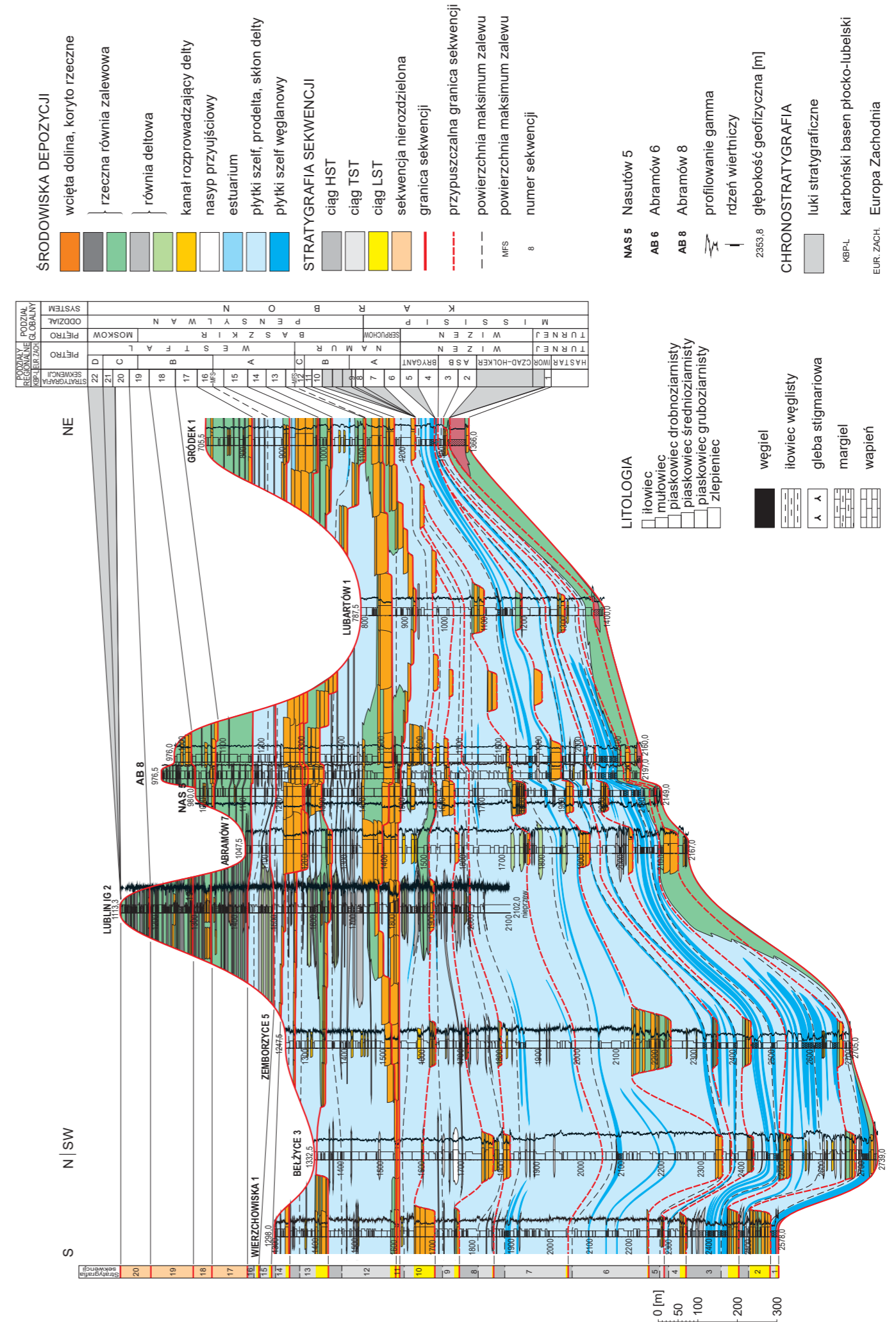


FIG. 27. Przykładowa korelacja litofacyjna, stratygrafia sekwencji i dowiązanie do podziału chronostratygraficznego profilu z basenu plocko-lubelskiego; lokalizację otworów wiertniczych i linii korelacyjnej zaznaczono na figurze 4

3

Stratygrafia sekwencji

osadem, działających we wciętych dolinach, w czasie niskiego stanu WPM. Utwory turneju są oddzielone od wyższej części profilu luką stratygraficzną, zlokalizowaną między sekwencjami 1 i 2, obejmującą najwyższy turnej-wizen niższy i środkowy.

Występujące powyżej w profilu sekwencje 2–10, których wiek odpowiada wizenowi wyższemu–baszkirowi niższemu, są związane z morskim oraz dystalnodeltowym reżimem sedimentacji. Dominują w nich ilowce i mułowce tworzące TST i HST. Depozycja głównie zachodziła na obszarze prodelty delty płytkowodnej, a w czasie maksimum transgresji na płytkim szelfie ilastym w warunkach anoksycznych. Z ilowcami i mułowcami przeławicają się wapienie powstałe na płytkim szelfie węglanowym typu rampy. Najgrubsze z nich spotyka się w sekwencjach 2–6.

Niewielki udział w sekwencjach 2–10 mają piaskowce (wraz z rzadzonymi zlepieńcami) powstałe w korytach rzecznych i wciętych dolinach, związanych z wymuszoną regresją i niskim stanem WPM. Tworzą one cienkie, odizolowane litosomy o miąższości dochodzącej do kilkunastu metrów. Osadom korytowym towarzyszą – również wchodzące w skład LST – ilowce, mułowce, gleby stigmariowe i węgle, powstałe na obszarze rzecznych równi zalewowych. W obrębie sekwencji 2 i 3 zidentyfikowano 3 warstwy tufowe, charakteryzujące się regionalnym rozprzestrzenieniem, które uznano za dobre horyzonty korelacyjne i oznaczono symbolami 2.I, 2.II i 3.I. W profilu karbonu w regionie wschodnim subbasenu lubelskiego spotyka się lokalną lukę stratygraficzną, związaną z brakiem sekwencji 5, odpowiadającą najwyższemu wizenowi. Natomiast na całym obszarze występuje luka stratygraficzna, o zmiennym wymiarze, obejmująca baszkir niższy lub serpuchow wyższy–baszkir niższy. Najszerszy wymiar tej luki manifestuje się brakiem utworów sekwencji 7–10.

Część środkowa profilu karbonu, obejmująca sekwencje 11–16 (baszkir niższy i środkowy), powstała w reżimie deltowo-rzecznych. Charakteryzuje się ona dużym udziałem piaskowców powstałych w korytach rzecznych i wciętych dolinach oraz ilowców, mułowców, gleb stigmariowych i węgla zdeponowanych w różnych subsrodowiskach równi zalewowych, które tworzą LST. Piaskowce mają znaczną miąższość i zwykle charakteryzują się dużą rozciągłością lateralną. Najgrubszy litosom piaskowcowy, którego miąższość w zależności od rejonu basenu może osiągać ok. 60–90 m, jest złożony z LST sekwencji 13, 14 i 15. Iłowce, mułowce i piaskowce tworzące TST i HST, powstałe w środowisku delty płytkowodnej i płytkiego szelfu ilastego, mają zmienny udział. Zdecydowanie najmniejsza jest tu frekwencja wapieni płytkiego szelfu węglanowego, które występują bardzo rzadko w postaci cienkich ławic. Osady ostatniej transgresji morskiej zapisały się jako TST i HST sekwencji 16.

Najpełniejszy profil utworów karbonu w basenie płocko-lubelskim, obejmujący wyróżnione w modelu sekwencje 1–22 (za wyjątkiem zerodowanych sekwencji 8 i 9 w miejscu luki stratygraficznej), stwierdzono na NW, w otworze Maciejowice IG 1 (Waksmundzka, 2023). Na pozostałym obszarze basenu, górna część utworów karbonu jest zerodowana.

## Chemostratygrafia

Janusz Jureczka, Maria I. Waksmundzka

W LZW badania chemostratygraficzne na próbkach z dwóch otworów wiertniczych wykonano dla osadów poziomu morskiego Dunbarella (Krzeszowska, Kokowska-Pawłowska, 2016), jednego z ważniejszych poziomów korelacyjnych karbonu LZW (Zdanowski, 2016). Wykonane badania obejmowały analizę zmienności koncentracji uranu, molibdenu, wanadu i niklu oraz stosunku udziału toru do uranu. Analiza ta dla większości próbek nie wykazała jednoznacznie morskiej genezy badanych skał (mimo obecności skamieniałości typowo morskiej fauny); tylko w jednej próbce charakter geochemiczny pozwolił na jednoznaczną identyfikację osadów morskich anoksycznych.

W GZW badaniami chemostratygraficznymi objęto profil serii mułowcowej (westfal A–B) z jednego otworu wiertniczego w centralnej części zagłębia (Krzeszowska, 2024). Badania te, na podstawie zmian stężenia głównych pierwiastków i wybranych pierwiastków śladowych, pozwoliły na zidentyfikowanie czterech jednostek chemostratygraficznych w interwałach głębokości: 481–585, 585–985, 985–1145 i 1145–1298 m. Jednostki te różnią się zawartością: Fe, Ca, Mg, Mn i P, a także stężeniem: Zr, Hf, Nb, Ta i Ti. Przedmiotem badań było też określenie pochodzenia kwarcu i składu skał obszaru źródłowego, a także określenie warunków

Utwory karbonu subbasenu płockiego (centralnej Polski, Waksmundzka, 2019a, b) wykazują duże podobieństwo do wyższej części profilu z subbasenu lubelskiego, reprezentującego wyższy baszkir i moskow. Profil karbonu jest tu zredukowany o sekwencje 1–10 i rozpoczyna się sekwencją 11, która leży bezpośrednio na sylurze. Jak dotychczas, za najpełniejszy uznano profil otworu Mszczonów IG 2, obejmujący sekwencje 11–22. Utwory sekwencji 11 charakteryzują się specyficznym wykształceniem, gdyż zawierają głównie skały wulkanoklastyczne, natomiast w wyższych sekwencjach dominują piaskowce typu arenitu, waki sublitycznej i litycznej (Kozłowska, 2019). Osady sekwencji 11–14 i niższej części 15 powstałe w korytach rzecznych we wciętych dolinach i na równiach zalewowych, reprezentują utwory kolejnych niskich stanów WPM. W tej części profilu utwory transgresyjne i wysokiego stanu nie występują, gdyż zostały przypuszczalnie zerodowane. W środkowej części profilu odpowiadającej wyższej części sekwencji 15 i sekwencji 16, dominują mułowce oraz spotykane są też ilowce rzecznej równi aluwialnej, powstałe w czasie niskiego stanu. Następnie zostały zdeponowane tu osady ciągów TST i HST, w środowisku delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego. Wyższa część profilu, odpowiadająca sekwencjom 17–22, jest złożona wyłącznie z utworów rzecznych, piaskowców powstałych w korytach oraz mułowców, ilowców i gleb stigmariowych reprezentujących rzeczne równie zalewowe.

Kędzior (2016) wprowadził wybrane elementy stratygrafii sekwencji w ramach rekonstrukcji systemu fluwialnego warstw zabrzańskich w GZW. Sformułowane sugestie odnoszą się do szerszego interwału stratygraficznego, obejmującego w podziale litostratygraficznym, oprócz warstw zabrzańskich (siodłowych), jeszcze warstwy jejkowickie, rudzkie s.s., załęskie i orzeskie s.s. Kędzior (2016) przyporządkował jednostki litostratygraficzne lub ich części do ciągów systemowych, tj. FRST, LST, TST i HST, wskazując przy tym pozycję i rozpiętość luk stratygraficznych, ale interpretacja ta nie zawiera podstawowych elementów składających się na metodykę stratygrafii sekwencji i nie została również zilustrowana, zatem nie można jej uznać za wprowadzony podział stratygrafii sekwencji dla utworów karbonu w GZW.

Elementy stratygrafii sekwencji w utworach karbonu zostały również opracowane dla górnej części serii paralicznej – warstw porębskich (późny serpuchow), w zachodniej części GZW (Opluštil i in., 2024). Osady warstw porębskich deponowane głównie w środowiskach rzeczno-deltowych, z okresowymi zalewami morskimi, ujęto w dwa porządki cykli transgresyjno-regresyjnych, czyli sekwencji genetycznych, nakładające się na cykle Milanovicia. Badane utwory podzielono na sześć średnioterminowych sekwencji genetycznych (cyklotemów), z których każda składa się z 4 do 6 sekwencji elementarnych i szeregu jednostek o mniejszej skali, prawdopodobnie pochodzenia autocyklicznego. Sekwencje średnioterminowe, których granice wyznaczają główne poziomy morskie, przypisano połączonego wpływu zmian poziomu morza i zmian w dopływie osadów, będących prawdopodobnie odległą reakcją na lodowacenie Gondwany. Z kolei rozmieszczenie torfowisk jest związane przede wszystkim z późną fazą regresyjną i wczesną transgresją sekwencji krótkoterminowych.

paleoreduksowych. Badania pochodzenia krzemionki wykazały, że w dwóch jednostkach głównym źródłem krzemionki był kwarc terygeniczny, a w pozostałych jednostkach źródła krzemionki były różne. Z kolei, badania składu skał obszaru źródłowego wskazywały na skały felzyczne do pośrednich skał magmowych, natomiast analizy paleośrodowiskowe wskazały na depozycję osadów w warunkach utlenionych, słodkowodnych (Krzeszowska, 2024).

Wykonane przez Zagórką i in. (2020) badania karbońskich piaskowców z podłoża monokliny przedsudeckiej wykazały, że proveniencja cyrkonów detrytycznych pochodzących ze skał pensylwanu zasadniczo różni się od tych pochodzących z missisipu. W piaskowcach missisipu dominują cyrkonony proterozoiczne, a w mniejszej ilości spotykane są z przełomu ordowiku i syluru. W piaskowcach pensylwanu występuje znaczna ilość cyrkonów, których wiek U-Pb wynosi 350–330 mln lat i powstały one w missisipie. Należy to wiązać ze zmianami w architekturze tektonicznej orogenu waryscyj-skiego, która doprowadziła do ekshumacji i erozji skał missisipu, i recyklingiem cyrkonów w pensylwanie. W piaskowcach pensylwanu brak jest natomiast cyrkonów wieku moskow–selsk (młodszych niż 320 mln lat), co sugeruje, że powstały one we wczesnym pensylwanie.

## Biostratygrafia

Maria I. Waksmundzka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja, Janusz Jureczka

### 5.1. POMORZE ZACHODNIE

#### 5.1.1. Missisip

Najniższa z karbońskich jednostek litostratygraficznych Pomorza Zachodniego, występujących w jego NE części – formacja ilowców wapienistych z Sapolna (fig. 6) – w niższej części została wydatowana na famen, natomiast w wyższej – na turnej (fig. 28). Wyniki badań konodontów<sup>3</sup> i miospor pochodzących z dolnych części tej formacji (Matyja, 1993; Matyja, Stempień-Sałek, 1994; Matyja i in., 2000, 2021) sugerują istnienie luki stratygraficznej na pograniczu dewonu i karbonu w niektórych profilach, obejmującej najwyższy famen [środkową i górną część poziomu konodontowego *praesulcata*, a w podziale miosporowym poziom *lepidophyta–explanatus* (LE) i *lepidophyta–nitidus* (LN)] oraz najniższy turnej, haster [poziomy konodontowe *sulcata*, *duplicata* i dolną część poziomu *sandbergi*, a w podziale miosporowym poziom *verrucosus–incohatus* (VI)]. Zasięg luki może być mniejszy, ograniczony do środkowej i górnej części poziomu *praesulcata* famenu, oraz do poziomu *sulcata* i dolnej części poziomu *duplicata* turneju. Wskazuje na to obecność nielicznych goniatytów *Paprothites dorsoplanus* stwierdzonych przez Korejwo (1993) i indeksowych dla poziomu *Paprothites dorsoplanus*, odpowiadającego w podziale kono-dontowym górnej części poziomu *duplicata* (Korn, 2006). Badania miospor w profilu Chmielno 1, (Matyja i in., 2021) wykazały, że na obszarze Pomorza Zachodniego występują również profile, w których notuje się cały najwyższy famen i najniższy turnej. Stropowe partie formacji ilowców wapienistych z Sapolna w większości profili są datowane na turnejski poziom konodontowy *isosticha*–górna *crenulata*, należąca do górnej części hasteru. W niektórych jednak profilach formacja ta sięga

prawie do końca turneju, prawdopodobnie do poziomu konodontowego *typicus* iworu (por. Matyja, 1993; Matyja i in., 2000).

Leżąca powyżej formacja margli z Trzebiechowa (która jest ekwiwalentem facjalnym karbońskiej części formacji ilowców wapienistych z Sapolna – por. Matyja, 2008), w partii spągowej odpowiada górnej części dolnego turneju i należy do konodontowego poziomu *sandbergi* (wyższa część hasteru), natomiast jej strop jest datowany na iwor, prawdopodobnie poziom konodontowy *typicus* (Matyja i in., 2000). Wyższe poziomy konodontowe niż poziom *typicus* nie zostały zidentyfikowane na całym obszarze Pomorza Zachodniego.

Niemal w całej NE części Pomorza Zachodniego formacja ilowców wapienistych z Sapolna jest przykryta formacją piaskowców arkozowych z Gozdu (fig. 6). Jej niższa część należy do części dolnej poziomu konodontowego *crenulata*, odpowiadającego wyższej części hasteru, a górna sięga do dolnej części poziomu konodontowego *typicus*, odpowiadającego iworowi (por. Matyja i in., 2000). Występująca w części centralnej obszaru pomorskiego kolejna formacja – wapieni oolitowych z Kurowa, spoczywająca również na osadach formacji z Sapolna (fig. 6) – jest szeroko rozprzestrzeniona w iworze, gdyż w większości profili jest datowana na poziom konodontowy *typicus*, chociaż pierwsze przewarstwienia wapieni oolitowych pojawiają się już znacznie wcześniej, w hasterze, w poziomach *sandbergi/crenulata* (por. Matyja i in., 2000; Matyja 2008). Natomiast leżąca powyżej formacji z Gozdu, formacja ilowców wapienistych z Grzybowa odpowiada (fig. 6) górnemu turnejowi i jest datowana jako konodontowy poziom *typicus* iworu (Matyja i in., 2000; Matyja, 2008).

Następna jednostka, formacja piaskowców kwarcowych z Drzewian, spoczywająca zarówno na formacji z Grzybowa, jak i na formacjach z Kurowa i z Trzebiechowa (fig. 6), reprezentuje przybrzeżne i lądowe środowiska sedimentacji pozbawione konodontów o stratygraficznym

| SYSTEMY | PODSYSTEMY | PIĘTRA | PODPIĘTRZA REGIONALNE | STANDARDOWE POZIOMY KONODONTOWE            | STANDARDOWE POZIOMY ENTOMO-ZOIDOWE                               | POZIOMY OTWORNICOWE |                   | POZIOMY MIOSPOROWE | POMORZE ZACHODNIE                                                                                        |                                                                     |       |         |             |                        |                           |   |                                               |                          |        |                             |                   |                      |    |   |                              |   |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   |      |           |   |                   |    |      |    |
|---------|------------|--------|-----------------------|--------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|---------------------|-------------------|--------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|-------|---------|-------------|------------------------|---------------------------|---|-----------------------------------------------|--------------------------|--------|-----------------------------|-------------------|----------------------|----|---|------------------------------|---|-------|---------------------|---|----------------------|----|---|------------------------------------------------|---|------|-----------|---|-------------------|----|------|----|
|         |            |        |                       |                                            |                                                                  | Conil i in. (1991)  | Poty i in. (2006) |                    | LOKALNE POZIOMY MIOSPOROWE                                                                               | LOKALNE ZESPÓŁY/PODZESPOŁY MAŁZORACZKÓW BENTOSOWYCH                 |       |         |             |                        |                           |   |                                               |                          |        |                             |                   |                      |    |   |                              |   |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   |      |           |   |                   |    |      |    |
|         |            |        |                       |                                            |                                                                  |                     |                   |                    | Turnau (1978, 1979)<br>Aukhimovitch, Turnau (1994)<br>Stempień-Sałek w.<br>Matyja, Stempień-Sałek (1994) | Zbikowska (dane niepublikowane)<br>Zbikowska w. Matyja i in. (2000) |       |         |             |                        |                           |   |                                               |                          |        |                             |                   |                      |    |   |                              |   |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   |      |           |   |                   |    |      |    |
| KARBON  | MISSISIP   | WIZEN  | BRYGANT               | Sandberg i in. (1978)<br>Lane i in. (1980) | Gross-Uffendorfe (1990)<br>Gross-Uffendorfe,<br>Schindler (1990) | Conil i in. (1991)  | Poty i in. (2006) | NC                 | brak danych                                                                                              |                                                                     |       |         |             |                        |                           |   |                                               |                          |        |                             |                   |                      |    |   |                              |   |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   |      |           |   |                   |    |      |    |
|         |            |        |                       |                                            |                                                                  |                     |                   |                    |                                                                                                          |                                                                     | ASB   | typicus | D           | Prolycospora claytonii | Cl                        | 1 | Cribroconcha postfoveata –Marginia tschigovae | P-T                      |        |                             |                   |                      |    |   |                              |   |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   |      |           |   |                   |    |      |    |
|         |            |        |                       |                                            |                                                                  |                     |                   |                    |                                                                                                          |                                                                     |       |         |             |                        |                           |   |                                               |                          | HOLKER | lokalne poziomy konodontowe | nierzopoziomowane | Lycospora pusilla Pu | Pu | 2 | Pseudoleperditia venulosa Vn | 2 |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   |      |           |   |                   |    |      |    |
|         |            |        |                       |                                            |                                                                  |                     |                   |                    |                                                                                                          |                                                                     |       |         |             |                        |                           |   |                                               |                          |        |                             |                   |                      |    |   |                              |   | ARUND | isosticha–crenulata | G | Convolutispora major | Ma | 3 | Uchovia gemina–Sulcopindivisia G-K kandrensis* | 1 |      |           |   |                   |    |      |    |
|         |            |        |                       |                                            |                                                                  |                     |                   |                    |                                                                                                          |                                                                     |       |         |             |                        |                           |   |                                               |                          |        |                             |                   |                      |    |   |                              |   |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   | CZAD | sandbergi | G | Richterina latior | VI | DFZ8 | LN |
|         |            |        |                       |                                            |                                                                  |                     |                   |                    |                                                                                                          |                                                                     |       |         |             |                        |                           |   |                                               |                          |        |                             |                   |                      |    |   |                              |   |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   |      |           |   |                   |    |      |    |
|         |            |        | HASTAR                | duplicata                                  | D                                                                | DF3                 | DFZ7              | LL                 |                                                                                                          |                                                                     |       |         |             |                        |                           |   |                                               |                          |        |                             |                   |                      |    |   |                              |   |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   |      |           |   |                   |    |      |    |
|         |            |        |                       |                                            |                                                                  |                     |                   |                    | DEWON                                                                                                    | GÓRNY                                                               | FAMEN | „STRUN” | praesulcata | G                      | hemisphaerica latior Int. | G |                                               |                          |        |                             |                   |                      |    |   |                              |   |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   |      |           |   |                   |    |      |    |
|         |            |        |                       |                                            |                                                                  |                     |                   |                    |                                                                                                          |                                                                     |       |         |             |                        |                           |   | G                                             | hemisphaerica –dichotoma | G      | expansa                     | G                 |                      |    |   |                              |   |       |                     |   |                      |    |   |                                                |   |      |           |   |                   |    |      |    |

FIG. 28. Korelacja jednostek chronostratygraficznych missisipu z podziałami biostratygraficznymi na podstawie konodontów, entomozoidów, otwornic wapiennych, miospor i małżoraczków bentosowych (Matyja, 2008)

<sup>3</sup> Przyjęto schemat biostratygraficzny missisipu, głównie turneju, autorstwa Sandberga i in. (1978), na podstawie następstw faun konodontowych z rodzaju *Siphonodella*.

znaczeniu. Wyniki badań małżoraczków bentosowych (Żbikowska, 1992) oraz badań palinologicznych (Turnau i in., 2005) wskazały na zespoły typowe dla turneju i dolnej części wizenu. W większości profili zachowana część tej formacji to najwyższa część piętra iwor (górną część lokalnego poziomu miosporowego *Prolycospora claytonii*) oraz dolny i środkowy wizen – czad, arund i holker (lokalny poziom miosporowy *Lycospora pusilla* – Turnau w: Matyja i in., 2000). Tylko w jednym profilu Sarbinowo 1, zidentyfikowano osady asbu, reprezentowanego przez lokalne poziomy miosporowe *Schulzospora campyloptera* (Ca) i *Dictyotrites pactilis* (Pa) (Turnau w: Matyja i in., 2000). W tym samym profilu Korejwo (1993) udokumentowała obecność głowonogów *Goniatites crenistria* i *Prolecanites cf. serpentinus* (por. także Matyja, i in., 2000). Pierwszy z wymienionych jest taksonem wskaźnikowym dla poziomu *Goniatites crenistria* (patrz Korn, 2006), mieszczącym się w obrębie piętra asb (Somerville, 2008). Całkowity zasięg stratygraficzny formacji z Drzewian nie jest znany, gdyż jej strop ma charakter erozyjny (fig. 6).

W SW części Pomorza Zachodniego w strefie Laska–Czaplinek, najniższa jednostka, formacja ilowców z Łobzonki, nie przewiercona jak do tej pory, jest szczególnie uboga w dane biostratygraficzne. Obecność nielicznych otwornic w dolnej części formacji (Soboń-Podgórska, 1982, 1986; Lipiec, 1999) sugeruje pozycję stratygraficzną między turnejskim poziomem Cf3 *sensu* Conil i in. (1991) lub MFZ6 *sensu* Poty i in. (2006), a dolną częścią wizenu (Lipiec, 1999; fig. 28). Żelichowski (1987) znalazł tu fragment głowonoga *Pericyclus* sp. Badania palinologiczne (Turnau i in., 2005) wykazały, że ta część formacji odpowiada najniższej części lokalnego poziomu miosporowego *Lycospora pusilla* (Turnau w: Matyja i in., 2000), korelowanego z częścią poziomu *Lycospora pusilla* (Pu) w Europie Zachodniej (Clayton i in., 1977). Biorąc pod uwagę zarówno te wyniki, jak i pochodzące z formacji nadległej, formacji wapieni z Czaplinka, określono przypuszczalną rozpiętość czasową formacji ilowców z Łobzonki na iwor–czad–?najniższy arund. Wyniki badań biostratygraficznych karbońskiej części formacji z Sapolna oraz formacji z Łobzonki wskazują, że ich przypuszczalny oboczny kontakt, jak dotychczas nie zidentyfikowany w żadnym profilu, może przypadać na górny turnej (fig. 6). W obrębie utworów należących do formacji wapieni z Czaplinka oznaczono zespoły otwornic (Soboń-Podgórska, 1982, 1986, 1991; Lipiec, 1999), charakteryzujące poziomy i podpoziomy środkowej części wizenu, tj. *Eoparastaffella* (Cf4y-δ), *Koskinotextularia–Pojarkovella nibelis* (Cf5) oraz *Neoarchaediscus* (Cf6α-β) w schemacie Conila i in. (1991). W nowszym schemacie Poty'ego i in. (2006) odpowiadają one poziomom MFZ11–MFZ13, i wskazują na arund, holker i część asbu

(fig. 28). W leżących powyżej osadach formacji ilowców z Nadarzac, znaleziono nieliczne i mało znaczące stratygraficznie otwornice (Soboń-Podgórska, 1982; Lipiec, 1999). Górecka i Parka (1987) zidentyfikowali w obrębie tej formacji miospory, które w ich opinii reprezentują namur. Taki werdykt jest dyskusyjny; w zespole brakuje przedstawicieli rodzaju *Tripartites* i gatunków *Reticulatisporites carnosus* oraz *Bellisporites nitidus*, które są stratygraficznie ważnymi taksonami dla poziomów (VF) i (NC) brygant i pendleju. Żelichowski (1987) również wskazał na wiek formacji z przedziału górny wizen–dolny namur. Posiłkując się wynikami badań biostratygraficznych leżącej poniżej formacji z Czaplinka, można jedynie sugerować, że pozycja spągu formacji ilowców z Nadarzac nie może być usytuowana poniżej górnej części asbu. Niejednoznaczna jest też pozycja stropu formacji, który ma erozyjny charakter. Datowania leżących powyżej najstarszych zidentyfikowanych utworów pensylwanu, należących prawdopodobnie do najwyższego westfalu A, wskazują na obecność luki stratygraficznej, obejmującej najwyższy wizen i namur.

5.1.2. Pensylwan

Utwory pensylwanu zostały zbadane przez Kmiecik (1995) z uwzględnieniem podziału na jednostki litostratygraficzne (fig. 6) *sensu* Żelichowski (1987), który wyniki badań miospor zastosował też w swoich pracach (np. Żelichowski, 1995a). Ponieważ miospory były nieliczne i słabo zachowane, przedstawione poniżej wnioski stratygraficzne należy traktować jako przypuszczalne (fig. 29).

W utworach formacji z Wolina miospory wskazują na obecność najwyższej części poziomu *Radiizonates aligerens* (RA) oraz poziomu *Microreticulatisporites nobilis–Florinites junior* (NJ) i przynależność do najwyższej części westfalu A, westfalu B i najniższej części westfalu C (baszkiro–dolnego moskoku). Wykonana przez Górecką-Nowak (2023) weryfikacja archiwalnych wyników z profilu otworu Piła 1/IG 1 (Górecka i in., 1985) wskazuje na wiek tego profilu nie starszy niż westfal C, bolsow. Z utworów leżącej powyżej formacji Regi wydatowano poziomy *Torispora securis–Torispora laevigata* (SL), *Thymospora obscura–Thymospora thiessenii* (OT), i być może także *Angulisporites splendidus–Lycospora trileta* (ST), charakteryzujące moskow–dolny kasimow. Natomiast z najmłodszej formacji Dziwny opisane zostały poziomy *Thymospora obscura–Thymospora thiessenii* (OT), *Angulisporites splendidus–Lycospora trileta* (ST) oraz *Prolycospora novicus–Prolycospora bharadwaji–Crassispota major* (NBM), lokujące je w kazimie–gżelu.

5.2. WIELKOPOLSKA (PODŁOŻE MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ)

5.2.1. Missisip

Sugestie dot. obecności utworów turneju (Krawczyńska-Grocholska, 1975, 1978) lub turneju–wizenu dolnego (Żelichowski, 1995b) były formułowane na podstawie nielicznych badań palinologicznych. W pewny sposób zostały udokumentowane obecnością goniatytów górnowizeńskie *Goniatites crenistria* (Goα), *G. striatus* (Goβ) i *G. granosus* (Goγ) oraz dolnonamurskiego *Eumorphoceras* (E.) (Korejwo, Teller, 1966, 1967; Korejwo, 1969; Żelichowski, 1964; Musiał i in., 1995). Obecność podpoziomu *Verrucosisporites morulatus* (Vm) wyznaczającego pendle (wg Owensa i in., 2004) udookumentowały badania palinologiczne Trzpieczyńskiej (2003) i Góreckiej-Nowak (2007, 2008, 2010), które wykazały także obecność górnego arnsbergu–alportu, oraz podpoziomów *Lycospora subtriquetra–Apiculatisporis variocorneus* (SV) i *Lycospora subtriquetra–Cirratriadites rarus* (SR). Granica pomiędzy tymi poziomami jest utożsamiana z granicą dolnego i górnego karbonu. Na namur A wskazują też oznaczenia makroflory wykonane przez Kłapcińskiego i Muszer (1987).

5.2.2. Pensylwan

Wyniki badań palinologicznych (Parka, Ślusarczyk, 1988; Górecka, Parka, 1980; Górecka-Nowak, 2007, 2009, 2010) wskazują na obecność utworów odpowiadających sukcesji wizen–gżel. W obrębie tej sukcesji udokumentowano poziomy *Crassispota kosankei–Grumosisporites varioreticulatus* (KV) i *Raistrickia fulva–Reticulatisporites reticulatus* (FR) wskazujące na marsden–jedon oraz *Microreticulatisporites nobilis–Florinites junior* (NJ), *Torispora securis–Torispora laevigata* (SL) i *Thymospora obscura–Thymospora thiessenii* (OT) sugerujące dakman–astur (fig. 29). W niektórych profilach (Marcinki IG 1 i Siciń IG 1) oznaczenia wieku na podstawie badań palinologicznych stoją w sprzeczności z datowaniami goniatytów, wskazującymi na wiek górnowizeński (Korejwo, Teller, 1973; Żelichowski, 1995b).

5.3. SUDETY

5.3.1. Missisip

Najstarsze karbońskie utwory w Sudetach udokumentowano w jednostce bardzkiej, w kamieniołomie w Dzikowcu k. Nowej Rudy. Wykroowane tam podziały stratygraficzne bazują na konodontach, goniatytach, otwornicach, miosporach i fitoplanktonie (Dzik, 1997; Matyja i in., 2021). W dolnej części sukcesji karbońskiej wyróżniono wapień poziomu *Gattendorfia* (Schindewolf, 1937), w którym oznaczono konodony *Siphonodella duplicata*, *S. belkai* i *Pseudopolygnathus primus* wskazujące na poziomy *?bransoni* i *?duplicata* turneju dolnego (Matyja i in., 2021). Według Maty i in. (2021) poniżej występują już przypuszczalnie fameńskie łupki i wapień. Leżące powyżej utwory formacji z Gologów są uważane za turnej środkowy (Wajsprych, 1995). W kolejnej jednostce litostratygraficznej – formacji z Nowej Wsi, występują w tzw. zlepieńcach gnejsowych (Pacholska, 1978) fragmenty fauny (Ginter, Niedźwiedzki, 2019), a w zalegających w wyższej części formacji wapieniach alodapicznych – tzw. dolnym wapieniu węglowym – występuje bogaty zespół skamieniałości. Na podstawie oznaczeń otwornic występujących w wapieniach gruzłowych, wskazujących na poziomy *Tetrataxis–Eotextularia diversa* (Cf3) oraz *Eoparastaffella* (Cf4) *sensu* Conil i in. (1991), wiek wapieni, jak i pozostałej części formacji z Nowej Wsi, określono na turnej najwyższy–wizen dolny (Głuszek, Tomasz, 1992).

Oznaczenia górnowizeńskiego wieku wyższej części profilu karbonu w jednostce bardzkiej opierają się głównie na wynikach badań bogatych w skamieniałości wapieni z serii z Paprotni – tzw. górnego wapienia węglowego (np. Haydukiewicz, Muszer, 2002; Muszer, Haydukiewicz, 2009; Górecka-Nowak, Muszer, 2011; Muszer, Uglik, 2013). Datowania bentonitów wskazują na wiek 334 ±3 mln lat, odpowiadający asbowi górnemu; bentonity są najważniejszym horizonem korelacyjnym i reperem czasowym w profilu karbonu dolnego z tej części jednostki bardzkiej (Kryza i in., 2008, 2011).

W obrębie utworów karbonu struktury Świebódzic wyróżniono 4 formacje (Porębski, 1981; tab. 6). Utwory formacji z Pogorzały zaliczono do dewonu górnego (Teisseyre, 1956; Porębski, 1981, 1990) na podstawie obecności licznej makrofauny (Gunia, 1962, 1966, 1968), mimo że już dużo wcześniej znaleziono w jej obrębie typowe dla karbonu małże *Posidonia becheri*, *Edmondia* i *Protopschizodus* (Dames, 1868; Bederke, 1924), a także szczytki flory *Mesocalamites roemeri*, *Calamites tenuissimus* i *Sigilaria minutissima* (Cramer i in., 1924). Na podstawie nowych badań palino-

logicznych (Pluta, Górecka-Nowak, 2018) pozycja stratygraficzna formacji została zrewidowana, a spotykana w formacji górnowizeńska makrofauna – uznana za redeponowaną. Opisany zespół gatunków miospor definiuje tu poziomy od *Raistrickia nigra–Triquitrites marginatus* (NM) do *Mooreisporites trigallerus–Rotaspota knoxi* (TK), wskazujące na asb górny–arnsberg dolny. W obrębie formacji opisano również bogaty zespół ichno-skamieniałości, także wskazujących na missisip (Muszer, 2020). Tym samym dopuszczono możliwość, że utwory tej formacji wraz z ich ekwiwalentem lateralnym – formacją z Pelcznicy, mogą być nie najstarszą, jak dotychczas sądzono, ale najmłodszą sukcesją wypełniającą strukturę Świebódzic (Wojewoda, 2016; Pluta, Górecka-Nowak, 2018; Muszer, 2020). Utwory formacji z Książa oraz jej ekwiwalentu lateralnego – formacji z Chwaliszowa (Porębski, 1981) – można uznać za równowiekowe lub starsze, które przypuszczalnie reprezentują przedział czasowy turnej górny–wizen.

Utwory karbońskie na obszarze Gór Sowich na podstawie badań goniatytów zostały zaliczane przez Żakową (1960, 1966) do górnowizeńskich poziomów *Goniatites crenistria* (Goα) i *G. striatus* (Goβ). Nowsze badania (Muszer i in., 2016a,b) wykazały przynależność utworów do poziomu sporowego *Lycospora subtriquetra–Kraeuselisporites ornatus* (SO), i wiek ich powstania przypadający na serpuchow górny–baszkiro dolny, jak również wskazują, że wcześniejsze oznaczenia fauny jako górnowizeńskiej mogły dotyczyć okazów redeponowanych.

Skąły biostratygraficznie datowane na missisip zostały opisane z NW części metamorficznych pasm kaczawskiego i zgorzeleckiego. W wapieniach i łupkach wapienistych jednostki Lubania (tzw. wapieniach z Lubania) znaleziono szczytki flory – prawdopodobnie brunatnic, krasnorostów lub mszaków, słabo zachowaną faunę liliowców i koralowców (Schwarzbach, 1936), jak również małże, ślimaki, ramienionogi, kolce jeżowców, otwornice z rodziny *Endothyridae* (Chorowska, 1977, 1978), co sugerowało przynależność tych osadów do turneju górnego. Za turnejskie uważano pierwotnie również tzw. wapień z Rząsin, w obrębie których stwierdzono otwornice z rodzajów *Tetrataxis* i *Valvulinella*, liścionogi, małżoraczki *Paraparchites*, a także fragmenty liliowców i mszywiolów – jednak stwierdzono również konodony z rodzajów *Dollymae*, *Gnathodus*, *Mestognathus*, *Scalognathus* i *Siphonodella*, co może wskazywać na górnowizeński wiek osadów i redepozycję stwierdzonych zespołów skamieniałości, na które składały się gatunki wizeńskie i starsze (Chorowska, 1978).

Występującym w strefie Niemczy utworom metaosadowym na podstawie badań palinologicznych przypisano wiek górnowizeńsko–dolnonamurski (Dziedzicowa, Górecka, 1965), co jest kontrowersyjne w świetle metamorficznej genezy tych skał (np. Mazur, Puziewicz, 1995).

Najstarsze utwory wypełniające synklinorium śródsudeckie są zaliczane do formacji z: Ciechanowic, Figłowa, Nagórnik i Sądów Górnych (Nemec i in., 1982). Formacja z Ciechanowic na podstawie badań palinologicznych (Turnau i in., 2002) została określona wraz z formacją Nagórnik na holker, na podstawie obecności zespołu miospor wskazujących na poziom *Knoxisporites triradiatus–Knoxisporites stephanephorus* (TS). Wyżej w profilu leżące formacje ze Starych Bogaczowic oraz z Lubomia zostały określone jako asb–brygant (Turnau i in., 2002).

Wiek wyższej formacji ze Szczawna był interpretowany przez Żakową (1958, 1960), głównie na podstawie znalezisk goniatytów z rodzaju *Goniatites* oraz trylobitów z rodzaju *Phyllibole*, również jako górnowizeński (poziomy Goα-β) (Żakowa, 1958, 1960). Wyniki badań Góreckiej-Nowak i in. (2021) wskazały na przynależność górnej części formacji ze Szczawna do poziomu *Verrucosisporites morulatus* (Vm), czyli na serpuchow dolny. Według Muszer i in. (2016a) oraz Muszer (2020), obecność w tych osadach goniatytów *Nomisoceras* sp., flory *Calamites* (*Mesocalamites*) cf. *renieri* oraz skamieniałości śladowych, w tym ichnoskamieniałości *Dictyodora liebeana*, wskazuje na wiek dolnonamurski.

5.3.2. Pensylwan

Łądowe utwory pensylwanu w synklinorium śródsudeckim, w tym zwłaszcza węglonośne, mają bogatą dokumentację paleontologiczną, opierającą się głównie na znaleziskach makroflory (m.in. Gothan, Gropp, 1933; Zimmermann, 1960) i wynikach badań palinologicznych (m.in. Krawczyńska-Grocholska, 1966; Jerzykiewicz, 1987; Górecka, Górecka-Nowak, 1990; Górecka-Nowak, 1995, 2002, 2010; Górecka-Nowak, Majewska, 2002; Górecka-Nowak i in., 2021). Utwory formacji z Wałbrzycha zostały zaliczone przez Górecką-Nowak i Majewską (2002) do poziomów *Stenozonotrites triangulus–Rotaspota knoxi* (TK) i *Lycospora subtriquetra–Kraeuselisporites ornatus* (SO), odpowiadających środkowemu i górnemu namurowi A (fig. 29). Późniejsze badania Góreckiej-Nowak i in. (2021) wskazały, że utwory formacji z Wałbrzycha i niższej części

| SYSTEM | PODSYSTEMY | SERIE                                                          | PIĘTRA    | EUROPA ZACHODNIA I CENTRALNA |                                 |                                                             |                                                            |                                                                 |
|--------|------------|----------------------------------------------------------------|-----------|------------------------------|---------------------------------|-------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|
|        |            |                                                                |           | PIĘTRA REGIONALNE            | PODPIĘTRA REGIONALNE            | POZIOMY MIOSPOROWE Clayton i in. (1977); Owens i in. (2004) |                                                            |                                                                 |
| KARBON | PENSYLWAN  | GÓRNY                                                          | GŻEL      | STEFAN                       | D                               | brak nazwy formalnej                                        | <i>Potoneisporites novicus–Cheiledorites major</i> NBM     |                                                                 |
|        |            |                                                                | KAZIM     |                              | C                               |                                                             |                                                            |                                                                 |
|        |            | B                                                              |           |                              |                                 |                                                             |                                                            |                                                                 |
|        |            | ŚRODK.                                                         | MOSKOW    | A                            | Barel Kantabr                   | <i>Angulisporites splendidus–Latensina trileta</i> ST       |                                                            |                                                                 |
|        |            |                                                                |           | WESTFAL                      | D                               | Astur                                                       | <i>Thymospora obscura–Thymospora thiessenii</i> OT         |                                                                 |
|        |            |                                                                | C         |                              | Bolsow                          | <i>Torispora securis–Torispora laevigata</i> SL             |                                                            |                                                                 |
|        | DOLNY      |                                                                | BASZKIR   | B                            | Dakman                          | <i>Microreticulatisporites nobilis–Florinites junior</i> NJ |                                                            |                                                                 |
|        |            | A                                                              |           | Langset                      | <i>Ratizonates aligerens</i> RA |                                                             |                                                            |                                                                 |
|        | MISSISIP   | GÓRNY                                                          | SERPUCHOW |                              | NAMUR                           | C                                                           | Jedon                                                      | <i>Raistrickia fulva–Reticulatisporites reticulatus</i> RF      |
|        |            |                                                                |           |                              |                                 | B                                                           | Marsden                                                    | <i>Crassispota kosankei–Grumosisporites varioreticulatus</i> KV |
|        |            |                                                                |           |                              |                                 |                                                             | Kinderskut                                                 |                                                                 |
|        |            |                                                                |           |                              |                                 |                                                             | Alport                                                     |                                                                 |
| A      |            |                                                                |           |                              |                                 | Czoker                                                      | <i>Lycospora subtriquetra–Kraeuselisporites ornatus</i> SO |                                                                 |
|        |            |                                                                |           |                              |                                 | Arnsberg                                                    | <i>Mooreisporites trigallerus–Rotaspota knoxi</i> TK       |                                                                 |
|        | Pendlej    | <i>Cingulizonates cf. capistratus–Bellisporites nitidus</i> NC |           |                              |                                 |                                                             |                                                            |                                                                 |

FIG. 29. Korelacja jednostek chronostratygraficznych pensylwanu z poziomami biostratygraficznymi na podstawie miospor (Matyja, 2008, nieznacznie zmieniono)

formacji z Białego Kamienia odpowiadają podpoziomom *Lycospora subtriquetra*–*Cirratiradites rarus* (SR) i *Lycospora subtriquetra*–*Apiculatisporis variocorneus* (SV), co również wskazuje na serpuchow–baszkir dolny. Wyższa część formacji z Białego Kamienia według Góreckiej–Nowak (1988) reprezentuje poziom *Cirratiradites saturni*–*Triquitrites sinani* (SS), odpowiadający westfalowi A. Wiek formacji z Załczera został określony na westfal A–C (Górecka–Nowak, 1995), przy czym potwierdzono obecność poziomów *Microreticulatisporites nobilis*–*Florinites junior* (NJ) oraz *Torispora securis*–*Torispora laevigata* (SL), wskazujących na westfal B–C, w wyższej części tej formacji. Wiek wyżej leżącej formacji z Glinika odpowiada westfalowi D (Górecka–Nowak, 1995).

Na obszarze synklinorium północnosudeckiego klastyczne, lądowe utwory karbonu górnego zostały włączone do dolnej części formacji ze Świerzawy (Milewicz, 1962, 1966, 1968b, 1972). Badania palinologiczne, w tym zwłaszcza obecność rodzajów: *Lycospora*, *Densosporites*, *Torispora*, *Endosporites*, *Punctatisporites*, *Florinites* i *Illinites*, wskazują na wiek stefański (Milewicz, Górecka, 1965; Górecka, 1970). W stropie karbońskiej części tej formacji występują tzw. łupki antrakozjowe dolne („łupki antrakozjowe I poziomu” wg Dziedzica, 1959), bogate w faunę (tab. 5). Wiek tej części formacji był postulowany jako dolnopermski (Jerzykiewicz, 1987), ale obecnie jest przyjmowany jako stefan C, na podstawie przynależności do poziomu *Potonieisporites novicus*–*bhardwaji*–*Cheiledonites major* (NBM) (Górecka–Nowak, 1997).

5.4. REGION GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO (BASEN MORAWSKO-ŚLĄSKI)

5.4.1. Missisip–pensylwan

Zasięg stratygraficzny utworów karbonu w obrębie basenu morawsko-śląskiego jest zróżnicowany. Na obszarze GZW są to utwory missisipu i pensylwanu (Dembowski, 1972a; Jureczka, 1988, 2015; Kotas i in., 1988), natomiast w pozostałych częściach basenu wyłączony missisipu – asocjacji fliszowej na zachód od zagłębia w strefie morawsko-śląskiej oraz asocjacji przyłanowej i fliszowej na obszarze NE obrzeżenia GZW i regionu krakowskiego.

Występująca najniżej w profilu karbońska część serii węglanowej, datowana na turnej wizen, jest łączona zwykle z pozostałą częścią tej serii wieku środkowego i górnego dewonu. Precyzyjne określenie

granicy między dewonem i karbonem oraz rozmiaru ewentualnych luk stratygraficznych jest dyskusyjne (m.in. Kotas, 1982; Bełka, 1985, 1987; Buła, Krieger, 2004). W obszarze GZW karbońska część serii węglanowej jest bardzo słabo rozpoznana. W otworach Sosnowiec IG 1 i Goczałkowice IG 1 stropowy odcinek serii węglanowej został przez Kotasę (1973) zaliczony do turneju i wizeny dolnego (Sosnowiec IG 1) lub tylko do turneju (Goczałkowice IG 1), na podstawie wyników badań ramienionogów (Biernat i in., 1972) oraz otwornic (Soboń–Podgórska, 1973). Na turnejsko-wizeński wiek (podpiętra Tn<sub>3</sub>–V<sub>3</sub>) tych utworów wskazują wyniki badań konodontów (Bełka, 1985), natomiast brachiopody dokumentują poziom Peð wizeny górnego (Musiał i in., 1995).

Powyżej serii węglanowej w profilu karbonu GZW występują utwory asocjacji fliszowej, określane ogólnie jako kulum, zawierające liczne poziomy z fauną morską, m.in. z goniatytami, które według Musiał i in. (1995) wskazują na przynależność do poziomów Goα–Goß–Goy wizeny górnego oraz E1 górnej części wizeny i dolnej części serpuchowu. Znacznie bardziej złożona i dyskusyjna jest szczegółowa pozycja stratygraficzna oraz wiek poszczególnych formacji w strefie morawsko-śląskiej na zachód od GZW (wg Unrug, 1977; Grygar, Trzepierczyński, 1995): andelskohorskiej (famen–turnej), górno-beneszowskiej (turnej–górną wizen Goα), morawickiej (górną wizen Goα2–3–Goßmu), hradecko-kijowickiej (górną wizen Goßspi–dolną namur A).

W GZW stropowy morski poziom faunistyczny utworów fliszowych – poziom Štur (XVI) – wyznacza granicę z serią paraliczną, rozpoczynającą profil utworów węglonośnych (Kotas, Malczyk, 1972a). Utwory tej serii zostały zaliczone przez Kotasową (1995) oraz Kotasową i Migier (1995) do serpuchowu (poziomu E2, pendlej i arnsberg). Brak jest dowodów paleontologicznych pozwalających na bardziej szczegółowe rozpozniowanie wiekowe serii i korelację z podziałami opartymi na poziomach goniatytowych w Europie Zachodniej. Na granicy serii paralicznej i wyżej leżącej górnośląskiej serii piaszkowej, zaliczonej do serpuchowu (arnsbergu) oraz baszkiru niższego (kinderskutu–jedonu), występuje luka stratygraficzna. Warstwy jejkowickie są datowane na namur A (Kotasowa, 1988), warstwy siodłowe (zabrskie) – namur B (Stopa, 1957a, 1959), a warstwy rudzkie *sensu stricto* – namur C (Stopa, 1957b). Pomiedzy warstwami jejkowickimi a siodłowymi przyjmuje się występowanie luki stratygraficznej, zbieżnej z granicą missisip–pensylwan, obejmującej szczytową część namuru A, przypuszczalnie czoker i alport, jak również – pomiędzy warstwami siodłowymi/zabrskimi a rudzkimi s.s. – luki obejmującej marsden (fig. 30; Jureczka, Kotasowa, 1988; Kotas, 1995, 2006b; Kotasowa, Kotas, 2006).

Wiek serii mułowcowej i krakowskiej serii piaszkowej, w których fauna przewodnia nie występuje, został określony na podstawie badań rzadko spotykanych mały słodkowodnych z rodzajów *Curvirimula*, *Anthraconaia*, *Carbonicola*, *Naiadites*, *Anthracosia*, jak również badań florystycznych i palinologicznych (Tabor, 1991, 1995; Kmiecik, 1995; Kotasowa, Migier, 1995; Musiał i in., 1995). Serię mułowcową zaliczono do baszkiru wyższego (langsetu) oraz moskoku niższego (dukmanu), natomiast krakowską serię piaszkową do moskoku wyższego, w obrębie którego na granicy warstw łaziskich s.l. oraz warstw libiaskich występuje luka stratygraficzna pomiędzy westfalem C i westfalem D (Stopa, 1957b, 1967; Kotasowa, 1979; Wagner, 2008).

Za najmłodsze w profilu karbonu GZW uchodzą utwory arkozy kwaczalskiej – warstw z Kwaczaly (Rutkowski, 1972; Lipiarski, 2006), których wiek określono na stefanika, na podstawie obecności w nich skrzemieniały pni drzew szpilkowych z rodzaju *Dadoxylon* (Siedlecki, 1951, 1954).

5.5. MAŁOPOLSKA (PODŁOŻE NIECKI MIECHOWSKIEJ I KARPAT)

5.5.1. Missisip

W rejonie Małopolski (podłoże niecki miechowskiej), wyniki badań konodontów (m.in. Chorowska, 1972; Zajac, Tomasz, 1990) wskazują na obecność gatunków typowych dla poziomu *sandbergi*, należącego do turneju dolnego oraz *isosticha*–górną *crenulata* lub *delicatus*, należących do turneju środkowego. Udokumentowano również gatunki typowe dla poziomu konodontowego *bilineatus*, należącego do wizeny górnego. Na podstawie obecności charakterystycznego gatunku *Chernyshinella crassitheca*, opisano poziom otwornicowy Cf1, wskazujący na wiek dolny–środkowy turnej, jak również poziom *Eoparastaffella* Cf4 należący do wizeny dolnego–środkowego (Soboń–Podgórska, Tomasz, 1995). Turnejski wiek wapieni i margli z południowej części rejonu potwierdziły oznaczenia gatunków ramienionogów *Orbiculoidea tornacensis* oraz *?Unispirifer tornacensis* (Kicula, Żakowa, 1966, 1972). Oznaczenia licznej makrofauny udokumentowały także poziomy Peð–Goy wizeny górnego (m.in. Korejwo, Teller, 1968; Jurkiewicz, Żakowa, 1969; Bojkowski, 1979), a wyniki badań palinologicznych (Kmiecik, 1995) – obecność utworów wizeny środkowego i górnego, jak również niższego namuru A.

Zintegrowane badania biostratygraficzne profilu karbonu z podłoża Karpat w rejonie Rajbrotu–Tarnawy (Matyja i in., 2001) również wykazały obecność utworów turneju. Udokumentowanie poziomów konodontowych: *sulcata*–*sandbergi*, *isosticha*–górną *crenulata*, jak również dolny *typicus*, wskazało na występowanie utworów hastaru–niższego iworu (fig. 28). Badania otwornic pozwoliły na wydzielenie turnejskich poziomów *Chernyshinella* Cf1 (hastar), *Tournayella* Cf2 (niższy iwor), *Tetrataxis-diversa* Cf3 (wyższy iwor), jak również wizeńskiego *Koskinotextularia-nibelis* Cf5 (holker). Natomiast analiza miospor wykazała gatunki typowe dla turnejskiego poziomu *pretiosus-clavata* (PC) (wyższy hastar–niższy iwor), oraz poziomy wizeński *Vetustus-fracta* (VF) (brygant) i nierozdzielone *Tesselatus–campyloptera* TC–*Nigra–marginatus* (NM) (asb). Utwory najmłodsze w podłożu Karpat – poziom sporowy *Mooreisporites trigallerus*–*Rotaspora knoxi* (TK), wskazujący na arnsberg – opisała Trzepierczyńska (2001).

5.6. GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

5.6.1. Missisip

Badania konodontów znalezionych w wypełnieniu Żył neptunicznych, na Wzgórzu Dalnia w Górach Świętokrzyskich, wykazały obecność poziomów od *praesulcata* do górnej *crenulata*, dokumentując wielokrotne otwieranie i zamykanie szczelin w czasie od późnego famenu po wczesny turnej (Szulczewski, 1973). Obecność poziomu *Wocklumeria–Gattendorfia* Ga (Tn<sub>10</sub>) potwierdziły oznaczenia bogatego zespołu makrofauny (Fedorowski, 1973; Osmólska, 1973; Żakowa i in., 1985; Malec, 1993). Utwory turneju środkowego (Tn<sub>2</sub>) sugeruje obecność ramienionoga *Brachythyris* (Musiał i in., 1995), natomiast turneju górnego (Tn<sub>3</sub>) – oznaczenia trylobitów z formacji zarębiańskiej (Osmólska, 1962) oraz ramienionogów z warstw z Radlina (Żakowa, Pawłowska, 1961). Dalsze badania w obrębie niższej części formacji z Lechówka – ogniwa, udokumentowały poziom *Pericyclus* cf. *impressus* wskazujący na wizen górną (Żakowa, 1962). Najbogatszy zespół makrofaunistyczny opisano z ogniwa debrytów z Gałężic, gdzie oznaczono goniatyty indeksowe dla górnowizeńskich poziomów *Goniatites crenistria* (Goα), *G. striatus* (Goß) (Czarniecki, 1973; Żakowa, 1992). Gatunki indeksowe dla poziomu (Goα<sub>1</sub>) oznaczono również w obrębie formacji z Lechówka – ogniwa z Gałęczowa (Żakowa, Malec, 1992), a w jej najwyższej części gatunki dokumentujące poziom *Goniatites*

*granosus* (Goy) (Żakowa, 1982). Obecność w Górach Świętokrzyskich utworów turneju górnego i wizeny górnego potwierdziły również badania otwornic wskazujące na obecność poziomu Cf6 wizeny górnego (V<sub>30</sub>–V<sub>30c</sub>) (Jurkiewicz, Żakowa, 1978, 1983).

W rejonie Gór Świętokrzyskich, badania palinologiczne wykonane w obrębie formacji zarębiańskiej i z Lechówka, wykazały obecność licznych miospor, często endemicznych i nieindeksowych, na podstawie których powstał lokalny podział na poziomy T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>, T<sub>3</sub>, VIIIId oraz VIIIg (Jachowicz, 1967, 1970). Według Kmiecik (1995) przybliżona korelacja z podziałem Claytona i in. (1977) pozwala przypisać poziom T<sub>1</sub> turnejskim poziomom od *Vallatisporites vallatus*–*Retusotrilites incohatus* (VI) do *Spelaeotrilites pretiosus*–*Raistrickia clavata* (PC), natomiast pozostałe do kolejnych standardowych poziomów *Knoxisporites triradiatus*–*Knoxisporites stephanephorus* (TS), *Tripaites vetustus*–*Rotaspora fracta* (VF) oraz *Bellisporites nitidus*–*Reticulatisporites carnosus* wizeny górnego (NC) (fig. 28). Badania palinologiczne (Turnau, 1985; Clayton, Turnau, 1990), w profilu karbonu w otworze Kowala 1, wykazały obecność gatunków charakterystycznych dla najstarszego poziomu turneju dolnego *Vallatisporites vallatus*–*Retusotrilites incohatus* (VI). Obecność tego poziomu wraz ze strefą przejściową do wyższego poziomu (HD) potwierdziły badania Filipiaka (2019) z profilu warstw z Radlina w otworze Zaręby 2 oraz z kamieniołomu Kowala (Marynowski, Filipiak, 2007; Marynowski i in., 2010, 2012; Racka i in., 2010). Szczegółowe badania materiału sporowego z profilu otworu Opoczno PIG 2 (Turnau, 2006a) wykazały obecność poziomów *Prolycospora claytonii* (Cl) i przypuszczalnego *Lycospora pusilla* (Pu), wskazujących na przedział wieku turnej wyższy–wizen najniższy, analogiczny jak w profilu otworu Ostałów PIG 2 (Turnau, 2006b). Obecność utworów asbu wyższego-brygant potwierdziły badania Fijałkowskiej–Mader (2018), która w profilu otworu Nieswin PIG 1, oznaczyła gatunek przewodni dla poziomu *Tripaites vetustus*–*Rota-spora fracta* (VF).

5.7. BASEN PŁOCKO-LUBELSKI

5.7.1. Missisip–pensylwan

W profilu karbonu w subbasenie lubelskim występuje liczna makrofauna przywiązana do utworów morskich, jak również brackicznych i jeziornych (Musiał, Tabor, 1988; Musiał i in., 1995). W obrębie formacji Huczwy oznaczono rodzaje indeksowe goniatytów, dokumentujących górnowizeńskie poziomy *Goniatites crenistria* (Goα), *Goniatites striatus* (Goß) i *Goniatites granosus* (Goy), wraz z podpoziomami Goα<sub>3</sub>, Goß<sub>10</sub>, Goy<sub>1</sub> i Goy<sub>2</sub>. Wśród licznych oznaczonych gatunków ramienionogów występują indeksowe dla poziomów V<sub>30</sub> i V<sub>30c</sub>, m.in. *Gigantoproductus*, *Semiplanus* i *Latiproductus*. Natomiast wśród wielu opisanych mały, gatunek indeksowy *Posidonia becheri* dla poziomu V<sub>30</sub>, został znaleziony tylko w jednym profilu otworu. W formacji z Terebina i niższej części formacji z Dębina oznaczono zespół fauny charakterystycznej dla namuru A, który występuje głównie w obrębie morskich horyzontów *Posidonia corrugata* I i *Posidonia corrugata* II. Są to gatunki goniatytów, np. *Sudeticeras laevigatum* (dla poziomu E<sub>1a-c</sub>), jak również mały *Obliguipecten costatus*, trylobitów *Paladin mucronatus mucronatus*, a także ramienionogów z rodzin Chonetidae, Marginiferidae i Dictyoclostidae, z przedziału wiekowego wizen górną–namur A. Oznaczono też goniatyty indeksowe dla poziomów E<sub>2a-c</sub> i H<sub>1a-b</sub>, natomiast nigdzie nie udało się opisać gatunków charakterystycznych dla poziomu H<sub>2</sub>, co przemawia za istnieniem luki stratygraficznej, potwierdzonej też wynikami stratygrafii sekwencji (Waksmundzka, 2010a). W zachodniej części basenu, w obrębie wyższej części formacji z Dębina, goniatyty z rodzajów *Homoceras*, *Reticuloceras* i *Hodsonoceras* dokumentują obecność poziomów R<sub>1a-b</sub>, R<sub>2b-c</sub>, a *Agastrioceras carinatum*, *Gastrioceras* sp. i *Anthracoceras arcuati-lobum* – poziomu G<sub>1a-b</sub>; goniatyty wskazują na namur B i C. Opisano też liczne ramienionogi i pojedyncze mały typowe dla przedziału wiekowego namur B, C–westfal A. W najwyższej części formacji z Dębina i niższej formacji lubelskiej, występujące w obrębie horyzontów *Carbonicola exporrecta* i *C. pseudorobusta* morskie mały z gatunków *Anthraconaia*, *Curvirimula* *Naiadites* i *Carbonicola*, dokumentują poziomy *lenisulcata* i *communis*, wskazujące na wiek westfal A. Korejwo (1986) opisała tylko z zachodniej części basenu indeksowy gatunek goniatyta *Agastrioceras subcrenatum* dla kolejnego poziomu G2. Faunę dokumentującą granicę utworów westfalu A i B, oznaczono w obrębie ostatniego w profilu karbonu basenu płocko-lubelskiego, morskiego horyzontu *Dunbarella papyracea*. Goniatyty *Anthracoceras vanderbeckei* i *A. cf. vanderbeckei* dokumentują strop westfalu A. Współwystępują z nimi, charakterystyczne tylko dla tego horyzontu, liczne mały *Dunbarella papyracea*, *D. macgregori*, *Posidonia sulcata* i *Edmondia* cf. *bisulcata*. Granicę westfalu A i B wyznaczono na podstawie pierwszego pojawienia się, w wyższej, słodkowodnej części horyzontu *Dunbarella papyracea*, mały z rodzajów *Anthracosia* i *Naiadites*. Powyżej, w obrębie formacji lubelskiej, opisano również liczne mały słodkowodne z rodzajów *Anthracosphaerium* oraz *Anthraconaia*, typowe dla poziomów *modiolaris* i niższej części

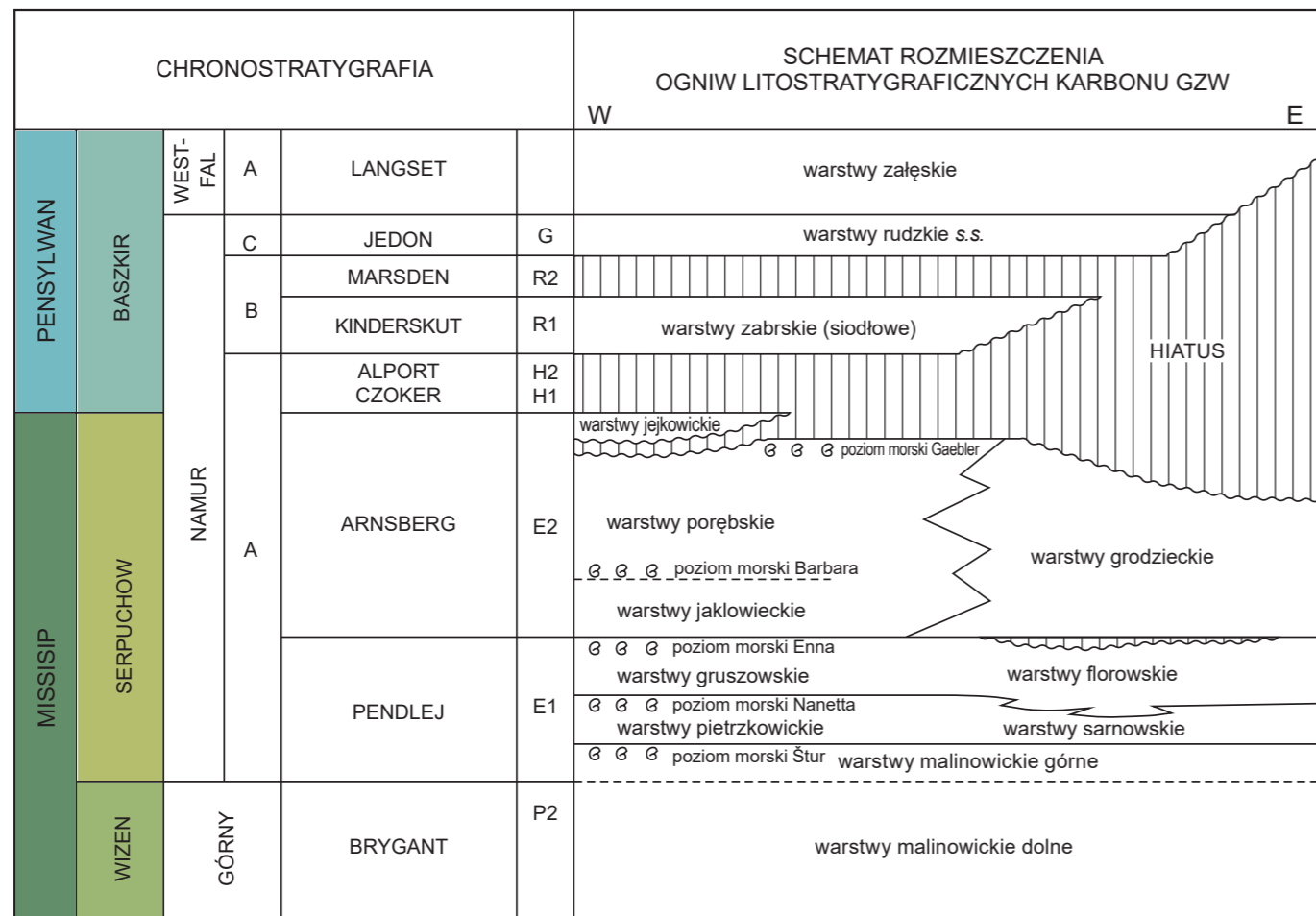


FIG. 30. Podział stratygraficzny utworów namuru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Kotas, 2006b, zmieniono)

*similis-pulchra*, wskazujących na westfal B. Wiek najmłodszej formacji z Magnuszewa został określony na podstawie oznaczeń pojedynczych małży *Anthriconauta* sp. i *A. phillipsii* sugerujących westfal C, jak również wyników badań palinologicznych i makroflorystycznych sugerujących przypuszczalny westfal D (Migier, 1990; Zdanowski, 1991; Kmiecik, 1992).

W profilu karbonu subbasenu lubelskiego, w obrębie ławic wapienno-marglistych, spotykanych w formacji Huczwy oraz pozostałych, do lubelskiej włącznie, opisano liczne otwornice dokumentujące wizen górny, namur A, B, C oraz westfal A i B (Soboń-Podgórska, 1979; Skompski, Soboń-Podgórska, 1980; Skompski i in., 1989). Oznaczono gatunki charakterystyczne dla poziomów (Cf6–Cf9) (wg Conila i in., 1976) oraz 21–23 (wg Mameta, 1977). Najlicniejszy zespół, reprezentowany przez rodziny Palaeotextularidae, Ozawainellidae i Archaeadiscidae, występuje w obrębie górnowizeńskiego poziomu (Cf6). W obrębie następnego poziomu (Cf7), oznaczono gatunki typowe dla namuru A z rodzajów *Brenleina* i *Eosigmalina*. Natomiast na górny namur wskazuje obecność licznych rodzajów poziomu (Cf9). Z dolnowestfalskich utworów opisano liczne rodzaje typowe dla poziomów 21–22, z charakterystycznym *Schubertella*, jak również *Fusiella* i *Schwagerina*, wskazującymi na poziom 23. W profilu karbonu w południowej części basenu Woszczyńska (1981) wydzieliła lokalne poziomy otwornicowe: *Endothyranopsis globulus* (wizen górny), *Howchinia bradyana* (wizen górny–namur A), *Profusulinella primitiva* (namur C) i *Novella plana* (westfal). Nowe badania przeprowadził Wójcik (2018, 2019, 2023) wraz z reinterpretacją niektórych starszych wyników (Woszczyńska, 1971), które wykazały obecność poziomów (Cf6aβδ) ( $V_{3b}-V_{3c}$ ) (wg Conila i in., 1976), odpowiadających poziomom *Neoarchaediscus-Asteroarchaediscus-Loeblichia paraammonoides* i *Asteroarchaediscus-Loeblichia paraammonoides* (wg Kalvody, 2002) wskazujących na wizen górny. Wstępnie potwierdzono też występowanie utworów baszkiru, na podstawie współobecności gatunków *Plectostaffella cf. ziganica* i *Eostaffella cf. pinguis* (Wójcik, 2018).

Badania biostratygraficzne konodontów – wykonane w podobnych utworach i analogicznej części profilu, jak badania otwornic – potwierdziły obecność wizen górnego, namuru dolnego i górnego, westfalu A i granicy z westfalem B (Skompski, Soboń-Podgórska, 1980; Skompski i in., 1989; Skompski, 1992, 1996). Ich wynikiem było oznaczenie gatunków typowych dla 5 poziomów, tj. *Lochria nodosa*, *Lochria cruciformis*, *Gnathodus bollandensis*, *Idiognathodus sinuosus-Idiognathodus delicatus* oraz *Idiognathoides tuberculatus*.

W profilu karbonu głównie w subbasenie lubelskim opisano bogaty zespół florystyczny, składający się z ponad 220 gatunków, w tym wielu indeksowych, obejmujących Lycopsida, Sphenopsida, Polypodiopsida, Lyginodendropsida i Cordaitopsida (Migier, 1988, 1990). Dokumentują one wizen górny, namur A, B–C, jak również westfal A, B, C wraz z granicą z przypuszczalnym westfalem D. W segmencie plockim basenu, wyniki badań florystycznych wyko-

nanych przez Migier (1982) w profilu otworu Bodzanów IG 1, wskazujące na obecność flory *Pecopteris (Asterotheca) miltoni*, *Neuropteris (N. loshii, N. cf. loshii, N. obliqua, N. cf. tenuifolia, N. tenuifolia)* i *Paripteris gigantea*, zostały zaktualizowane przez Trzepierczyńską i Kmiecik (2019), potwierdzając obecność wyższego baszkiru i moskoku. Obecność utworów tego wieku potwierdziły też wyniki badań megaspor (Jachowicz, Żoldani, 1960; Karczewska, 1967; Żoldani, 1988; Żoldani, 1989), jak również miospor. Kmiecik (1984, 1987, 1988, 1992, 1995, 2001) opracowała lokalny podział miosporowy dla basenu plocko-lubelskiego skorelowany z zonacjami standardowymi Claytona i in. (1977) i Higgsa i in. (1988). Wyróżniła w nim poziomy: *Murospora aurita-Diatomozonotrilletes saetosus* (AS) (wizen górny), *Tripartites rugosus-Diatomozonotrilletes ubertus* (RU) (niższy namur A), *Chaetosphaerites pollenisimilis-Rotaspora knoxi* (PK) (wyższy namur A), *Densosporites variabilis-Reticulatisporites carnosus* (VC) (namur B), *Grumosporites varioreticulatus-Cingulizonates lorricatus* (VL) (namur C), *Lycospora punctata-Raistrickia fulva* (PF) (niższy westfal A), *Radiizonates aligerens-Schulzospora rara* (AR) (wyższy westfal A), *Endosporites globiformis-Dictyotrilletes bireticulatus* (GB) (westfal B), *Torispora securis-Vestispora fenestra* (SF) (westfal C), *Thymospora obscura-Triquitrites exiguus* (OE) (westfal D), jak również nierozdzielone poziomy stefanu A: *Lundblandispora gigantea-Latensina trileta* (GT) i *Speciososporites laevigatus-Illinites unicus* (LU). Dalsze badania palinologiczne (Kmiecik, Trzepierczyńska, 2007; Trzepierczyńska, Kmiecik, 2019) pozwoliły na wydzielenie poziomów standardowych wg Claytona i in. (1977) oraz Owensa i in. (2004): *Tripartites vetustus-Rotaspora fracta* (VF) (wizen górny), *Cingulizonates cf. capistratus-Bellisporites nitidus* (NC) (wizen górny–serpuchow dolny), *Crassispora kosankei-Grumosporites varioreticulatus* (KV) oraz *Raistrickia fulva-Reticulatisporites reticulatus* (FR) wskazujących na niższego baszkiru (namur B–C), jak również *Cirratridites saturni-Triquitrites sinani* (SS), *Radiizonates aligerens* (RA) oraz *Microreticulatisporites nobilis-Florinites junior* (NJ) należących do wyższego baszkiru (fig. 28, 29). Reinterpretacja wykonana przez Górecką-Nowak (2023) wskazała ponadto na obecność poziomów standardowych: *Mooreisporites trigallerus-Rotaspora knoxi* (TK) (serpuchow), *Lycospora subtriquetra-Apiculatisporis varicornis* (SV) (najwyższy serpuchow), *Lycospora subtriquetra-Cirratridites rarus* (SR) (niższy baszkir, wyższy namur A), *Torispora securis-Torispora laevigata* (SL) (niższy moskow, westfal C) i *Thymospora obscura-Thymospora thiessenii* (OT) (wyższy moskow, westfal D).

Badania glonów wapiennych (Skompski, 1980, 1981, 1982, 1986, 1987, 1996; Skompski i in., 1989) wykazały, że w profilu formacji Huczwy, z Terebina i z Dębina, w subbasenie lubelskim, mają one znaczenie stratygraficzne, gdyż pozwoliły na identyfikację utworów wizen górnego i namuru. Skompski (1996) wydzielił 5 lokalnych poziomów glonowych (*Koninckopora*, *Kulikia sphaerica*, *Calcifolium punctatum*, *Calcifolium okense* i *Masloviporidium-Anthracoporellopsis*), z których dwa ostatnie można zastosować również do korelacji w skali regionalnej.

aspektów regionalnych, w odniesieniu do omówionych w poprzednich podrozdziałach jednostek litostratygraficznych i dominującej litologii.

6.1. MISSISIP

Od początku turneju na obszarze NE, wschodniej oraz SE Polski istniał obszar lądowy o niskim reliefie, który wchodził w skład potężnego lądu nazywanego kontynentem Old Redu w dewonie, a Laurosji w missisipie. Jego granica przebiegała w przybliżeniu równoległe do strefy tektonicznej Teisseyre'a-Tornquista, a dalej ku SW występował pomorski basen sedymentacyjny. Rozwój sedymentacji oraz rozkład litofacji był podporządkowany tym głównym rysom strukturalnym i wiązał się ze stopniową ekspansją zbiornika morskiego ku północy, w kierunku Fennoskandii i ku wschodowi, w kierunku kratonu wschodnioeuropejskiego. Strefa TESZ i jej poprzeczna segmentacja odgrywały równie ważną rolę w rozkładzie i tendencjach rozwojowych poszczególnych litofacji w obrębie pomorskiego zbiornika sedymentacyjnego. Trzeba jednak podkreślić, że obecny, dokumentowany zasięg tego basenu w kierunku wschodnim nie jest jego naturalną granicą, a jedynie granicą tektoniczno-erozyjną (por. Matyja, 2008).

Sukcesja missisipu, znana z NE części Pomorza Zachodniego, reprezentuje megacykl sedymentacyjny spływający się ku górze, odzwierciedlający tendencje regresywne w basenie, jakie pojawiły się pod koniec wczesnego lub na początku środkowego turneju i trwały po późny wizen (Matyja, 1997; Lipiec, 1999). Wykl ten charakteryzuje się przejściem od otwartomorskich utworów ilastych formacji z Sapolna, poprzez osady początkowo głębszego, później płytszego szelfu klastycznego formacji piaskowców arkozowych z Gozdu oraz płytkiego szelfu węglanowego, reprezentowanego przez osady formacji wapieni ooidowych z Kurowa i ilowców wapienistych z Grzybowa. Ten bardzo charakterystyczny rozwój facji w zbiorniku pomorskim w turneju był uwarunkowany intensywną dostawą materiału wulkanoklastycznego z lądu (formacji z Gozdu), co doprowadziło do powstania deniwelacji na słabo nachylonej rampie, na której powstawały wcześniej osady formacji ilowców z Sapolna (Lipiec, 1999). W konsekwencji doszło do utworzenia systemów barierowych, zbudowanych początkowo tylko z piaskowców arkozowych (formacji z Gozdu), a nieco później również z wapieni ooidowych oraz innych wapieni ziarnistych (formacji z Kurowa). Opisany megacykl wieńczy pod koniec turneju i trwające przez cały nieomal wizen klastyczne osady środowisk przybrzeżnych, a nawet czasowo lądowych, którym odpowiadają osady piaskowców kwarcowych z Drzewian (Matyja, 1997, 2006, 2008; Lipiec w: Lipiec, Matyja, 1998; Lipiec, 1999).

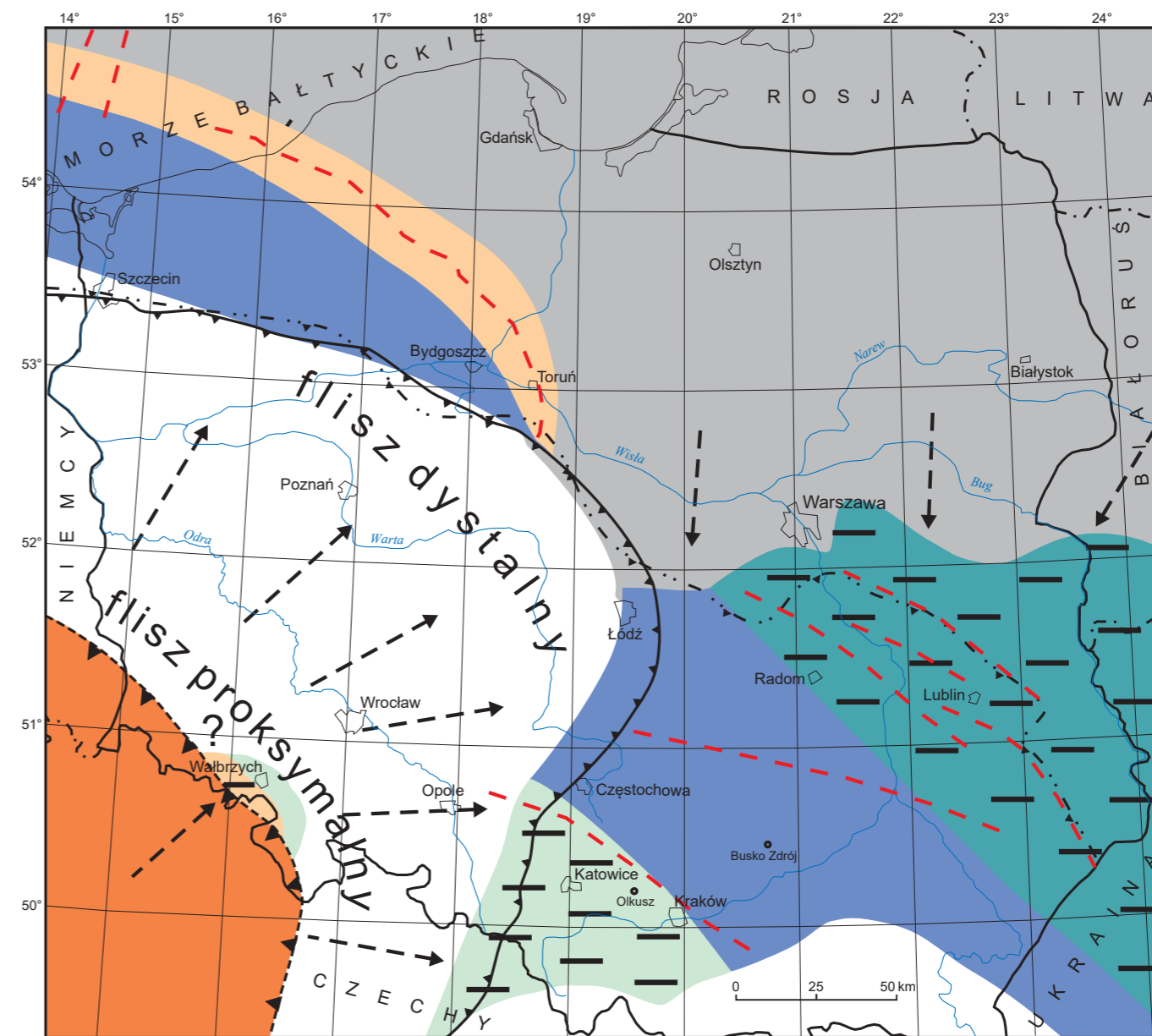
We wczesnym i środkowym turneju obszar dzisiejszego basenu plocko-lubelskiego był położony w obrębie SE części obszaru lądowego, który podlegał erozji. Jej wynikiem było powstanie szeregu wciętych dolin wyerodowanych w starszym podłożu, które przypuszczalnie przebiegały z NE na SW (Waksmundzka i in., 2021). Procesy erozyjne w subbasenie plockim zachodziły dużo dłużej, bo do początku baszkiru. Na obszarze subbasenu lubelskiego, w późnym turneju rozpoczęła się sedymentacja we wciętych dolinach, które zapełniły się osadami rzecznyymi (ogniwo Kłodnicy). Procesom tym towarzyszył bimodalny wulkanizm – zasadowy i kwaśny (Waksmundzka i in., 2021; Kozłowska, Waksmundzka, 2023; Kozłowska i in., 2025). Materiał osadowy pochodził przypuszczalnie z obszarów alimentacyjnych zlokalizowanych dalej na NE oraz SW. Pod koniec turneju na dotychczasowy obszar lądowy transgredował zbiornik morski, w którym rozwinęły się środowiska płytkiego szelfu węglanowego i ilastego.

Zbiornik ten pogłębiał się ku zachodowi, gdzie na obszarze dzisiejszej Wielkopolski były deponowane osady klastyczne, jak również ku SW, gdzie w rejonie Gór Świętokrzyskich, od początku turneju trwała sedymentacja facji kulmowych (formacji zarezbiańskiej). Osady były dostarczane z NE (Krzemiński, 1999) oraz z zachodniej części basenu morawsko-śląskiego (Unrug, Dembowski, 1971), w którym następowała stopniowa migracja osi z zachodu na wschód

Historia sedymentacji i paleogeografii (aspekty regionalne)

Maria I. Waksmundzka, Janusz Jureczka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja

Historia sedymentacji osadów karbonu wraz z towarzyszącym jej wulkanizmem, jak również nasilony magmatyzm, były ściśle powiązane z kolejnymi etapami orogenezy waryscyjskiej. Dodatkowy wpływ wywierały wahania poziomu oceanu światowego, wywołane rozwojem zlodowaceń na kontynencie Gondwany (Waksmundzka, 2013). Te skomplikowane współzależności i ich wpływ na rozwój depozycji w poszczególnych karbońskich basenach sedymentacyjnych w Polsce, schematycznie przedstawiono w podrozdziale dotyczącym paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej. Zagadnienia te są przedmiotem szeregu artykułów i wydawnictw atlasowych, które prezentują ewolucję poglądów, dotyczących rozwoju geologiczno-strukturalnego Europy w epoce waryscyjskiej (m.in. Ziegler, 1986, 1989, 1990; Narkiewicz, 2007, 2020, 2023; Kombrink i in., 2010). Szczególnie ważką, szeroko dyskutowaną kwestią, m.in. z punktu widzenia historii tektonodepozycyjnej, jest współczesny przebieg frontu deformacji waryscyjskich na obszarze Polski, jak również jego migracja w kolejnych stadiach orogenezy waryscyjskiej. Usytuowanie tego frontu implikuje bowiem podział karbońskich basenów sedymentacyjnych na te położone w obrębie waryscyjskich eksternidów oraz zlokalizowane na ich przedpolu. W niniejszym podrozdziale przedstawiono zarys historii sedymentacji osadów karbonu w Polsce (fig. 31, 32), z uwzględnieniem ważniejszych



ŚRODOWISKO

- szelf węglanowo-klastyczny
- szelf klastyczny
- przybrzeżne klastyki-flisz dystalny
- facje węglonośne
- głównie fluwialne
- erodowany obszar lądowy
- fluwialne-przybrzeżnomorskie
- kierunek dostawy osadów klastycznych
- orogen waryscyjski
- eksternidy waryscyjskie
- baseny śródogórskie
- niezgodności aktywne tektonicznie

OBJAŚNIENIA DO FIG. 31 I 32

- paleofront orogenezy waryscyjskiej
- front deformacji waryscyjskich wg Narkiewicza (2020)
- front deformacji waryscyjskich wg Mazura i in. (2020)

FIG. 31. Mapa paleogeograficzna wizen–namuru A (wizen–baszkiru wczesnego) (wg Narkiewicza, 2020, uzupełniono wg Waksmundzkiej, 2010b)

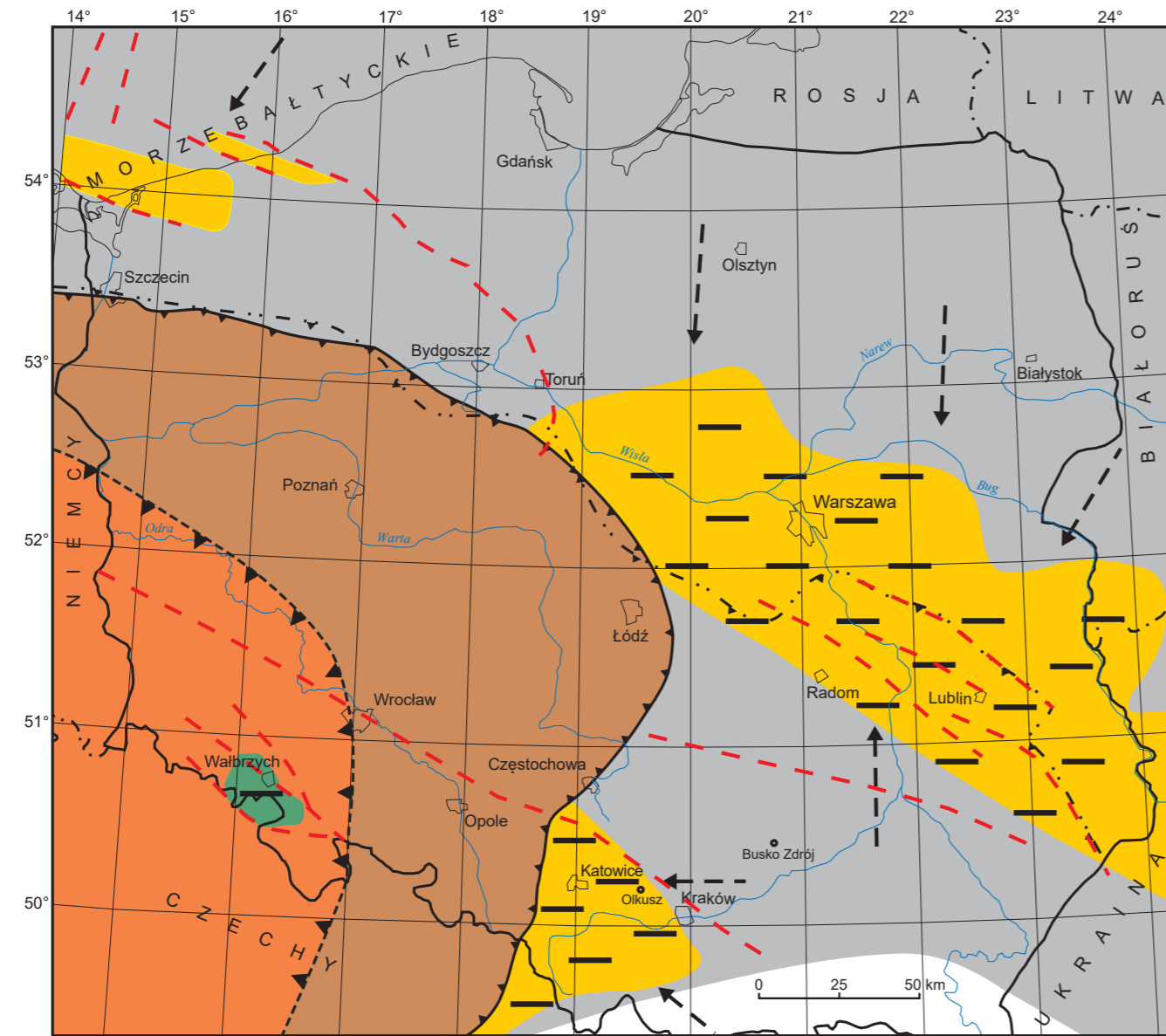


FIG. 32. Mapa paleogeograficzna namuru BC–westfalu AB (baszkirowy) (wg Narkiewicz, 2020, uzupełniono wg Waksmundzkiej, 2010b); objaśnienia na figurze 31

(Kumpera, Martinec, 1995). We wschodniej części basenu morawsko-śląskiego (wschodnia część GZW i jego NE obrzeżenia wraz z regionem krakowskim) dominowała sedimentacja osadów węglanowych stabilnego szelfu, w obrębie płytkomorskiej platformy o płaskim paleoreliefie (Narkiewicz, 2005), będąca kontynuacją depozycji z okresu dewońskiego. Obie części basenu rozdzielała strefa morskich środowisk pelagicznych, w której tempo subsydencji przewyższało tempo depozycji osadów (Bełka, 1987). Sedymencja na platformie węglanowej, w płytkim zbiorniku morskim, miała też miejsce w Małopolsce (Zajac, Tomasz, 1986). Basen sedimentacyjny podlegał tu silnej subsydencji, na co wskazuje duża miąższość osadów turneju.

Na obszarze dzisiejszych Sudetów w turneju trwała depozycja w obrębie platformy węglanowej (formacja z Wapnicy, ?jednostka z Lubania), która została następnie przykryta ilastymi osadami głębokomorskimi w czasie maksimum transgresji (formacji z Gołogłów). Natomiast w rejonie bloku sowiogórskiego, który stanowił wyraźną elewację, utworzyły się baseny śródogórskie, do których były dostarczane osady spływów mas (niższej części formacji z Nowej Wsi, formacji z Pogorzały, z Pełcznicy, z Książa, z Chwaliszowa).

Rozpoczęta jeszcze pod koniec turneju sedimentacja klastycznych osadów środowisk przybrzeżnych, a nawet czasowo lądowych, którym odpowiadają osady piaskowców kwarcowych z Drzewian, w NE części obszaru pomorskiego kontynuowała się przez większość wizen. Natomiast w części SW osadzały się głębokomorskie osady ilowców z Łobzonki, których sedimentacja trwała do początku środkowego wizen (Matyja, 2008). Osady te prawdopodobnie reprezentują środowisko sedimentacji związane ze skłonem delty, najgłębszym z dotychczas znanych środowisk sedimentacji w obrębie missisipu na obszarze pomorskim (Lipiec, Matyja, 1998). W środkowym wizenie pojawiły się tu osady czysto węglanowe, a analiza formacji wapieni z Czaplinka umożliwiła identyfikację pełnego

spektrum stref facjalnych związanych z płytkim szelfem węglanowym, od laguny, przez szeroki pas pływów i barier, strefę otwartego szelfu, po stok platformy węglanowej (Lipiec, 1997, 1999; Lipiec, Waksmundzka, 2023). Na początku późnego wizen pojawiły się ponownie osady ilaste (formacji ilowców z Nadarzy), charakteryzujące umiarkowanie głębokie silikoklastyczne środowisko sedimentacji (Lipiec, 1999).

W żadnym z profili pomorskich nie stwierdzono osadów najwyższego missisipu i najniższego pensylwanu, czyli najwyższego wizen, namuru i najniższego westfalu. Biorąc pod uwagę tendencje regresywne obserwowane w ciągu całego missisipu i skrajnie płytkomorski, a nawet chwilami lądowy charakter osadów najmłodszej znanej formacji missisipu w strefie NE, formacji z Drzewian, uzasadnione wydaje się twierdzenie, że w tej strefie w czasie przy-padającym na namur, a może i wczesny westfal, następowało dźwiganie tej części obszaru pomorskiego i dominowała erozja. Osady najwyższego turneju i wizen w obszarze SW są reprezentowane przez facje głębsze, związane z otwartomorskimi środowiskami sedimentacji. Tutaj sedimentacja przynajmniej osadów namuru A, stanowiących kontynuację osadów wizen, wydaje się prawdopodobna.

W SE Polsce, na obszarze subbasenu lubelskiego, nie występują utwory wizen dolnego i środkowego, związane z brakiem depozycji lub ich erozyjnym usunięciem. W późnym wizenie (fig. 31) powróciła tu sedimentacja na płytkim szelfie węglanowym typu rampy, jak również w dystalnych częściach delty płytkowodnych i płytkim szelfie ilastym (formacja Huczwy, niższa część formacji z Terebina). W obrębie osadów płytkoszelfowych powstawały horyzonty skał piroklastycznych, których skład wskazuje na wulkanizm o charakterze kwaśnym (Kozłowska i in., 2025).

Zbiornik morski pogłębiał się w kierunku zachodnim i SW. Facje kulmowe powstawały w tych samych obszarach, jak w turneju. Do

głębokiego basenu kulmowego w Górach Świętokrzyskich (formacja z Lechówka), dostawał się w postaci spływów gravitacyjnych, materiał detrytyczny (ogniwo debrytów z Gałęzic) pochodzący z platformy węglanowej, zlokalizowanej dalej na południe (Bełka, Skompski, 1988). Powstawały też przeławienia materiału piroklastycznego. W obrębie basenu morawsko-śląskiego depozycja głębokomorskiego fliszu przesunęła się na wschód na obszar GZW, przyczyniając się do stopniowego zamierania platformy węglanowej (Bełka, 1987). Osady były dostarczane z północy, NE, wschodu i przypuszczalnie z SW, gdzie istniał hipotetyczny obszar lądowy o wysokim reliefie (Bojkowski, Dembowski, 1988). Zmiana charakteru sedimentacji z węglanowej na terygeniczną była skutkiem globalnych procesów tektonicznych (Ziegler, 1990), które spowodowały przebudowę basenu morawsko-śląskiego na dwa segmenty: zachodni i wschodni, różniące się rozwojem asocjacji fliszowej. W segmencie zachodnim nadal trwała depozycja utworów terygenicznnych, o charakterze typowego fliszu, natomiast w segmencie wschodnim określanym jako zapadisko górnośląskie lub niecka górnośląska (GZW na wschód od nasunięcia orłowskiego oraz jego NE obrzeżenia z regionem krakowskim), w wizenie późnym nastąpiła zmiana sedimentacji węglanowej na terygeniczną (Kotas, 1982; Paszkowski, 1988). W tej części basenu w kierunku wschodnim zachodzą zmiany litofacjalne od typowego fliszu (warstwy kijowickie) przez kryptoflisz (warstwy malinowickie) do pseudomolasy węglonośnej (warstwy zalaskie). Wiąże się to bezpośrednio ze skutkami procesów tektonicznych powodujących zmiany środowisk depozycji osadów. Warstwy zalaskie we wschodniej części zagłębia i jego obrzeżenia to utwory spływającego się morza, osadzone w brzeżnych częściach basenu (Kotas, 1995).

Natomiast w Sudetach w basenach śródogórskich dominowała depozycja prądów zawieszonych (formacji ze Srebrnej Góry, sekwencji z Winnej Góry, formacji z Sokolca), a także zachodziły spływy mas na stromych skłonach delty rozwiniętych przy krawędziach bloku sowiogórskiego (wyższa część formacji z Nowej Wsi, formacje z: Pogorzały, Pełcznicy, Książa, Chwaliszowa). W płytszych strefach zbiornika powstawały osady węglanowe (serie z Paprotni, formacji z Sokolca, z Rząsin). W późnym wizenie basen kulmowy zaczął spływać się w partiach brzegowych, gdzie pojawiły się facje płytkomorskich klastyków (seria z Wilczy, sekwencja z Włóczka). Podobne facje powstawały też w rejonie Gór Świętokrzyskich (ogniwo gułaczowskie). Natomiast wzdłuż północnej i zachodniej, uskokowej krawędzi basenu śródsudeckiego, w warunkach lądowych, działał system dużych stożków napływowych zasilających systemy rzeczne, rozwijające się w osiowej części basenu (formacje z Ciechanowic, ze Starych Bogaczowic, z Lubomina). Źródłem osadów były przyległe obszary ramowe basenu – masyw kaczawski na północy i masyw Rudaw Janowickich na zachodzie. Miejscami pojawiały się jeziora i bagna, gdzie był deponowany materiał fitogeniczny, z którego powstały pokłady węgla. W najwyższym wizenie w basenie śródsudeckim miała miejsce sedimentacja hemipelagiczna, w zatoce relatywnie płytkiego zbiornika morskiego (formacja ze Szczawna). Wzdłuż aktywnych tektonicznie ram basenu rozwijały się delty stożkowe, na skłonach których zachodziły spływy gravitacyjne. W części wschodniej basenu, przyległej do obszaru masywu sowiogórskiego, rozwijały się podmorskie stożki o stromych skłonach (Mastalerz i in., 1993; Mastalerz, 1995). W Sudetach miał też miejsce nasilony wulkanizm.

W Małopolsce zbiornik morski podlegał w wizenie silnej subsydencji i rozbudowywał się w wyniku postępującej z zachodu i SW transgresji. Powstawały w nim głębokowodne osady piaszczysto-mułowcowo-ilaste facji kulmu, z przewarstwieniami piroklastycznymi (Bojkowski, 1979), natomiast w płytszych miejscach osady wapieniste, czasami margliste i dolomityczne. W brzeżnych partiach zbiornika zachodziła sedimentacja grubookruchowych osadów klastycznych, dostarczanych z erodowanych obszarów alimentacyjnych. W wyniku ruchów blokowych niektóre partie zbiornika zostały wydzwignięte, co doprowadziło do powstania spływów podmorskich (Migaśzewski, Zakawa, 1991), jak również brekcji wapiennych i wapieni detrytycznych z erozji podmorskich elewacji.

## 6.2. NAMUR (SERPUCHOW–BASZKIR NIŻSZY)

W czasie namuru (serpuchow–baszkirowy wczesny) obszar depozycji osadów karbońskich uległ dużej przebudowie. Baseny sedimentacyjne zlokalizowane na przedpolu tworzącego się orogenu waryscyjskiego zostały wydzwignięte i stały się łądem, który objął swoim zasięgiem Pomorze, rejon Gór Świętokrzyskich i Małopolski (fig. 32). Łąd ten był erodowany i dostarczał osadów do basenów położonych w centrum i na południu Polski.

W basenie plocko-lubelskim trwała depozycja paralicznych osadów węglonośnych w cyklicznie zmieniających się środowiskach płytkiego szelfu, deltowych i rzecznych (wyższa część formacji z Terebina, ogniwa bużańskie i z Magnuszewa formacji z Dębina). Na obszarze GZW, po okresie depozycji morskich utworów diastroficznych, początek sedimentacji osadów węglonośnych miał miejsce w środowiskach przybrzeżnych równin i delty okresowo zalewanymi morzem (seria paraliczna). Zakończenie sedimentacji typu paralicznego i rozpoczęcie depozycji osadów wyłącznie w warunkach lądowych (górnoszląskiej serii piaskowcowej) zostało spowodowane ostatecznym odcięciem basenu sedimentacyjnego od wpływów morskich. Sedymencja osadów w warunkach lądowych zachodziła na obszarach rozległych równi aluwialnych pojętych siecią rzek anastomozujących, meandrujących i roztokowych, z licznymi torfowiskami o nierzadko długim rozwoju, nieprzerwanym depozycją osadów klastycznych. Materiał osadowy był transportowany do zagłębia ze wschodu oraz SE (Unrug, Dembowski, 1971).

Basen kulmowy zasilany w osady z SW, z erodowanego orogenu waryscyjskiego, zawężił się do północnej i wschodniej części Wielkopolski. W brzeżnych partiach zbiornika osadzały się płytkomorskie klastyki. Na przełomie serpuchowu i baszkirowy na obszarze GZW oraz subbasenu lubelskiego zachodziły procesy erozyjne lub brak depozycji, co doprowadziło do powstania luk stratygraficznych (Kotas, 1995; Waksmundzka, 2010a). W basenie śródsudeckim depozycja zachodziła w warunkach górnej równi deltowej, a następnie równi aluwialnej (formacja z Wałbrzycha) (Nemec, 1984) oraz w środowisku rzek roztokowych (formacja z Białego Kamienia) (Kurowski, 1996, 1998), prawdopodobnie w dystalnych fragmentach stożków aluwialnych rozbudowujących się z kierunków południowych. Na dużą skalę rozwijały się też jeziora i bagna, gdzie był deponowany materiał fitogeniczny, z którego powstały liczne pokłady węgla.

## 6.3. WESTFAL (BASZKIR ŚRODKOWY I PÓŹNY–MOSKOW)

Na zachodzie i południu Polski, w westfalu A (baszkirowy) został wypiętrzony obszar lądowy orogenu waryscyjskiego (fig. 32). Na Pomorze Zachodnie, po długiej przerwie powróciła depozycja, wraz z rozwojem płytkiego zbiornika morskiego, w którego partiach brzeżnych były deponowane osady deltowe (formacji z Wolina). Ich źródło znajdowało się na NE. Zbiornik ten wycofał się w późnym westfalu C, i do westfalu D (moskowskiego) w warunkach lądowych powstawały facje rzeczno-jeziorne (formacji Regi). Facje węglonośne, głównie deltowe i rzeczno-jeziorne (ogniwa kumowskiego formacji z Dębina), były deponowane w westfalu A (baszkirowy) na obszarze basenu plocko-lubelskiego. W westfalu B i wczesnym C (baszkirowy późny–moskowskiego) osadzały się węglonośne osady rzeczno-jeziorne (formacji lubelskiej), natomiast w późnym westfalu C i westfalu D (moskowskiego) osady rzeczne o wysokim udziale piaskowców, w których nie występowały pokłady węgla (formacji z Magnuszewa). Na południu Polski, w basenie śródsudeckim, przez większą część westfalu trwała sedimentacja węglonośna (formacji z Zaclerza), gdzie rozwinięły się głównie rzeczne środowiska sedimentacji. Na obszarze tym, u schyłku westfalu (moskowskiego), zanikały środowiska sprzyjające akumulacji materiału fitogenicznego, a depozycja miała miejsce w rzekach roztokowych, podrzędnie również meandrujących (formacja z Glinika, Ilnatowicz, 2005). Na obszarze GZW, w westfalu (baszkirowy i późny–moskowskiego) początkowo osadzały się węglonośne osady rzeczno-jeziorne o niskim i średnim udziale facji piaskowcowych (serii mułowcowej), a później podobne facje, tylko z wyższym udziałem piaskowców (krakowskiej serii piaskowcowej).

## 6.4. STEFAN (KAZIM–GŻEL)

W stefanie (kazim–gżel) sedimentacja facji rzeczno-jeziornych trwała tylko na niewielkiej części Pomorza Zachodniego (formacja Dziwny) oraz GZW (arkoza kwaczalska). W basenach śródsudeckim i północnosudeckim powstawały osady stożków aluwialnych, rozbudowujących się wzdłuż uskokowych krawędzi basenu (formacji z Ludwikowic i ze Świerzawy), natomiast w centrum basenu – osady jeziora (tzw. łupki antrakozjowe dolne). Pozostały obszar Polski był denudowanym łądem, a procesy pokarbońskiej erozji spowodowały redukcję pierwotnej miąższości osadów karbonu we wszystkich karbońskich basenach sedimentacyjnych w Polsce.

# 7 Magmatyzm i wulkanizm

Stanisław Z. Mikulski, Maria I. Waksmundzka

Początek karbońskiego magmatyzmu związanego z ekstensją datuje się, w obrębie polskich waryscydów, na przełom wizeru i serpucho, ok. 330 mln lat temu (Mikulski i in., 2020, wraz z literaturą), natomiast zakończenie – we wczesnym baszkirze, ok. 320 mln lat temu (fig. 33), na co miały wpływ procesy kolizyjne. Charakter magmatyzmu zmieniał się z typowego dla środowisk kolizyjnego i pokolizyjnego z sukcesywnym przejściem, na przełomie karbonu i permu, do środowiska wewnątrzplutowego. Młodszy pensylwański-wczesnopermski etap magmatyzmu miał miejsce w Sudetach ok. 320–295 mln lat temu. Plutony intrudowały w górną skorupę w czasie ok. 10–15 mln lat, po kulminacyjnym okresie orogenezy waryscyjskiej (Mazur i in., 2006). Uformowały się wtedy duże intruzje granitowe, przeważnie peraluminiowe, tj. karkonoska, strzegomsko-sobócka oraz mniejsza strzebińska (fig. 4), którym lokalnie towarzyszą granitoidy wapniowo-alkaliczne z dajkami, enklawami tonalityowymi oraz dioryty kwarcowe. Procesy magmowe były silnie powiązane z rozwojem tektoniki blokowej, co skutkowało również rozwojem wulkanizmu maficznego i felzytowego w pobliskich basenach śródgórskich. Charakterystyka geochemiczna skał wskazuje na związek źródła magmy z płaszczem litosferycznym oraz na jej wzbogacenie lub metasomatyzację (Staby, Gótz, 2004).

Rozwój magmatyzmu był związany z głębokimi, regionalnymi rozłamami tektonicznymi występującymi pomiędzy terranami, głównie o kierunku zbliżonym do przebiegu szwu kontynentalnego na zachodniej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej (Pharaoh, 1999; Kroner, Romer, 2013). Intruzje granitoidowe częściowo odsłaniają się w Sudetach i na bloku przedsudeckim, wzdłuż uskoków śródsudeckiego i brzeżnego (fig. 4), jak również w wyniesionym trzonie krystalicznym Tatr Zachodnich i Wysokich. W Tatrach został udokumentowany wieloetapowy magmatyzm granitoidowy, który miał miejsce na aktywnym krańcu kontynentu amerykańskiego ok. 360–310 mln lat temu (Poller i in., 2000). Subdukcja płyty oceanicznej podczas zamknięcia oceanu Rei i późniejsza kolizja kontynentów Laurosji z Gondwaną spowodowały ukształtowanie się granitoidów tatrzańskich i ich otoczenia (Jurewicz, 2007 wraz z literaturą). Procesy topnienia różnych rodzajów skał pochodzenia skorupowego i z płaszczu, mieszania się i hybrydyzacji magm, miały miejsce w Tatrach na wszystkich etapach magmatyzmu waryscyjskiego (Gawęda, 2007). Datowania wieku cyrkonów skał magmowych zarówno z Tatr Zachodnich, jak i Tatr Wysokich, wskazują na ich krystalizację, głównie ok. 350 mln lat temu, przy czym obecność starszych cyrkonów odziedziczonych ze skał od neoproterozoiku do ordowiku jest powszechna i odpowiada tym opisywanym dla waryscyjskich skał magmowych w całej Europie (Catlos i in., 2022).

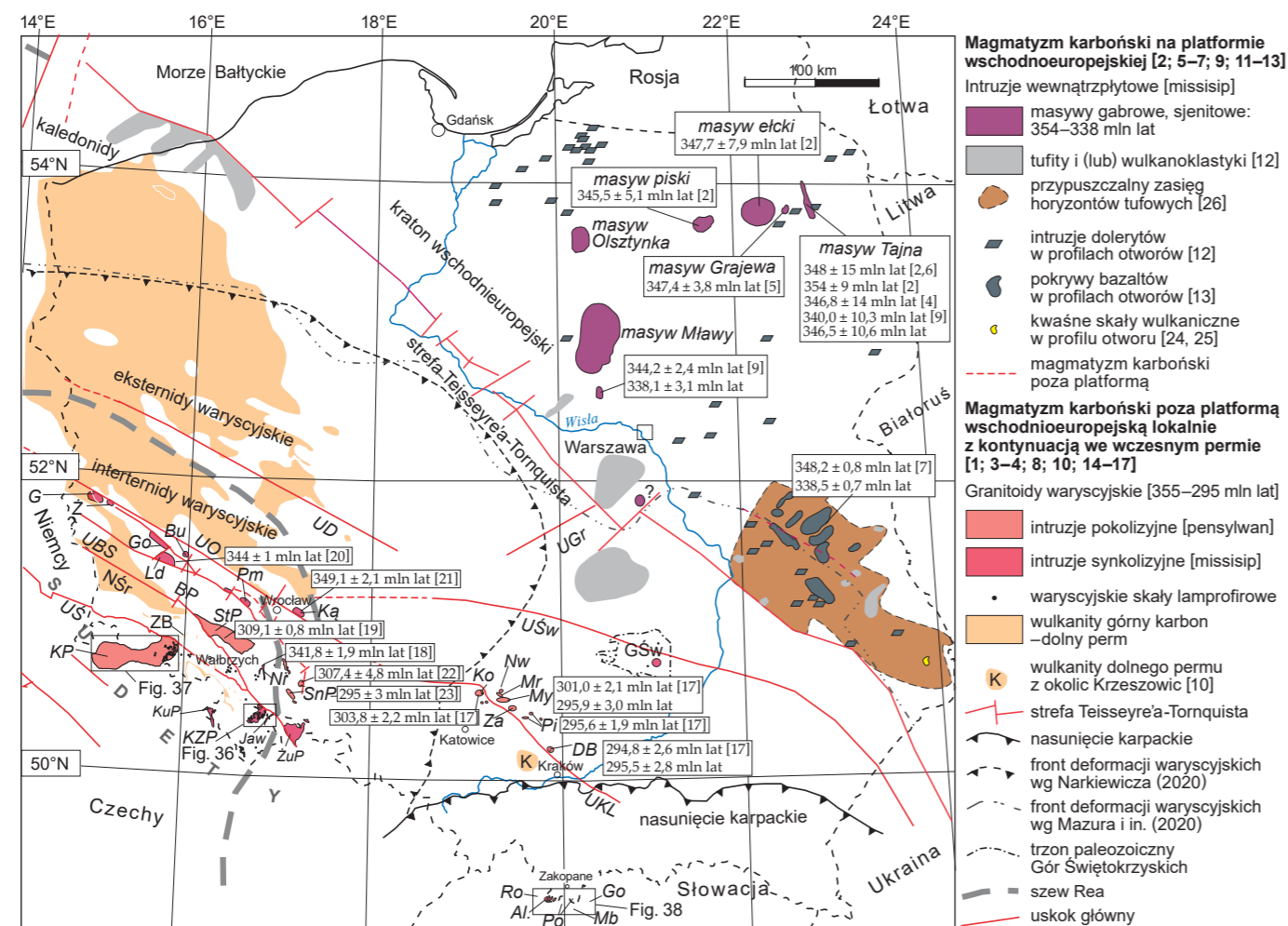


FIG. 33. Występowanie na powierzchni lub w otworach wiertniczych (do głęb. ok. 3,5 km) karbońskich i dolnopermskich intruzji magmowych i skał wulkanicznych w Polsce wraz z wybranymi wynikami datowań izotopowych ich wieku: [1] – Oberc-Dziedzic i in. (1999); [2] – Krzemińska i in. (2006); [3] – Buła i in. (2002); [4] – Mazur i in. (2007); [5] – Krzemiński i in. (2010); [6] – Demaiffe i in. (2013); [7] – Pańczyk, Nawrocki (2015); [8] – Maliszewska i in. (2016); [9] – Krzemińska, Krzemiński (2012, 2017); [10] – Narkiewicz (2020); [11] – Wiszniewska i in. (2020); [12] – Krzemińska i in. (2021); [13] – Poprawa i in. (2021); [14] – Kohut, Janak (1994); [15] – Gawęda (2007); [16] – Mikulski i in. (2013); [17] – Mikulski i in. (2019); [18] – Pietranik i in. (2013a); [19] – Turniak, Bröcker (2002); Turniak i in. (2014); [20] – Dörr i in. (2006); [21] – Oberc-Dziedzic i in. (2015); [22] – Pietranik, Waight (2008); [23] – Oberc-Dziedzic, Kryza (2012); [24] – Waksmundzka i in. (2021); [25] – Waksmundzka i in. (2024); [26] – Kozłowska i in. (2025). Objasnienia skrótów: UO – uskoki Odry, UD – uskoki Dolska, UBS – uskoki brzeżny sudecki, US – uskoki śródsudecki, NSr – niecka śródsudecka, USw – uskoki świętokrzyskie, UGR – uskoki Grójca, GSw – Góry Świętokrzyskie; otwory wiertnicze, w których nawiercono granitoidy waryscyjskie w strefie uskoku Odry [1]: G – Gubin, Go – Gościszowice, Bu – Buczyzna, Ld – Leszno Dolne, Pm – Przedmoście, Ka – Kątna, Ż – Żarków; intruzje waryscyjskie w Sudetach i na bloku przedsudeckim (BP) [4]: KP – pluton Karkonoszy, KZP – pluton kłodzko-złotostocki, StP – pluton Strzegom-Sobótka, SnP – pluton Strzelina, ZUP – pluton Żulowej, Jaw – granitoidy jawornickie, Ni – granitoidy strefy Niemczy, ZB – masywy Żeleźniaka i Bukowinki; intruzje waryscyjskie w strefie tektonicznej Kraków-Lubliniec (UKL) [3]: Ko – Koziegłowy; Nw – Nowa Wieś Zarecka, Mr – Mrzygłód, My – Myszów, Za – Zawiercie, Pi – Pilica, DB – Dolina Będkowska; intruzje waryscyjskie w Tatrach: Ro – granit Rohače, Al – alaskity; Po – granit porfirowy, Mb – monzogranit biotytowy, Go – granit Goryczkowej

Do granitoidów missisipu zalicza się szereg, różnej wielkości intruzji rozproszonych w Sudetach Środkowych, w podłożu monokliny przedsudeckiej oraz w Tatrach. Należą do nich m.in. granitoidy ze stref środkowej Odry, Niemczy, Jawornika, plutony kłodzko-złotostocki, kudowsko-oleśnicki, jak również intruzje w Tatrach i na platformie wschodnioeuropejskiej. W Sudetach najliczniej występują granitoidy pensylwanu. Należą do nich płytkie, w większości niezdeformowane plutony – karkonoski, strzegomsko-sobócki i strzebiński z szerokimi aureolami kontaktowymi, a także ciała subwulkaniczne i wulkanity głównie w basenach sudeckich oraz strefie Kraków-Lubliniec (fig. 33). Różne typy karbońskich skał magmowych głębinowych oraz sub- i wulkanicznych z obszaru Polski zostały przedstawione na figurze 34, natomiast wykresy datowań wieku izotopowego na figurze 35.

## 7.1. SUDETY I BLOK PRZEDSUDECKI

Intensywny magmatyzm granitoidowy wystąpił w Sudetach z kilkoma kulminacjami, w okresie od ok. 355 do 285 mln lat temu (Romer i in., 2001; Janoušek, Žák, 2015). Intruzje granitoidowe oddzielają bloki zbudowane ze skał metamorficznych, interpretowane jako terrany (Matte i in., 1990). Kompleksy magmowe w Sudetach dzieli się na: (1) intruzje hipabisalne, dajki i inne subwulkaniczne kompleksy skał, odsłoniętych w wypiętrzonych blokach podłoża krystalicznego oraz (2) kompleksy law wulkanicznych oraz utworów wulkaniklastycznych, występujących w basenach śródsudeckim i północnosudeckim (Mazur i in., 2007). Datowania granitoidów z Sudetów Środkowych wskazują, że intruzje zaczęły powstawać w turneju-wizeru (m.in. Bachliński, 2000; Dörr i in., 2006; Mikulski i in., 2013). Sudecki pas granitoidowy, w którym występują kompleksy plutoniczne uformowane ok. 345–325 mln lat temu i ok. 320–295 mln lat temu (fig. 33). Są to głównie granitoidy typu I pochodzące ze stosunkowo prymitywnych magm o niskich do umiarkowanych wysokich wartościach początkowego stosunku  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Pin i in., 1987; Lorenc, 1994; Kennan i in., 1999). Ta wczesna grupa plutonów intrudowała w strefach silnej aktywności tektonicznej, podczas głównego etapu nasunięcia w obrębie środkowoeuropejskich waryscydów, gdy wraz z pogrubieniem skorupy nastąpił znaczny wzrost temperatury i powstanie magm granitoidowych (Franke, 2006). Młodszy magmatyzm i wulkanizm (320–295 mln lat temu) miał już charakter pokolizyjny. W Sudetach i na bloku przedsudeckim położenie niewielkich ośrodków plutonicznych i wulkanicznych było warunkowane przez strefy uskóków o kierunkach NNW–SSE i NW–SE (Mazur i in., 2007). W synklinoriach śródsudeckim, północnosudeckim i Górach Kaczawskich wyznaczają one granice zapadlisk śródgórskich wypełnionych osadami późno- i poorogenicznymi, którym towarzyszą wulkanity od kwaśnych do pośrednich oraz wapniowo-alkaliczne (Dziedzic, 1996; Awdankiewicz, 1999a,b; Ulrych i in., 2004; Awdankiewicz i in., 2014).

Charakterystykę poszczególnych plutonów występujących w Sudetach i na bloku przedsudeckim przedstawiono w tabeli 12 oraz figurach 36 i 37.

### 7.1.1. Wulkanizm w synklinoriach północnosudeckim i śródsudeckim

W basenach śródgórskich w Sudetach rozwinęło się kilka odrębnych systemów magmowych, reprezentowanych przez kompleksy subwulkaniczne i centra wulkaniczne (Awdankiewicz, 1999a). W kompleksach subwulkanicznych występowały magmy bardziej alkaliczne, uwodnione, a w centrach wulkanicznych – magmy kwaśne, ubogie w składniki lotne. W obu basenach rozwinęły się wulkany z wylewami podobnych law pośrednich o składzie trachyandezytów i andezytów bazaltowych (Awdankiewicz, 2006). Najpełniejszy zapis wulkanizmu znajduje się w synklinorium śródsudeckim, gdzie rozpoznano kompleksy wulkaniczne zarówno missisipu, pensylwanu, jak i dolnego permu. W pobliżu Kamiennej Góry opisano bazaltowy i trachyandezytowy wulkan tarczowy, a w Górach Kruczych pokrywy law riolitowych (Awdankiewicz, 1999b). W Górach Suchych wybuchowa aktywność wulkaniczna pozostawiła po sobie dużą kalderę i ignimbryty – tufy riolitowe (Awdankiewicz i in., 2023). Najnowsze datowania cyrkonów z ignimbrytów i riolitów z Gór Suchych wykazały wyniki ich krystalizacji w zakresie od 300,5 ± 2,0 do 292,6 ± 1,9 mln lat temu (Awdankiewicz i in., 2025). W Wałbrzyskim Zagłębiu Węglowym opisano w obrębie karbońskich utworów osadowych dajki lamprofirowe (Kryza, Pin, 2002). Zróżnicowane skały maficzne i felzytowe są produktem procesów asymilacyjno-frakcyjnej krystalizacji magmy przy zmiennym udziale składników płaszczu i skorupy ziemskiej (Awdankiewicz, 1999b wraz z literaturą; Pietranik i in., 2013a). Wulkanizm wapniowo-alkaliczny był związany z pokolizyjnym układem tektonicznym wzdłuż aktywnego brzegu kontynentalnego. Datowania wskazują, że miał on miejsce ok. 310 ± 4 mln lat temu, natomiast wiek powstania tufów riolitowych, wynoszący ok. 300 ± 4 mln lat sugeruje, że kulminacja wulkanizmu w basenie śródsudeckim nastąpiła kilka mln lat wcześniej (ok. 315–291 mln lat temu; Opluštil i in., 2016, wraz z literaturą) niż

w basenie północnosudeckim (295–290 mln lat temu, Awdankiewicz, Kryza, 2010a; Awdankiewicz i in., 2014). Młodszy wulkanizm w tym basenie, reprezentujący środowisko wewnątrzkontynentalne, osiągnął maksimum we wczesnym permie. Najnowsze datowania cyrkonów z ignimbrytów i riolitów z Gór Suchych wykazały wyniki ich krystalizacji w zakresie od 300,5 ± 2,0 do 292,6 ± 1,9 mln lat temu (Awdankiewicz i in., 2025).

## 7.2. STREFA TEKTONICZNA ŚRODKOWEJ ODRY

W strefie środkowej Odry, granitoidy – rozpoznane w profilach pojedynczych otworów wiertniczych – występują pod pokrywą skał osadowych kenozoiku. Badania Oberc-Dziedzic (1999) wykazały, że mają one postać niewielkich ciał intruzyjnych w obrębie zmetamorfizowanych w facjach zieleńcowej i amfibolitowej skał osadowych, występujących przy północnej granicy waryscyjskiego podłoża krystalicznego Sudetów. Granitoidy są reprezentowane przez granodiority hornblendowe, monzogranity, granity, tonality i dioryty kwarcowe. Są to skały wysokopotasowe, metaluminiowe, rzadziej peraluminiowe, z dużą zmiennością zawartości glinu i alkalizności. Badania wieku krystalizacji cyrkonów z granodiorytu z wiercenia Leszno Dolne wykazały 344 ± 1 mln lat (Dörr i in., 2006) oraz próbki cyrkonów z granitoidu wiercenia w Kątnie ok. 341,8 ± 1,9 mln lat (fig. 37; Oberc-Dziedzic i in., 2015).

## 7.3. STREFA TEKTONICZNA KRAKÓW-LUBLINIEC

W strefie Kraków-Lubliniec leżącej pomiędzy blokami górnośląskim i małopolskim, w karbonie i permie miała miejsce rozległa aktywność plutoniczna i wulkaniczna. Występują tam głęboko zakorzenione intruzje o składzie od granodiorytu-diorytu (fig. 34J) do kwarcowego monzonitu-monzogranitu oraz bimodalny zespół skał subwulkanicznych i wulkanicznych. Reprezentują go trachybazalty-trachyandezyty z wystąpieniami lamprofirow oraz dacyty-trachyandezyty-riolity (2k-1) (Truszel i in., 2006; Staby i in., 2010; Wolska, 2012; Mikulski i in., 2019). Są to skały słabo peraluminiowe, średnio- i wysoko wzbogacone w potas, słabo wyewoluowane, o średniej wartości wskaźnika magnezowości. Zaliczane są do granitów typu I, o charakterze wapniowo-alkalicznym, z wysoką zawartością  $\text{Na}_2\text{O}$  oraz normatywną obecnością diopsydu i korundu (Wolska, 2012). Niewielkie hipabisalne ciała w formie intruzji wielofazowych, głównie granodiorytowe, występują w otaczających skałach od prekambryjskich po pensylwańskie. Największa intruzja z rejonu Myszkowa-Mrzygłodu-Nowej Wsi Żareckiej powstała między 303,8 ± 2,2 a 292,7 ± 4,9 mln lat temu (fig. 33; Żelaźniewicz i in., 2008, 2016; Nawrocki i in., 2010; Mikulski i in., 2019; Jarmołowicz-Szulc, 2020). W tym samym czasie, jak również nieco później, rozwinął się na tym obszarze wulkanizm zasadowy lub pośredni (Mikulski i in., 2019). W rejonie Myszkowa odkryto złożę typu porfirowego Mo-Cu-(W) związane z karbońskim magmatyzmem (Piekarski, 1995). Prawdopodobne jest, że źródłem magmy był występujący w rejonie Pilicy-Żarek duży granitoidowy batolit, rozpoznany na podstawie obecności ujemnej anomalii grawimetrycznej (Podemski i in., 2001). Inne wyhodnie skał subwulkanicznych i wulkanicznych, w postaci intruzji lub wylewów law wraz z towarzyszącymi im skałami piroklastycznymi, występują na SE pograniczu bloku górnośląskiego i małopolskiego, m.in. w okolicy Krzeszowic (Nawrocki i in., 2008). Spotykane tam skały powstały w wyniku bimodalnego wulkanizmu, z magm bazaltowo-trachybazaltowo-trachyandezytowej, pochodzącej ze zmetasomatyzowanego płaszczu litosferycznego oraz o składzie dacyty-trachyandezyt-riolitu związanej ze skorupą kontynentalną (Staby i in., 2010).

## 7.4. TATRY

Wyniki badań Kohuta i Janáka (1994) wskazują, że ok. 360–350 mln lat temu nastąpiło uformowanie się w Tatrach Zachodnich granitu Rohače, wskutek migmatyzacji skał metamorficznych. Tworzą go granodiority dwuliczyszkowe, zaliczane do granitów typu S, wapniowo-alkaliczne, wysokopotasowe, peraluminiowe. Spotykane są również leukogranity o składzie alaskitów, peraluminiowych, tworzące małe intruzje z enklawami wzbogaconymi w muskowitz, mające anatektyczne pochodzenie i skorupowe źródło (Gawęda, Burda, 2005). Wiek alaskitów określono na ok. 361 mln lat (Burda, 2007; fig. 38). W pokrywie metamorficznej występują także silne dioryty kwarcowe, głównie metaluminiowych, o niskim stosunku Rb/Sr. Zostały one stwierdzone w formie enklaw w granitach Tatr Wysokich (Gawęda i in., 2005). Magma diorytowa była wynikiem mieszania się niefrakcjonowanych magm pochodzących z płaszczu i skorupy ziemskiej, a jej intruzje datowano na 341 ± 4 mln lat (Gawęda, 1995, 2001). W Tatrach Wysokich dominują trzy odmiany granitoidów, których powstanie było związane z oddzielnymi etapami magmowymi (Poller i in., 2000). Oprócz diorytów kwarcowych, podobnych do tych opisanych powyżej, występują granity

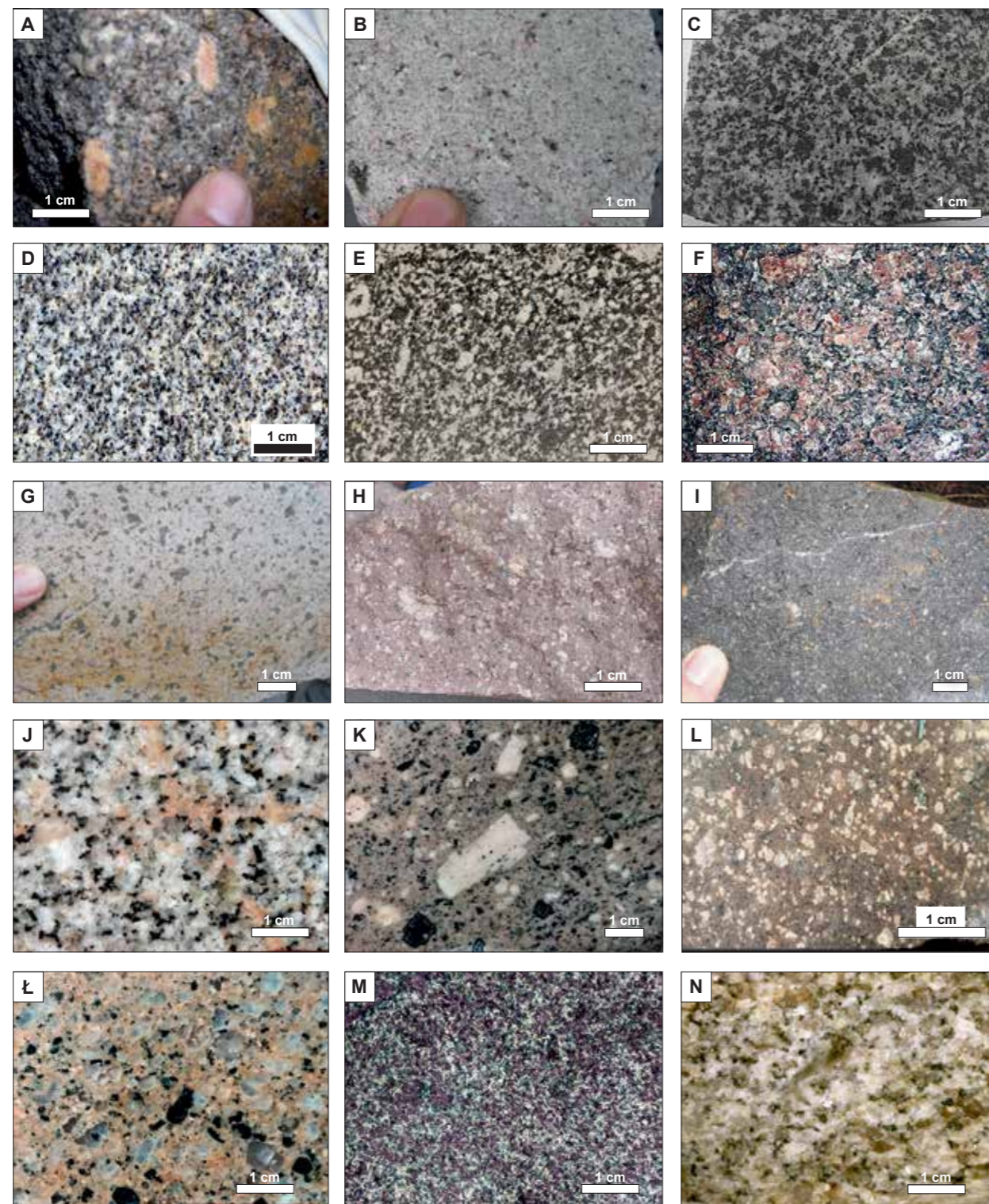


FIG. 34. Fotografie karbońskich skał magmowych z różnych rejonów Polski: A – gruboziarnisty monzogranit porfirowy („granit centralny”). Miedzianka (Sudety); B – drobnoziarnisty monzogranit („granit grzbietowy”). Kamieniołom Szklarska Poręba Huta (Sudety); C – średnioziarnisty tonalit. Apofiza Grańca-Barda (zachodnia częśći intruzji kłodzko-złotostockiej, Sudety); D – średnioziarnisty granit biotytowy. Strzelin (blok przedsudecki); E – granit hornblendowo-biotytowy Kośmin (granit strzegomski, blok przedsudecki); F – gruboziarnisty granodioryt okolic Kudowy Zdrój (Sudety); G – andezyt o teksturze porfirowej z impregnacyjno-żyłkową mineralizacją siarczkową. Radzimowice, intruzja Żeleźniaka (Sudety); H – porfir riolitowy z jasnymi fenokryształami kwarcu i plagioklazów. Wielisław Złotoryjski (odsłonięcie „Organy”, Sudety); I – lamprofir ze złoża polimetalicznego w Radzimowicach, intruzja Żeleźniaka (Sudety); J – różnoziarnisty granodioryt. Rejon Myszkowa, otwór PZ10, głęb. 1163 m (blok małopolski); K – dacyt. Dolina Będkowska, otwór DB4, głęb. 763 m (blok małopolski); L – rejon Koziegłowy, otwór KO 4, głęb. 636,1 m (blok górnośląski); M – dacyt. Dolina Będkowska, otwór DB5, głęb. 1410 m (blok małopolski); N – różnoziarnisty granit tatrzański (granodioryt; Tatry Wysokie)

porfirowe oraz monzogranity biotytowe (fig. 34N). Granity porfirowe, z charakterystycznymi, dużymi porfirokryształami skaleni alkalicznych oraz ksenolitami i maficznymi enklawami magmowymi, są słabo peraluminowe do metaluminowych. Ich wiek określono na 345 ± 5,1 mln lat (Gawęda, 2007). Natomiast najmłodsze spośród nich są monzogranity biotytowe, peraluminowe, o dobrze zachowanych teksturach z płynięcia (Pöller i in., 2000). Datowania wykonane przez Pöllera i in. (2001) wykazały, że dioryty kwarcowe powstały ok. 341 ± 5 mln lat temu, w wyniku kolizji kontynentów. Natomiast intruzje monzogranitów biotytowych są łączone z pióropuszami płaszczą, jakie rozwinęły się ok. 314 ± 4 mln lat temu, w końcowej fazie kolizji płyt.

### 7.5. PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA

Intruzywne skały missisipu przebijają utwory prekambryjskie i występują pod przykryciem permio-mezozoiku i kenozoiku. Najbardziej intensywna aktywność magmowa o charakterze alkalicznym miała miejsce na wyniesieniu mazurskim (Ryka, 1984). Zachowana część korzeniowa rozległego systemu wulkanicznego obejmuje masywy sjenitowy Elku, gabro-sjenitowy Pisu oraz kompleks piroksenitowo-sjenitowo-karbonatytowy Tajna (fig. 35), udokumentowane licznymi otworami wiertniczymi (Juskowiak, 1973; Kubicki, Ryka, 1982; Bareja, Kubicki, 1983; Ryka, 1984; Znosko, 1998; Krystkiewicz, Krzemińska, 1992; Wiszniewska i in., 2020).

Masyw Elku jest wielofazową intruzją o budowie pierścieniowej, w której centrum dominują foidowe sjenity i minerały akcesoryczne nośniki REE, a na peryferiach zdyferencjowane sjenity kwarcowe (Krzemińska, Krzemiński, 2017). W pobliżu tego masywu występuje jeszcze inna intruzja, złożona przy stropie ze sjenitów, a poniżej monzogabr (Krzemińska, Krzemiński, 2012). Natomiast w intruzji Pisu dominują gabra bezoliwionowe, z przewarstwieniami sjenitów oraz sjenitów kwarcowych, wykazujące podwyższoną koncentrację magnetytu i ilmenitu (Krzemińska, Krzemiński, 2017). W wielofazowej intruzji Tajna dominują piroksenity i foidowe sjenity wraz z piroklastykami i brekcjami kominowymi, przecięte przez żyły

karbonatytów i krzemianowych skał subwulkanicznych. Karbonatyty są lokalnie wzbogacone w minerały nośniki REE (Kubicki, 1992). Skały masywów Elku i Tajna wykazują niskie stosunki izotopów <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr i wysokie neodymu, wskazujące na głębokie, płaszczowe źródło protolitu magmowego (Krzemiński i in., 2009). Wiek powstania obu masywów jest zbliżony do wieku masywu Tajna (ok. 350–340 mln lat), jak również masywu sjenitoidowego Mławy, zlokalizowanego w SW części wyniesienia mazurskiego (fig. 35; Krzemińska i in., 2006; Krzemińska, Krzemiński, 2012, 2017). Dane geochemiczne potwierdzają wspólne pochodzenie i zasadowy charakter masywów, a dane geochronologiczne wskazują na krótki

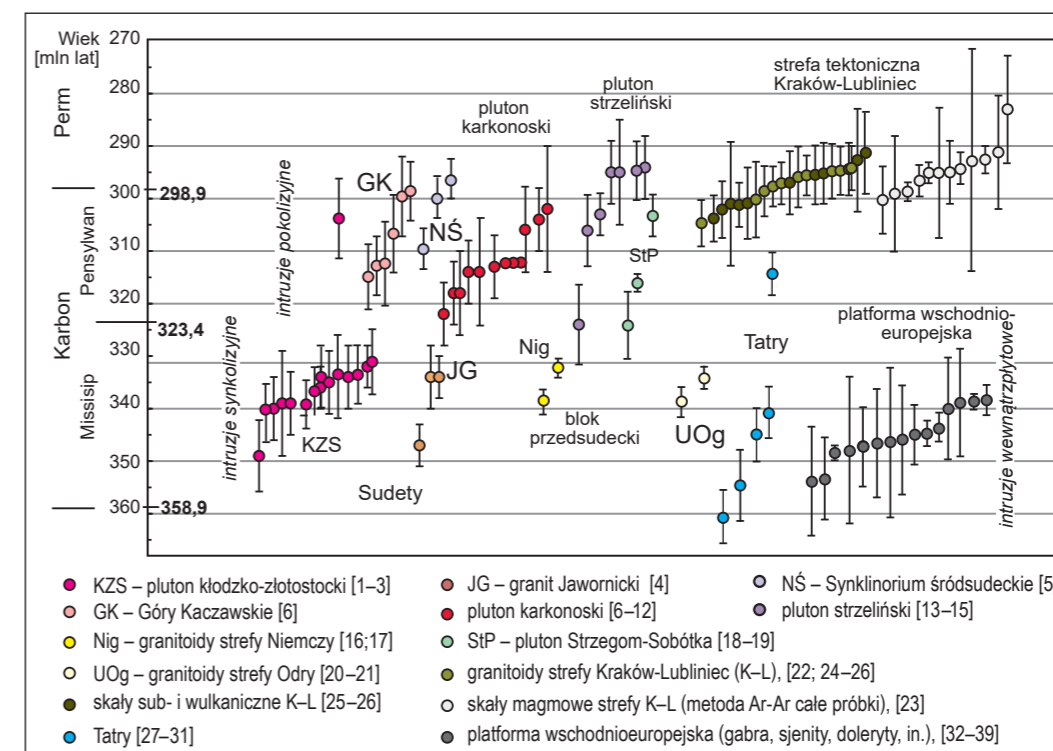


FIG. 35. Wykres datowań wieku izotopowego karbońskich (i wybranych permskich) skał magmowych z różnych obszarów Polski: [1] – Mikulski i in. (2013); [2] – Mikulski, Williams (2014); [3] – Jokubauskas i in. (2018); [4] – Białek, Werner (2004); [5] – Awdankiewicz, Kryza (2010a); [6] – Machowiak i in. (2008); [7] – Mikulski, Williams (2014); [8] – Kusiak i in. (2009); [9] – Awdankiewicz i in. (2010); [10] Kryza i in. (2012); [11] – Kusiak i in. (2014); [12] – Mikulski i in. (2020); [13] – Szczepański (2002); [14] Turniak i in. (2006); [15] – Pietranik, Waight (2008); [16] – Oliver i in. (1993); [17] – Steltenpohl i in. (1993); [18] – Pin i in. (1989); [19] – Turniak, Bröcker (2002); [20] – Dörr i in. (2006); [21] – Oberc-Dziedzic i in. (2015); [22] – Żelaźniewicz i in. (2008); [23] – Nawrocki i in. (2010); [24] – Żelaźniewicz i in. (2016); [25] – Mikulski i in. (2019); [26] – Jarmolowicz-Szulc (2020); [27] – Kohut, Janak (1994); [28] – Gawęda (2001); [29] – Pöller i in. (2001); [30] – Burda (2007); [31] – Gawęda (2007); [32] – Krzemińska i in. (2006); [33] – Krzemiński i in. (2010); [34] – Demaiffe i in. (2013); [35] – Pańczyk, Nawrocki (2015); [36] – Krzemińska, Krzemiński (2017); [37] – Wiszniewska i in. (2020); [38] – Krzemińska i in. (2021); [39] – Poprawa i in. (2023)

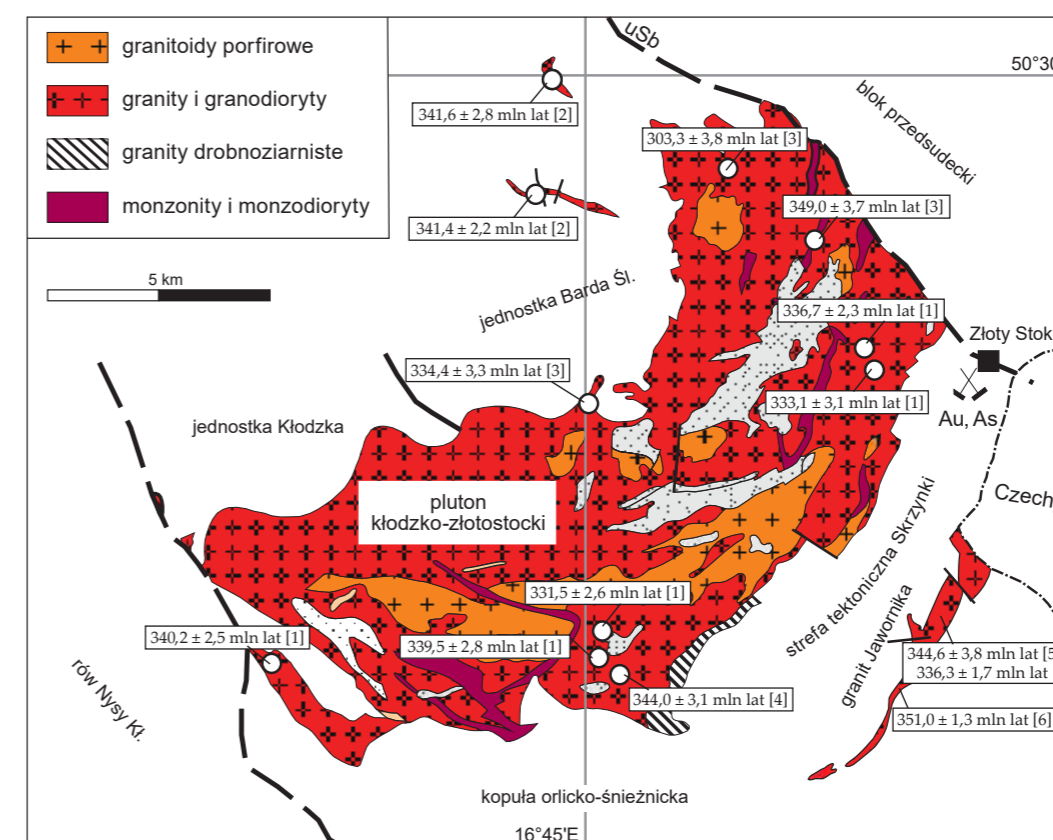


FIG. 36. Wyniki datowań wieku izotopowego U-Pb skał plutonu kłodzko-złotostockiego oraz granitoidu jawornickiego: [1] – Mikulski i in. (2013); [2] – Mikulski, Williams (2014); [3] – Jokubauskas i in. (2018); [4] – Oberc-Dziedzic i in. (2015); [5] – Białek, Werner (2004); [6] – Białek (2014)

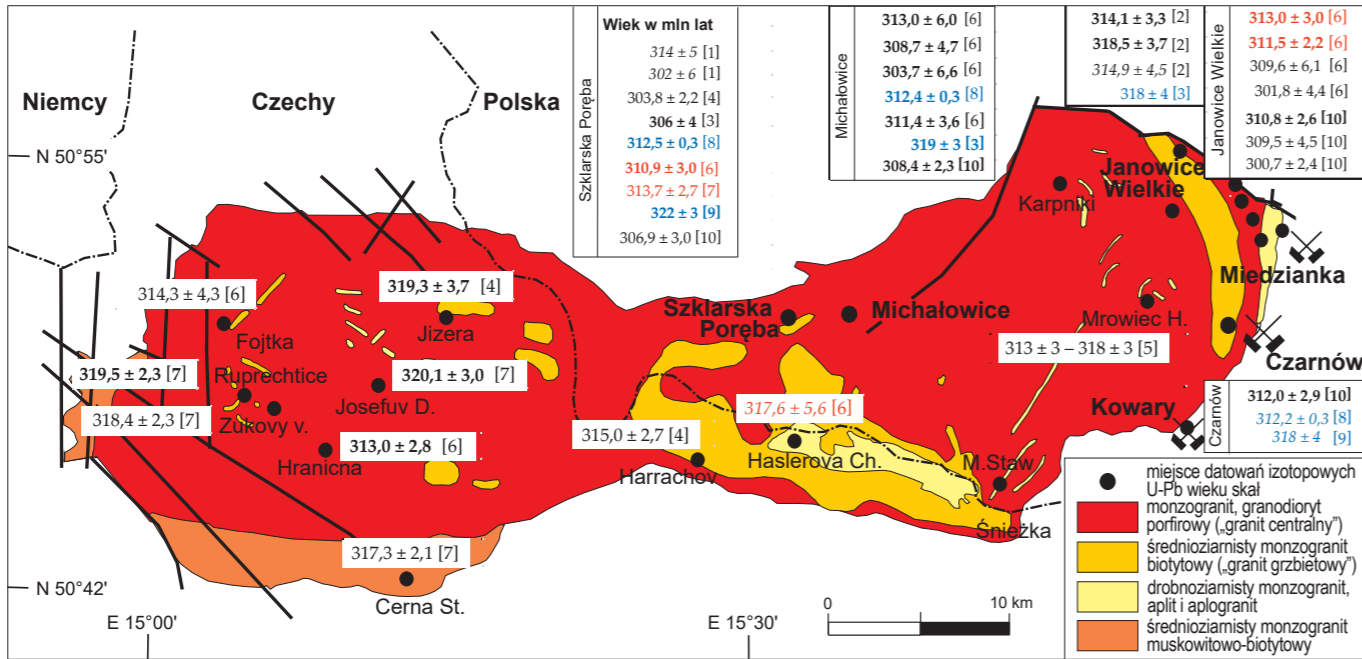


FIG. 37. Wyniki datowań wieku izotopowego U-Pb skał plutonu karkonoskiego (wg Mikulskiego i in., 2020); granity porfirowe – czcionka pogrubiona, „granity równoziarniste” – czcionka italic, inne skały magmowe – czcionka niepogrubiona; wiek izotopowy U-Pb skał oznaczony za pomocą metod SHRIMP lub LA ICP-MS na cyrkonach (kolor czarny), SHRIMP na monocytach (kolor czerwony), CA-ID-TIMS na cyrkonach (kolor niebieski): [1] – Kröner i in. (1994); [2] – Machowiak i in. (2007); [3] – Kusiak i in. (2008); [4] – Kusiak i in. (2009); [5] – Awdankiewicz i in. (2010); [6] – Kryza i in. (2012); [7] – Żak i in. (2013); [8] – Kryza i in. (2014); [9] – Kusiak i in. (2014); Mikulski i in. (2020)

TAB. 12. Charakterystyka plutonów w Sudetach i na bloku przedsudeckim

| Pluton                 | Budowa plutonu                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | Wiek intruzji                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | Uwagi                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |
|------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Kłodzko-złotostocki    | głównie granitoidy wysokokrzemowe bogate w biotyty i hornblendę, o składzie od granodiorytu po monzonit, z maficznymi enklawami magmowymi (Wojciechowska, 1975; Wierzbolowski, 1976). Składa się z granitoidów metaluminiowych i słabo peraluminiowych (wg klasyfikacji Maniara i Piccoliego, 1989), silnie potasowych typu I. Skały te zostały przypisane przez Mikulskiego i in. (2013) do grupy 1 – późnowarwysyjskiego plutonizmu wapniowo-alkalicznego w Europie Środkowej (wg klasyfikacji Fingera i in., 1997) oraz do granitów synkolizyjnych, które powstały w wyniku mieszania magmy związanej z aktywnością uskoku śródsudeckiego (Aleksandrowski i in., 1997)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | środkowy wizer, od ok. 341 do 331 mln lat temu (Mikulski i in., 2013; Mikulski, Williams, 2014; Jokubauskas i in., 2016; fig. 37). Krystalizacja biotyty i hornblendy z magmy zubożonej w substancje lotne spowodowała utworzenie się magm granodiorytowych lub kwarcowych, monzodiorytowych (ok. 340–337 mln lat temu) oraz późniejszą krystalizację hornblendy (ok. 333 mln lat temu; fig. 37), która spowodowała iniekcje dajek lamprofirów. W zbliżonym czasie intrudował też tonalit z rejonu Drozdzkowa (fig. 35C), wzbogacony w REE. Wskazuje to na bardziej zaawansowane frakcjonowanie i leukokratyzację magmy tonalitowej w późnym etapie. Według Marheinea i in. (2002) masy granodiorytowej uległy kruchym spękanom ok. 333–331 mln lat temu, na co wskazuje obecność sieci maficznych dajek, o składzie od wogezytów, spessartytów do monzodiorytów i mikrogranitów (Wierzbolowski, 1977) | stosunki Sr/Rb i Rb/K <sub>2</sub> O oraz zawartość pierwiastków niekompatybilnych i kompatybilnych wskazują na niejednorodne źródło magm, które powstały w heterogenicznym źródle litosferycznym, częściowo w wyniku mieszania i miglingu magm felzytowych, i maficznych (Wierzbolowski, 1976; Lorenc, 1994)                                                                                                                                                                                                                                                            |
| Kudowa-Oleśnice        | głównie granodioryt szary oraz czerwony (fig. 35F; Borkowska, 1957; Gierwielanec 1965; Żelaźniewicz, 1977; Bialek, 2006), a południowa część to starszy granodioryt i tonalit (Domečka, Opletal, 1974). Granitoidy te charakteryzują się wysokimi stosunkami izotopów Sr, typowymi dla magm skorupowych. Silnie ujemne wartości εNd(t) dokumentują skorupowe pochodzenie magm (Oberc-Dziedzic i in., 2015). Granitoidy reprezentują intruzje peraluminiowe (lokalnie metaluminiowe) synkolizyjne i późnoorogiczne                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 331±11 mln lat temu (Bachliński, 2000; Bachliński, Hałas, 2002). Oznaczenia stosunków izotopowych <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Mikulski i in. 2011) wykazały wiek ok. 330 mln lat, ale ze względu na wysoką zawartość U i Th oraz Pb nieradiogenicznego wymagają weryfikacji. Datowania próbki tonalitu (Oberc-Dziedzic i in., 2015) dały wiek 321±4 mln lat. Prawdopodobne jest, że powstanie plutonu było w przybliżeniu równoległe z formowaniem się plutonu kłodzko-złotostockiego                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | źródłem magmy były zapewne skały metasadowe i felzytowe skały magmowe (Bachliński, 2007)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
| Jawornicki             | syntektoniczne intruzje tworzące sille oraz dajki w obrębie strefy Złoty Stok–Skrzynka (Cymerman, 1996). Bialek i Werner (2004) stwierdzili wśród nich granodioryty biotytowe i tonality oraz występujące podrzędnie granodioryty hornblendowe i monzogranity. Zaklasyfikowali je do granitów typu I, od słabo metaluminiowych do lekko peraluminiowych, o charakterze subalkalicznym i wapniowo-alkalicznym                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | ok. 351 do 336 mln lat temu (Bialek, Werner, 2004; Bialek, 2014; fig. 36)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| Niemczy                | hornblendowo-biotytowe intruzje występujące w strefie ścinania skał metamorficznych, na wschodnim obrzeżeniu masywu Gór Sowich. Dziedzicowa (1963) i Puziewicz (1992) wydzielił wśród nich dwa główne typy: (1) Kośmina – granodioryty, monzonity i monzodioryty kwarcowe z licznymi enklawami łupków metamorficznych, (2) Przedborowej – monzodioryty, tonality i dioryty kwarcowe z nielicznymi enklawami (Lorenc, 1994). Są to skały metaluminiowe, z których większość pochodzi z magm wapniowo-alkalicznych. Wartości stosunków izotopowych Sr i wskazują, że granitoidy typu Kośmina pochodzą ze źródła skorupowego, a typu Przedborowej z zanieczyszczonej magmy toleaitowej (Lorenc, 1998)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 338±2,3 mln lat temu (Oliver i in., 1993), 331,9±1,7 mln lat temu (Steltenpohl i in., 1993) bądź 341,8±1,9 mln lat temu (Pietranik i in., 2013b)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| Karkonoszy             | zbudowany z dwóch głównych typów granitoidów i kilku odmian podrzędnych. Typ (1) „granit centralny” – porfirowy (fig. 35A), zajmuje główną część plutonu i charakteryzuje się obecnością enklaw hybrydowych, głównie maficznych, a czasami dioryty i granodiorytu kwarcowego (Slaby i in., 2002); typ (2) „granit grzbietowy” – równoziarnisty, miejscami z kieszeniami granitu biotyтового, tworzy najwyższe partie Karkonoszy (fig. 35B; Borkowska, 1966). Do podrzędnych odmian zalicza się aplogranit spotykany w NE części plutonu, oraz odsłonięte w czeskiej części masywu „granity Janvald” oraz „granity Fojtka” (Klomiński i in., 2018). Granity karkonoskie mają charakter wapniowo-alkaliczny i są słabo peraluminiowe. Są klasyfikowane jako granity pokolizyjne typu S lub I (Wilamowski, 1998; Mikulski, 2007b; Slaby, Martin, 2008). Pochodzą z magm hybrydowych z udziałem skorupy i materiału maficznego z płaszczka Ziemi (Slaby, Goetze, 2004; Zak, Klomiński, 2007; Slaby, Martin, 2008). Magmy te były silnie wyewoluowane i frakcjonowane, jak również wzbogacone w pierwiastki rzadkie, tj. REE, Nb, Y, Mo, W, Sn oraz w U i Th (Mikulski, 2007b; Mochacka i in., 2015). Granitoidy w rejonie Karpacza–Janowice Wielkich są porzeczniane dajkami lamprofirów i innych maficznych skał żyłowych, o zróżnicowanym składzie petrograficznym obejmującym minety, wogezyty, spessartyty, monzodioryty i mikrogranity (Awdankiewicz i in., 2010). Powstanie plutonu karkonoskiego nastąpiło w wyniku ekstensyjnego zapadnięcia się wzdłuż szwu Tepliczno-turyjskiego, zlokalizowanego w obrębie wschodniej osłony metamorficznej (Mazur, Aleksandrowski, 2001) | datowania wykonane w różnych częściach plutonu wykazały, że procesy magmowe zachodziły w okresach 320–315 mln lat temu (Slaby, Götz, 2004), 318,5±3,7–314,0±3,3 mln lat temu oraz 314±4,8–302,2±6,4 mln lat temu (fig. 38; Machowiak i in., 2008; Kusiak i in., 2009; Kryza i in., 2012; Mikulski i in., 2020). Na podobny przedział wieku wskazują datowania Marheinea i in. (2002), jak również datowania dajek na 313±3 mln lat (Awdankiewicz, Kryza, 2010a, b) oraz na ok. 314–311 mln lat (Kusiak i in., 2014). Na dokładność datowań izotopowych U-Pb w cyrkonach mogły mieć wpływ m.in. silne procesy pneumatolityczno-hydrotermiczne, jakie zachodziły w plutonie karkonoskim                                                                                                                                                                                                                  | największy odsłonięty masyw w Sudetach                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| Strzegom-Sobótka       | pluton jest podzielony uskokiem Strzegom–Świdnica na część wschodnią, w której dominują monzogranity hornblendowo-biotytowe (fig. 35E) i biotytywne oraz zachodnią, gdzie są spotykane monzogranity dwumikowe i granodioryty biotytywne (Majerowicz, 1972; Maciejewski, Morawski, 1975; Puziewicz, 1990; Puziewicz, Koepke, 1991). Skały te mają charakter metaluminiowy (Domańska-Siuda, 2007) oraz peraluminiowy, mają właściwości wapniowo-alkaliczne oraz zróżnicowany charakter żelazowy lub magnezowy. Różnią się one wyraźnym składem modalnym, chemicznym i izotopowym, na co wskazują uzyskane wartości stosunku inicjalnego Sr i oraz współczynniki εNd (Majerowicz, 1972; Pin i in., 1989; Puziewicz, 1990; Domańska-Siuda, 2007). Monzogranit dwumikowy jest pochodzenia skorupowego, a pozostałe skały powstały ze zmieszania materiału skorupy ziemskiej i stopu maficznego, w wyniku metasomatozy płaszczka (Domańska-Siuda, 2007)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | najstarszymi skalami o wieku 324±7 mln lat są monzogranity dwumikowe (Pin i in., 1989), natomiast pozostałe są z przedziału wieku 309,1±0,8–302,9±2,2 mln lat (Turniak, Bröcker, 2002; Turniak i in., 2005, 2007). Porównywalne wartości (309±1–304±1 mln lat) uzyskano również z badań molibdenitu z żył kwarcowych przecinających monzogranity hornblendowo-biotytowe (Mikulski, Stein, 2012)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | największy pluton granitoidowy w środkowej części bloku przedsudeckiego                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| Strzebiński            | granodioryty, granity biotytywne (fig. 35D) oraz biotytywo-muskowitowe, o charakterze metaluminiowym i wapniowo-alkalicznym. Towarzystwo im – w formie intruzji, dajek oraz enklaw – tonality i dioryty kwarcowe (Lorenc, 1984; Oberc-Dziedzic, 2002), spotykane są też żyły leukokratyczne (Oberc-Dziedzic, 1999; Pietranik i in., 2006). W niektórych intruzjach, np. Gęsińca, można zaobserwować struktury typowe dla mieszania się magmy maficzno-felzytywnej (Oberc-Dziedzic, 2007). Dane izotopowe sugerują, że granitoidy wyewoluowały z magm o niskiej zawartości stosunku inicjalnego <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr i maficznym składzie, bez znaczącego udziału materiału skorupowego (Pietranik, Waight, 2008)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | późnopensylwański–wczesnopermski wiek krystalizacji magm: 307±4,8 mln lat i 295±0,6 mln lat (Pietranik, Waight, 2008), od 302,8±8,6–280,9±9 mln lat (Turniak i in., 2006) do 284,6±2–279,4±1,8 mln lat (Szczepański, 2002)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| Żeleźniaka i Bukowinki | intruzje płytkoskorupowe. Intruzja Żeleźniaka ma kształt lakoitu i reprezentuje zerodowaną pozostałość centralnego wulkanu, który powstał w wyniku erupcji law sporadycznie wypływających na powierzchnię (Muszyński i in., 2002). Występują tu skały wulkaniczne (niolity, riolity, dacyty, trachyandezyty), jak również mikrogranity porfirowe i granodioryty w postaci mniejszych ciał, dajek i apofiz. Granitoidy są peraluminiowe, o wartościach stosunku izotopów strontu Sr i 0,7086–0,7288 i zaliczane do typu S (Machowiak i in., 2008). Stanowią one pierwszy epizod późnowarwysyjskiej aktywności magmowej na omawianym obszarze. Charakterystyka geochemiczna sugeruje skorupowe źródło protolitu w procesie wytworzenia magmy riolitowej, przy udziale maficznych magm wapniowo-alkalicznych, peraluminiowych pochodzących z niejednorodnych źródeł skorupy ziemskiej (Mikulski, 2005; Mikulski, Williams, 2014). Ksenolity granitowe w riolitach wskazują, że mogą być one powiązane z głęboko osadzonym plutonem granitoidowym (Majerowicz, Skurzewski, 1987; Mikulski, 2007a)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 316,7±1,6 mln lat temu i 315,0±2,1 mln lat temu (Machowiak i in., 2008) oraz 314,9±3,1 mln lat temu. Młodsze impulsy magmowe są reprezentowane przez porfirowe dajki andezytowe (312,8±2,8 mln lat, fig. 35G) i lamprofirowe (312,4±4 mln lat, fig. 35I). Z powstaniem felzytywnej intruzji Żeleźniaka jest łączona geniza mineralizacji w złożu Au-As-Cu w Radzimowicach, w którym datowania złotozłożonych siarczków wykazały wiek 317±17 mln lat (Mikulski i in., 2005)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | intruzje występują na niewielkim obszarze w SE części Gór Kaczawskich, w obrębie synklinorium północnosudeckiego (Skurzewski, 1984; Majerowicz, Skurzewski, 1987). Główne procesy ekspansji poorogicznej, polegające na regionalnym przemieszczeniu wzdłuż uskoku śródsudeckiego oraz subsydencji i posadowieniu magm felzytowych, z których powstały granitoidy na Bukowince, nastąpiły ok. 315 mln lat temu. Następnie, ok. 312 mln lat temu, nastąpiły intruzje magmy alkalicznej (lamprofirowej) poprzez system głęboko osadzonych spękań (Mikulski, Williams, 2014) |

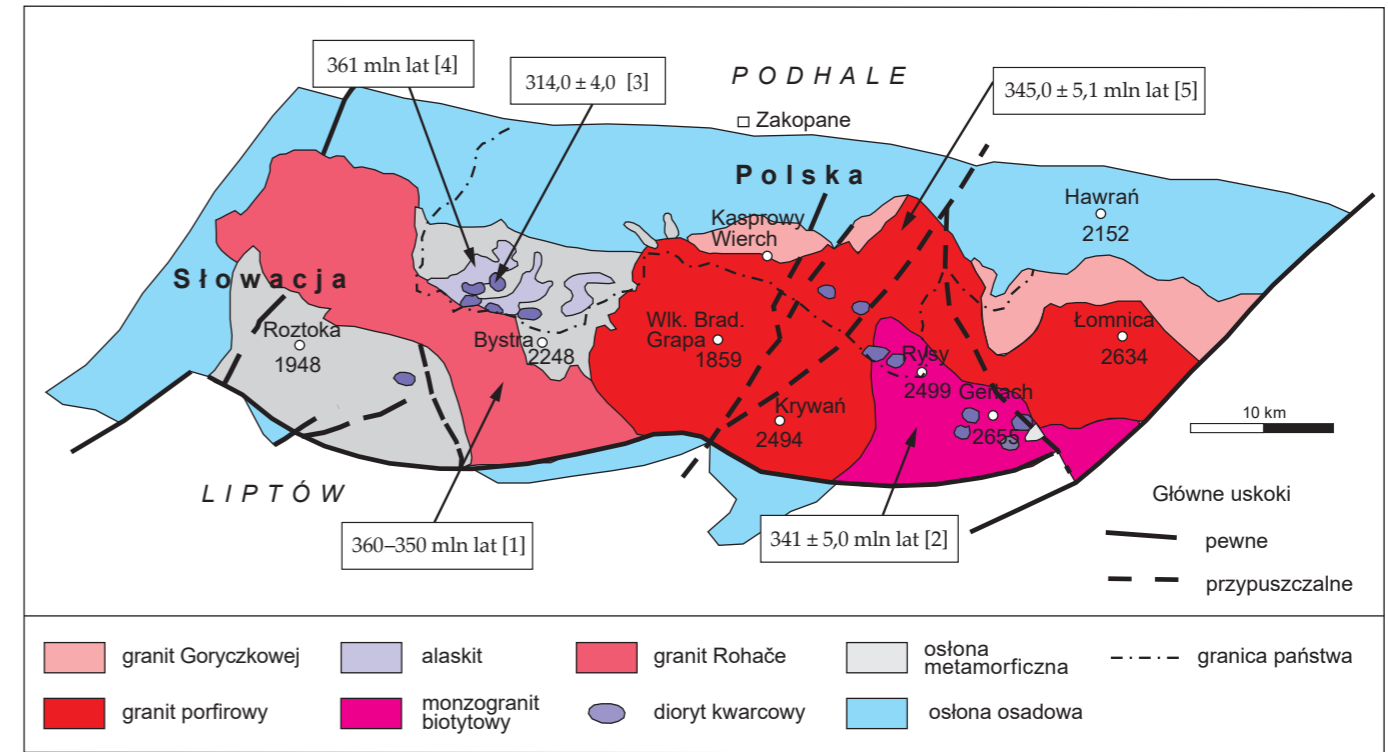


FIG. 38. Wyniki datowań wieku izotopowego U-Pb granitoidów tatrzańskich (schemat geologiczny wg Gawędy, 2007 wraz z literaturą): [1] – Kohut, Janak (1994); [2] – Gawęda (2001); [3] – Poller i in. (2001); [4] – Burda (2007); [5] – Gawęda (2007)

i intensywny okres aktywności magmowej w późnym turneju i wczesnym wizenie.

W obrębie karbońskiej pokrywy platformy wschodnioeuropejskiej, w subbasenie lubelskim, są udokumentowane nieciągłe pokrywy bazaltów alkalicznych (fojdytów, tefrytów, bazantów, trachy-bazaltów), wraz z towarzyszącymi im tufami i tufitami (Żelichowski, 1984; Porzycki, 1988; Grocholski, Ryka, 1995; Kozłowska, Waksmundzka, 2020, 2023; Waksmundzka i in., 2021). Wiek tych bazaltów wydatowano w zakresie  $348,2 \pm 0,8$ – $338,5 \pm 0,7$  mln lat (Pańczyk, Nawrocki, 2015). Na północ i południe od wyniesienia mazurskiego, w basenach bałtyckim i podlaskim, w licznych otworach wiertniczych występują alkaliczne skały maficzne, reprezentowane głównie przez sille dolerytów (fig. 34M; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2021). Ich powstanie jest związane

z wewnątrzpływowym zasadowym wulkanizmem pochodzącym ze zmetasomatyżowanego płaszczka (Poprawa i in., 2023). Przy uwzględnieniu obecności w subbasenie lubelskim nie tylko zasadowych, lecz także kwaśnych skał wylewnych (Waksmundzka i in., 2021), jak i wyłącznie kwaśny – riolitowy skład regionalnych horyzontów tufowych, typ wulkanizmu należy określić tu na bimodalny – zasadowy i kwaśny (Kozłowska, Waksmundzka, 2023; Kozłowska i in., 2025).

Karbońską aktywność magmową stwierdzono również w Górach Świętokrzyskich, gdzie udokumentowano m.in. w rejonie Podkranowa wystąpienia lamprofitów o wieku  $322 \pm 12$  mln lat oraz diabazów w profilu otworu Janowice 2 o wieku  $300 \pm 10$  mln lat (Krzemińska, Krzemiński, 2019), co potwierdziło wcześniejsze dane geochronologiczne (Nawrocki i in., 2013).

## Literatura

Aleksandrowski P., Buła Z., 2017. Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie) 1:5 000 000. W: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 43. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2017. O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski”, Przegląd Geologiczny, 65: 1499–1510.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematics data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in Sudetes. Geological Magazine, 134: 727–739.

Aleksandrowski P., Krzemińska E., Nawrocki J., Buła Z., 2017. Mapy tektoniczne i mapy rozprzestrzenienia zjawisk endogenicznych oraz przekroje geologiczne i geofizyczne. Jednostki podłoża krystalicznego 1:5 000 000. W: Atlas Geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 45. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Augustyniak K., Grocholski A., 1968. Geological structure and outline of the development of the Intra-Sudetic depression. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 227: 87–111.

Avchimovitch V.I., Turnau E., 1994. The Lower Carboniferous *Prolycospora claytonii* Zone of Western Pomerania and its equivalents in Belorussia and northwestern Europe. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 63: 249–263.

Awdankiewicz M., 1999a. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 13–47.

Awdankiewicz M., 1999b. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 83–111.

Awdankiewicz M., 2006. Fractional crystallization, mafic replenishment and assimilation in crustal magma chambers: geochemical constraints from the Permian post-collisional intermediate-compositional volcanic suite of the North-Sudetic Basin (SW Poland). Geologia Sudetica, 38: 39–62.

Awdankiewicz M., 2022. Polyphase Permo-Carboniferous magmatism adjacent to the Intra-Sudetic Fault: constraints from U-Pb SHRIMP zircon study of felsic subvolcanic intrusions in the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 111: 2199–2224.

Awdankiewicz M., Kryza R., 2010a. The Chelmiec sub-volcanic intrusion (Intra-Sudetic Basin, SW Poland): preliminary SHRIMP zircon age. Mineralogia – Special Papers, 37: 69.

Awdankiewicz M., Kryza R., 2010b. The Góry Suche Rhyolitic Tuffs (Intra-Sudetic Basin, SW Poland): preliminary SHRIMP zircon age. Mineralogia – Special Papers, 37: 70.

Awdankiewicz M., Kuroski L., Mastalerz K., Raczyński P., 2003. The Intra-Sudetic Basin – a record of sedimentary and volcanic processes in late- to post-orogenic tectonic setting. Geolines, 16: 165–183.

Awdankiewicz M., Awdankiewicz H., Kryza R., Rodionov N., 2010. SHRIMP zircon study of a micro-monzodiorite dyke in the Karkonosze Granite, Sudetes (SW Poland): age constraints for late Variscan magmatism in Central Europe. Geological Magazine, 147: 77–85.

Awdankiewicz M., Kryza R., Szczepara N., 2014. Timing of post-collisional volcanism in the eastern part of the Variscan Belt: constraints from SHRIMP zircon dating of Permian rhyolites in the North-Sudetic Basin (SW Poland). Geological Magazine, 151: 611–628.

Awdankiewicz M., Pańczyk M., Ploch I., Raczyński P., Awdankiewicz H., Górecka-Nowak A., Pawlak W., Peryt T., 2023. The Góry Suche Rhyolitic Tuffs, a large-scale, caldera-related ignimbrite deposit in the Intra-Sudetic Basin: U-Pb SHRIMP zircon dating, regional correlations and stratigraphic implications. Mineralogia – Special Papers, 51: 35.

Awdankiewicz M., Pańczyk M., Ploch I., Raczyński P., Awdankiewicz H., Górecka-Nowak A., Pawlak W., Peryt T., 2025. Timing of post-orogenic silicic volcanism in the eastern part of the European Variscides: constraints from SHRIMP U-Pb zircon study of the Permo-Carboniferous Góry Suche Rhyolitic Tuffs (the Intra-Sudetic Basin). International Journal of Earth Sciences, 114: 75–98.

Bábek O., Kalvoda J., Mikuláš R., Paszkowski M., Šimíček D., Uchman A., 2018. Osady kulmu (karbon dolny) basenu morawsko-śląskiego. W: Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 7: 7–25.

Bachliński R., 2000. Warsaw ING PAN Isotope Laboratory Research Reports. 4. Rb-Sr dating of the Kudowa Zdrój granitoids (Central Sudetes, SW Poland). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 48: 175–183.

Bachliński R., 2007. Kudowa-Oleśnice granitoid massif. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 275–286.

Bachliński B., Halas B., 2002. K-Ar dating of biotite from the Kudowa Zdrój Granitoids (Central Sudetes, SW Poland). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 50: 113–116.

Bareja E., Kubicki S., 1983. Mineralizacja sjenitów elckich w strefach przeobrażeń metasomatyżno-hydrotermalnych (NE Polska). Kwartalnik Geologiczny, 27: 215–223.

Bederke E., 1924. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, 7: 1–50.

Beika Z., 1985. Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the northeastern part of the Moravia-Silesia Basin. Acta Geologica Polonica, 35: 33–60.

Beika Z., 1987. The development and decline of a Dinantian carbonate platform: an example from the Moravia-Silesia Basin, Poland. W: European Dinantian environments (red. J. Miller J. i in.): 177–188. John Wiley & Sons.

Beika Z., Skompski S., 1988. Mechanizm sedymentacji i pozycja faćjalna wapienia węglowego w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 36: 442–449.

Beika Z., Skompski S., Soboń-Podgórska J., 1996. Reconstruction of a lost carbonate platform on the shelf of Fennosarmatia: evidence from Visean polymictic debrites, Holy Cross Mountains, Poland. Geological Society Special Publications, 107: 315–329.

Białek D., 2006. Petrography of the Kudowa–Oleśnice granitoids (SW Poland) and P–T conditions of its emplacement – preliminary report. Mineralogia-Special Papers, 29: 99–102.

Białek D., 2014. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Jawornik granitoids (West Sudetes, Poland). Geologia Sudetica, 42: 4.

Białek D., Werner T., 2004. Geochemistry and geochronology of the Jawornik granodiorite and its geodynamic significance in the Eastern Variscan belt. Geolines, 17: 22–23.

Biernat G., Kaźmierczak J., Baliński A., Stasińska A., 1972. Dokumentacja paleontologiczna utworów węglanowych dewonu i karbonu oraz osadów paleozoiku otworu wiertniczego Sosnowiec IG 1. Wyniki badań biostratygraficznych otworu wiertniczego Sosnowiec IG 1. CAG, Warszawa [nr inw. 117992].

Bocheński T., 1952. Stratygrafia warstw najwyższych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Geologiczny Biuletyn Informacyjny 2: 11–12.

Bojkowski K., 1979. Goniatyty z karbonu Górnośląskiego i Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 311: 5–68.

Bojkowski K., Dembowski Z., 1988. Paleogeografia karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego na tle paleogeografii karbonu Polski. Prace Instytutu Geologicznego, 122: 18–26.

Borkowska M., 1957. Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. Archivum Mineralogiczne, 21 (2): 229–363.

Borkowska M., 1966. Pétrographie du granite des Karkonosze. Geologia Sudetica, 2: 1–119.

Bossowski A. (red.), 1996. Grzędy IG-1. Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 83.

Bossowski A., Ichnatowicz A., 1994a. Palaeogeography of the uppermost Carboniferous and lowermost Permian deposits in the NE part of the Intra-Sudetic Depression. Geological Quarterly, 38: 709–726.

Bossowski A., Ichnatowicz A., 1994b. Palaeogeography of the Upper Carboniferous coal-bearing deposits in NE part of the Intra-Sudetic Depression. Geological Quarterly, 38: 231–248.

Bossowski A., Ichnatowicz A., 2006. Atlas geologiczny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego, skala 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Buła Z., 2001. Litologia i stratygrafia utworów karbonu i dolnego permu w profilu otworu Tarnawa. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 61–66.

Buła Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian Foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and western Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 221–239.

Buła Z., Kotas A. (red.), 1994. Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, cz. III Mapy geologiczno-strukturalne utworów karbonu produktywnego. Polska Agencja Ekologiczna S.A., Warszawa.

Buła Z. (red.), Habryn R., Kurek S., Krieger W., Markowiak M., Woźniak P., 2002. Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Buła Z., Krieger W., 2004. Charakterystyka utworów karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. W: Możliwości generowania węglowodorów w skałach karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego (red. M.J. Kotarba): 15–24. Geosfera, Kraków.

Buła Z., Żaba J., 2005. Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. W: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim Warszawa: 14–42.

Buła Z., Żaba J., Habryn R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). Przegląd Geologiczny, 56: 912–920.

Burda J., 2007. U-Pb zircon and monazite dating of partial melting in migmatitic metapelites from Western Tatra Mts. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 333–340.

Catlos E.J., Broska I., Kohút M., Etzel T.M., Kyle R., Stockli D.F., Miggins D.P., Campos D., 2022. Geochronology, geochemistry, and geodynamic evolution of Tatric granites from crystallization to exhumation (Tatra Mountains, Western Carpathians). Geologica Carpathica, 73: 517–544.

Cebulak S., Porzycki J., 1966. Charakterystyka litologiczno-petrograficzna osadów karbonu lubelskiego. Prace Instytutu Geologicznego, 44: 21–47.

Chorowska M., 1972. Konodonty dewonu górnego i karbonu dolnego z profilu Węgrzynów IG-1 (niecka miechowska). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 233: 161–208.

Chorowska M., 1977. Lubañ: Wapienie dolnokarbońskie w obrębie serii szaroglazowo-ilastej. W: Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentacji i tektoniki metamorfizmu kaczawskiego: 30–31.

Chorowska M., 1978. Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 48: 245–261.

Chorowska M., Fedorowski J., Radlicz K., 1992. Famennian and Tournaisian deposits from the Zdanów IG 1 borehole (Sudetes). Geological Quarterly, 36: 1–32.

Chorowska M., Radlicz K., 1984. Karbońskie wapienie i zlepienie zachodniej części struktury badzkiej. Kwartalnik Geologiczny, 28: 251–290.

Chorowska M., Radlicz K., 1994. Revision of the age of the Lower Carboniferous deposits in the northern part of the Góry Bardzkie (Sudetes). Geological Quarterly, 38: 249–288.

Chorowska M., Wajsprych B., 1995. Góry Bardzkiej Mts. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 137–139.

Clayton G., Turnau E., 1990. Correlation of the Tournaisian miospore zonations of Poland and the British Isles. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 60: 45–58.

Clayton G., Coquel R., Doubinger J., Gueinn K.J., Loboziak S., Owens B., Streef M., 1977. Carboniferous spores of Western Europe: illustration and zonation. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 29: 1–70.

Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. Episodes, 48: 105–115.

Conil R., Groessens E., Pirllet H., 1976. Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. Annales de la Société Géologique du Nord, 96: 363–371.

Conil R., Groessens E., Laloux M., Poty E., Tourneur F., 1991. Carboniferous guide foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine basins: their potential for widespread correlation. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 130: 15–30.

Cramer R., Finckh L., Zimmermann E., 1924. Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Schweidnitz., Lieferung 254, skala 1:25 000. Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin.

Cymerman Z., 1996. The Złoty Stok-Trzebiezowice regional shear zone: the boundary of terranes in the Góry Złote Mts. (Sudetes). Geological Quarterly, 40: 89–118.

Czarniecki S., 1973. Goniatites from Carboniferous Limestone at Gałęzice (Holy Cross Mts.). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 43: 227–248.

Czarnocki S., 1935. Polska Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu (1914–1934). Państw. Inst. Geol. Mapa szczegółowa Włocławskiego Zagłębia Węglowego. 1.

Dadlez R., 1997. Epicontinental basins in Poland: Devonian to Cretaceous – relationships between the crystalline basement and sedimentary infill. Geological Quarterly, 41: 419–432.

Dadlez R., 2000. Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. Geological Quarterly, 44: 221–236.

Dames W., 1868. Ueber die in der Umgehung Freiburgs in Nieder-Schlesien auftretenden devonischen Ablagerungen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 20: 469–508.

Delmer A., Duser M., Delcambre B., 2001. Upper Carboniferous lithostratigraphic units (Belgium). Geologica Belgica, 4: 95–103.

Demaiffe D., Wiszniewska J., Krzemińska E., Williams I.S., Stein H., Brassinnes S., Ohnenstetter D., Deloule E., 2013. A hidden alkaline and carbonate province of Early Carboniferous age in Northeast Poland: Zircon U-Pb and pyrrhotite Re-Os geochronology. Journal of Geology, 121: 91–104.

Dembowski Z. 1972a. Ogólne dane o Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 9–16.

Dembowski Z. 1972b. Krakowska seria piaskowcowa Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 510–531.

Dembowski Z., Porzycki J., 1988. Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 122.

Doktor M., Gradziński R., 1999. Środowiska depozycyjne rozpoznane w serii paralicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Documenta Geonica, 1999: 35–40.

Doktor M., Kędzior A., 2002. Architektura osadów i środowiska sedymentacji serii mulowcowej na przykładzie warstw zależnych (westfal A) w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Documenta Geonica, 2002: 41–50.

Doktorowicz-Hrebniński S., 1935. Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego. Arkusz Grodziec. Objąszenia z. 2. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Doktorowicz-Hrebniński S., Bocheński T., 1945. Zasady nowej nomenklatury pokładów węgla w Polskim Zagłębiu Węglowym. Przegląd Górniczy, 6: 256–267.

Doktorowicz-Hrebniński S., Bocheński T., 1952. Podstawy i niektóre wyniki paraliczacji pokładów węgla w Zagłębiu Górnośląskim. Geologiczny Biuletyn Informacyjny, 1: 13–14.

Domańska-Siuda J., 2007. The granitoid Variscan Strzegom-Sobótka massif. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 179–191.

Domečka K., Opletal M., 1974. Granitoidy západní části orlicko-kladské klemby. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 1: 75–109.

Dörr W., Żelazniewicz A., Bylina P., Schastok J., Franke W., Haack U., Kulicki C., 2006. Tournaisian age of granitoids from the Odra Fault Zone (southwestern Poland): equivalent of the Mid-German Crystalline High? International Journal of Earth Sciences, 95: 341–349.

Dvořák J., 1994. Variský flyšový vývoj v Nizkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. Práce Práce Českého geologického ústavu, 3: 6–76.

Dybowa-Jachowicz S., Pokorski J., 1984. Stratygrafia karbonu i dolnego permu w otworze wiertniczym Strzeżewo 1. Kwartalnik Geologiczny, 28: 589–616.

Dziedzic K., 1959. Porównanie utworów czerwonego spagowca okolic Nowej Rudy i Świerzawy. Kwartalnik Geologiczny, 3: 831–846.

Dziedzic K., 1971. Sedymentacja i paleogeografia utworów górnokarbońskich w niecce śródsudeckiej. Geologia Sudetica 5: 7–66.

Dziedzic K., 1996. Two-stages origin of the Hercynian volcanic in the Sudetes, SW Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 199: 65–87.

Dziedzic K., Teisseyre A.K., 1990. The Hercynian molasse and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 285–305.

Dziedzicowa H., 1963. “Syenites” of the Niemcza zone. Archivum Mineralogiczne, 24: 5–109.

Dziedzicowa H., Górecka T., 1965. On the occurrence of metamorphosed Carboniferous rocks in the Niemcza Zone (Sudetes). Bulletin de l’Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 13: 161–165.

Dzik J., 1997. Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea. Acta Palaeontologica Polonica, 42: 57–170.

Fedorowski J., 1973. Rugose corals Polycoccolaceae and Tachylasmatina subord. n. from Dalnia in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 23: 89–133.

Fijałkowska-Mader A., 2018. Wyniki badań biostratygraficznych. Wyniki badań palinologicznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 121–133.

Filipiak P., 2019. Karbon. Badania palinologiczne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 155: 91–93.

Finger F., Roberts M.P., Haunschmid B., Schermaier A., Steyrer H.P., 1997. Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. Mineralogy and Petrology, 61: 67–96.

Franke W., 2006. The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. Geological Society Memoirs, 1: 333–343.

Gawęda A., 1995. Geochemistry and Rb/Sr isochron age of pegmatites from the Western Tatra Mts. (S-Poland). Geologica Carpathica, 46, 95–99.

Gawęda A., 2001. Alaskites of the Western Tatra Mountains: a record of Early-Variscan collisional stage in the Carpathians pre-continent. University of Silesia Monograph Series, 1997.

Gawęda A., 2007. Variscan granitoid magmatism in Tatra Mountains – the history of subduction and continental collision. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 319–332.

Gawęda A., Burda J., 2005. Partial melting processes in the Western Tatra Mts: geochronological and geochemical study. Mineralogical Society of Poland – Special Papers, 26: 160–164.

Gawęda A., Doniecki T., Burda J., Kohut M., 2005. The petrogenesis of quartz-diorites from the Tatra Mountains (Central Western Carpathians): an example of magma hybridisation. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 191: 95–109.

Gierwiliński J., 1965. Budowa geologiczna okolic Kudowy Zdroju. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 185: 23–90.

Ginter M., Niedzwiedzki R., 2019. Skamieniałości ryb chrzęstnoszkieletowych z karbonu Dzikowca w Sudetach. W: XXIV Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 27–30.

- Gluszek A., Tomasz A., 1992. Age of the Nowa Wieś Formation (Bardzkie Mts., Middle Sudetes, SW Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 62: 293–308.
- Gothan W., Gropp W., 1933. Paläobotanisch-Stratigraphische Untersuchungen im niederschlesischen Karbon. *Zeitschrift Berg- Hütten- und Salinwesen im Preussischen Staate*, 81: 88–98.
- Górecka T., 1970. Wyniki badań mikroflorystycznych permo-karbonu między Jaworem a Lubaniem. *Kwartalnik Geologiczny*, 14: 52–64.
- Górecka T., 1981. Wyniki badań palinostratigraficznych najmłodszego karbonu z obszaru Dolnego Śląska. *Prace Naukowe Instytutu Górniczego Politechniki Wrocławskiej* 40, Monografie, 19.
- Górecka T., Górecka-Nowak A., 1987. Silesz Dolnośląskiego Zagłębia Węgla Kamiennego w świetle badań palinostratigraficznych. *Prace Naukowe Instytutu Górniczego Politechniki Wrocławskiej*, 47.
- Górecka T., Górecka-Nowak A., 1990. Palynostratigraphic studies of Upper Carboniferous deposits from the Intra-Sudetic Basin, southwestern Poland. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 65: 287–292.
- Górecka T., Parka Z., 1987. Opracowanie palinostratigrafii młodszego paleozoiku na podstawie badań 100 próbek rdzeni wiertniczych. Etap I i II. CAG, Warszawa [nr inw. 5385/2009].
- Górecka T., Parka Z., Ślusarczyk S., 1985. Wyniki analizy palinologicznej prób z otworu Piła 1/IG-1 (od głębokości 4387,8 do 5477,0 m). W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Piła 1/IG-1 (red. A. Żelichowski): 123–123. CAG, Warszawa [nr inw. 129561].
- Górecka-Nowak A., 1988. Palinostratigrafia osadów górnokarbońskich z otworu wiertniczego Grzędy IG-1. *Geologia Sudetica*, 23: 103–119.
- Górecka-Nowak A., 1989. Późnokarbońskie zespoły sporowo-pyłkowe z profilu otworu wiertniczego Unisław Śląski IG-1 (depresja śródsudecka). *Prace Naukowe Politechniki Wrocławskiej*, 52: 51–77.
- Górecka-Nowak A., 1995. Palinostratigrafia osadów westfalskich północno-zachodniej części depresji śródsudeckiej. *Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczne-Mineralogiczne*, 40.
- Górecka-Nowak A., 1997. Badania palinostratigraficzne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 88: 38–42.
- Górecka-Nowak A., 2002. Palynological record of the paleoclimatic changes in Late Carboniferous – an example from the Intrasudetic Basin (SW Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 118: 101–114.
- Górecka-Nowak A., 2007. Palynological constraints on the age of the Carboniferous clastic succession of SW Poland (Fore-Sudetic area) based on miospore data. *Geological Quarterly*, 51: 39–56.
- Górecka-Nowak A., 2008. New interpretations of the Carboniferous stratigraphy of SW Poland based on miospore data. *Bulletin of Geosciences*, 83: 101–116.
- Górecka-Nowak A., 2010. Complementary data on the palynostratigraphy of the Carboniferous succession of SW Poland. *Geological Quarterly*, 54: 337–356.
- Górecka-Nowak A., 2023. Palinostratigrafia skał karbonu i permu (czerwony spągowiec). Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 153–155.
- Górecka-Nowak A., Majewska M., 2002. Remarks on palynostratigraphy of the Namurian Wałbrzych Formation in the northern part of the Intrasudetic Basin (SW Poland). *Geological Quarterly*, 46: 101–115.
- Górecka-Nowak A., Muszer J., 2011. Palynology of the upper Visean Paprotnia Beds (Bardo Unit, Polish Sudetes). *Geological Quarterly*, 55: 165–180.
- Górecka-Nowak A., Jankowska A., Muszer J., 2021. Age revision of Carboniferous rocks in the northern part of the Intra-Sudetic Basin (SW Poland) based on miospore data. *Geological Quarterly*, 65: 8.
- Gradziński R., Doktor M., Kedzior A., 2005. Sedymentacja osadów węglonośnej sukcesji Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Przegląd Geologiczny*, 53: 734–741.
- Grocholski W., 1967. Tektonika Gór Sowich. *Geologia Sudetica*, 3: 181–249.
- Grocholski A., Augustyniak K., 1971. Atlas geologiczny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego, cz. I. *Inst. Geol., Warszawa*.
- Grocholski A., Ryka, W., 1995. Carboniferous magmatism of Poland. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 181–190.
- Gross-Uffenorde H., 1990. Present state of knowledge of the correlation of entomozoacean and conodont zonation within the Devonian. *Dodatek do Fig. 4 z Gross-Uffenorde H., Schindler E (1990)*.
- Gross-Uffenorde H., Schindler E., 1990. The effect of global events on entomozoacean Ostracoda. W: *Ostracoda and Global Events (red. R. Whalley, C. Maybury): 101–112. British Micropalaeontological Society Series, Chichester, Chapman and Hall, London*.
- Grygar R., Trzpieczyński J., 1995. Pozycja tektoniczna i rozwój formacji fliszowej strefy morawsko-śląskiej. W: *Sedymentologia i tektonika kulum w zachodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (red. K. Malik, J. Trzpieczyński): 7–18*.
- Gunia T., 1962. Fauna otoczków wapieni a zagadnienie wieku zlepieńców Witoszowa (Dolny Śląsk). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 32: 493–523.
- Gunia T., 1966. Nowe wyniki badań nad stratygrafią i paleogeografią górnego dewonu depresji Świebodzic. W: *Z geologii Ziemi Zachodnich: 169–183*.
- Gunia T., 1968. Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego dewonu depresji Świebodzic. *Geologia Sudetica*, 4: 115–220.
- Hartley A. J., Otava J., 2001. Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *Journal of the Geological Society*, 158: 137–150.
- Haydukiewicz J., 1986. Stratigraphy of the Carboniferous deposits in northern part of the Góry Bardzkie, Sudetes. *Geologia Sudetica*, 21: 143–148.
- Haydukiewicz J., 1990. Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation (Poland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 179: 275–284.
- Haydukiewicz J., Muszer J., 2002. Offshore to onshore transition in the Upper Visean paleontological record from the Paprotnia section (Bardo Mts., West Sudetes). *Geologia Sudetica*, 34: 17–38.
- Heckel P.H., Clayton G., 2006a. Use of the new official names for the subsystems, series and stages of the Carboniferous System in international journals. *Proceedings of the Geologists' Association*, 117: 1–4.
- Heckel P.H., Clayton G., 2006b. The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages. *Geologica Acta*, 4: 403–407.
- Higgs K.T., McPhilemy B., Keegan J.B., Clayton G., 1988. New data on palynological boundaries within the Irish Dinantian. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 56: 61–68.
- Hýlová L., Jureczka J., Jirásek J., Sivek M., Hotárková J., 2013. The Petřkovice Member (Ostrava Formation, Mississippian) of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland). *International Journal of Coal Geology*, 106: 11–24.
- Hýlová L., Jirásek J., Sivek M., Jureczka J., 2016. Coal-bearing capacity of the Petřkovice Member (Ostrava Formation, Serpukhovian, Mississippian) of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland). *Geological Quarterly*, 60: 637–649.
- Ihnatowicz A., 2005. Warunki sedymentacji formacji z Glinika (basen śródsudecki). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 415: 101–151.
- Ihnatowicz A., 2007a. Profil litologiczno-stratigraficzny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 114: 8–27.
- Ihnatowicz A. (red.), 2007b. Gronów IG 1. Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 113.
- Jachowicz A., 1967. Microflora of the Zaręby beds from Świętokrzyskie Mountains. *Prace Instytutu Geologicznego*, 49.
- Jachowicz A., 1970. Tournaian and Upper Visean microfloras of the Święty Krzyż Mountains (central Poland) their stratigraphical and palaeogeographical value. W: *C.R. 6 Congr. Int. Stratigr. Carbon. Sheffield (1967) v. 3*.
- Jachowicz A., Żakowa H., 1968. Karbon. Historia badań. W: *Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokolowski): 363–371. Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Jachowicz A., Żoldani Z., 1960. Notatka o mikroflorze karbońskiej z otworu „Żebrak”. *Kwartalnik Geologiczny*, 4: 662–666.
- Janoušek V., Žák J. (red.), 2015. Euroganites 2015: Variscan plutons of the Bohemian Massif. W: *Post-conference field trip following the 26<sup>th</sup> IUGG general assembly in Prague. Czech Geological Survey, Prague*.
- Jarmolowicz-Szulc K., 2020. A reappraisal of K-Ar and new U-Pb age data for felsic rocks in the vicinity of the Kraków–Lubliniec Fault Zone (southern Poland). *Geological Quarterly*, 64: 754–765.
- Jastrzębski M., 2012. New insights into the polyphase evolution of the Variscan suture zone: evidence from the Staré Město Belt, NE Bohemian Massif. *Geological Magazine*, 149: 945–963.
- Jawor W., Brzostowska M., 1990. Dokumentacja wynikowa otworu poszukiwawczego Zawoja-1. CAG, Warszawa [nr inw. 132252].
- Jawor E., Baran U., 2004. Budowa geologiczna i charakterystyka utworów karbonu w południowej części bloku małopolskiego. W: *Możliwości generowania węglowodorów w skałach karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego (red. M.J. Kotarba): 25–48. Wydaw. Naukowe „Akapit”, Kraków*.
- Jaworowski K., 2002. Geotectonic significance of Carboniferous deposits NW of the Holy Cross Mts. (central Poland). *Geological Quarterly*, 46: 267–280.
- Jerzykiewicz J., 1987. Latest Carboniferous (Stephanian) and Early Permian (Autunian) Palynological Assemblages from the Intrasudetic Basin, Southwestern Poland. *Palynology*, 11: 117–131.
- Jirásek J., Hýlová L., Sivek M., Jureczka J., Martinek K., Sýkorová I., Schmitz M., 2013a. The Main Ostrava Whetstone: composition, sedimentary processes, palaeogeography and geochronology of a major Mississippian volcanoclastic unit of the Upper Silesian Basin (Poland and Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 102: 1–18.
- Jirásek J., Sedláčková L., Sivek M., Martinek K., Jureczka J., Sýkorová I., Schmitz M., 2013b. Castle Conglomerate Unit of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland): a record of the onset of Late Mississippian C2 glaciation? *Bulletin of Geosciences*, 88: 893–914.
- Jokubauskas P., Bagiński B., Macdonald R., Krzemińska E., 2018. Multiphase magmatic activity in the Variscan Klodzko-Złoty Stok intrusion, Polish Sudetes; evidence from SHRIMP U-Pb zircon ages. *International Journal of Earth Sciences*, 107: 1623–1639.
- Jureczka J., 1988. Nowe dane o charakterystyce litostratigraficznej kontaktu serii paralicznej i górnośląskiej serii piaskowcowej karbonu zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: *Materiały XI Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski AGH: 41–46*.
- Jureczka J., 2002a. Wyniki prac nad ujednoczeniem podziału litostratigraficznego utworów paralicznych karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: *Materiały XXV Sympozjum „Geologia Formacji Węglonośnych Polski”*: 41–48.
- Jureczka J., 2002b. Wyniki prac nad ujednoczeniem podziału litostratigraficznego utworów kontynentalnych karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: *Materiały XXV Sympozjum „Geologia Formacji Węglonośnych Polski”*: 49–55.
- Jureczka J., 2011. Drogi i bezdroża podziału litostratigraficznego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Documenta Geonica*, 2011/1: 113–125.
- Jureczka J., 2013. Warstwy jejkowickie – płonne skały karbonu węglonośnego północno-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. CAG, Warszawa [nr inw. 5724/2013; rozpr. doktor.].
- Jureczka J., 2015. Litologia i litostratigrafia utworów karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 144: 74–80.
- Jureczka J., Kotas A., 1995. Coal deposits – Upper Silesian Coal Basin. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 143: 164–173.
- Jureczka J., Kotasowa A., 1988. Stratygrafia przejścia utworów paralicznych w limniczne w otworze „Jejkowice IG 1”. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 501–503.
- Jureczka J., Aust J., Buła Z., Dopita M., Zdanowski A., 1995. Geological map of the Upper Silesian Coal Basin (Carboniferous subcrop) 1:200 000. *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Jureczka J., Dopita M., Gałka M., Krieger W., Kwarciniński J., Martinec P., 2005. Atlas geologiczno-żłozowy polskiej i czeskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Jurewicz E., 2007. Multistage evolution of the granitoid core in Tatra Mountains. *Archivum Mineralogiae Monograph*, 1: 307–317.
- Juskowiak O., 1973. Skały plutoniczne. *Prace Instytutu Geologicznego*, 68: 69–108.
- Jurkiewicz H., Żakowa H., 1969. New data on the Palaeozoic in the basement of the Nida Trough. *Kwartalnik Geologiczny*, 13: 284–299.
- Jurkiewicz H., Żakowa H., 1972. Lithologic-palaeogeographic development of the Devonian and Lower Carboniferous in the Nida Trough. *Kwartalnik Geologiczny*, 16: 817–850.
- Jurkiewicz H., Żakowa H., 1978. Algae and foraminifera of the Upper Visean from the Gałęzice Syncline. *Prace Instytutu Geologicznego*, 85.
- Jurkiewicz H., Żakowa H., 1983. Aglutynujące otwornice z utworów famenu i karbonu Jablonnej, Góry Świętokrzyskie. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 345: 155–175.
- Kaiser S.I., 2009. The Devonian/Carboniferous boundary stratotype section (La Serre, France) revisited. *Newsletters on Stratigraphy*, 43: 195–205.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Spaletta C., Steuber T., 2009. High resolution conodont stratigraphy, biofacies and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy and France. *Palaeontographica Americana*, 63: 99–143.
- Kaiser S.I., Steuber T., Becker R.T., 2008. Environmental change during the Late Famennian and Early Tournaisian (Late Devonian–Early Carboniferous): Implications from stable isotopes and conodont biofacies in southern Europe. *Geological Journal*, 43: 241–260.
- Kalvoda J., 2002. Late Devonian-Early Carboniferous Foraminiferal fauna: zonation, evolutionary events, paleobiogeography and tectonic implications. *Folia facultatis scientiarum naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis, Geologia*, 39.
- Karbon GZW, 1972. Karbon Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, 61.
- Karczewska J., 1967. Carboniferous spores from the Chelm 1 boring (eastern Poland). *Acta Geologica Polonica*, 12: 267–345.
- Karnkowski P.H., 1981. Obecny podział litostratigraficzny czerwonego spągowca w Polsce i propozycja jego sformalizowania. *Kwartalnik Geologiczny* 25: 59–66.
- Karnkowski P.H., 1999. Origin and evolution of the Polish Rotliegend basin. *Polish Geological Institute Special Papers*, 3.
- Karnkowski P.H., Rdzanek K., 1982. Górny karbon (stefan) w wierceniu Donatowo 1. *Przegląd Geologiczny*, 30: 32–33.
- Kennan P.S., Dziedzic H., Lorenc M.W., Mierzejewski M.P., 1999. A review of Rb-Sr isotope patterns in the Carboniferous granitoids of the Sudetes in SW Poland. *Geologia Sudetica*, 32: 49–53.
- Kędzior A., 2016. Reconstruction of an early Pennsylvanian fluvial system based on geometry of sandstone bodies and coal seams: the Zabrze Beds of the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 86: 437–472.
- Kicula J., Żakowa H., 1966. Paleozoik okolic Skalbierza. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 263–289.
- Kicula J., Żakowa H., 1972. Devonian and Carboniferous in the basement of the southern part of the Miechów Syncline. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 17: 165–228.
- Klomiňský J., Fediuk F., Schovánek P., Jarchovský T., 2018. The Krkonoše-Jizera composite massif – Never ending granite stories. *Czech Geological Survey; Prague*.
- Kłapiński J., Muszer J., 1987. Age of pre-Permian rocks from chosen boreholes of eastern part of the Fore-Sudetic monocline. *Geologia Sudetica*, 22: 1–2.
- Kmieciak H., 1984. Badania palinologiczne karbonu w wierceniach Bodzanów IG 1 i Budziszewice IG 1 (rejon Plocka i Kuluszek). W: *Materiały VII Sympozjum geologia formacji węglonośnych w Polsce: 12–13*.
- Kmieciak H., 1987. Carboniferous palynostratigraphy of Polish coal basins. *Przegląd Geologiczny*, 35: 247–258.
- Kmieciak H., 1988. Stratygrafia karbonu na podstawie miospor. *Prace Instytutu Geologicznego*, 122: 131–141.
- Kmieciak H., 1992. Korelacja poziomów sporowych karbonu w otworach wiertniczych zachodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: *Materiały XV Sympozjum Geologia formacji węglonośnej Polski: 24–29*.
- Kmieciak H., 1995. Microflora. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 65–85.
- Kmieciak H., 1997. Palinostratigrafia utworów karbonu w otworach wiertniczych K1, K9 i L2. W: *Ocena perspektyw poszukiwawczych złóż ropy i gazu ziemnego w basenach sedymentacyjnych młodszego paleozoiku na obszarze zachodniej części polskiego sektora Bałtyku – bloki H, K, L –*
- Etap III, Trendy generacyjno-migracyjno-akumulacyjne węglowodorów młodszego paleozoiku zachodniej części obszaru morskiego Polski. *Arch. Petrobaltic, Gdańsk*.
- Kmieciak H., 2001. Miospory. W: *Budowa geologiczna Polski – Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Młodszy paleozoik, Tom 3; karbon, część 1c, z. 2 (red. M. Pajchłowa). Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Kmieciak H., Trzpieczyńska A., 2007. Wyniki badań palinologicznych utworów karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 119: 119–126.
- Kohut M., Janák M., 1994. Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: field relations and petrogenetic implications. *Geologica Carpathica*, 45: 301–311.
- Kombrink H., Besly B.M., Collinson J.D., den Hartog Jager D.G., Drozdowski G., Dusar M., Hoth P., Pagnier H.J.M., Stemmerik L., Waksmundzka M.I., Wrede V., 2010. Carboniferous. W: *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 81–99. EAGE Publications b.v., Houten*.
- Korejwo K., 1969. Stratigraphy and paleogeography of the Namurian in the Polish Lowland. *Acta Geologica Polonica*, 19: 609–755.
- Korejwo K., 1986. Biostratigraphy of the Carboniferous deposits of the Świdnik blocks (Lublin Coal Basin). *Acta Geologica Polonica*, 36: 337–346.
- Korejwo K., 1993. Biostratigrafia utworów dinantu w strefie Koszalin–Chojnice (Pomorze Zachodnie). *Studia Geologica Polonica*, 103: 5–47.
- Korejwo K., Teller L., 1966. Lower Carboniferous of the eastern part the Fore-Sudetic Monocline. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 14: 243–245.
- Korejwo K., Teller L., 1967. Some horizons of Upper Carboniferous goniatites of the Lublin Basin. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 15: 207–209.
- Korejwo K., Teller L., 1968. Stratygrafia karbonu z wiercenia Marszowice 1 i Koniusza 1 (niecka miechowska). *Acta Geologica Polonica*, 18: 691–706.
- Korejwo K., Teller L., 1973. Stratygrafia serii karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 8: 35–37.
- Korn D., 2006. Ammonoiten. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 41: 147–170.
- Kotas A., 1972. Osady morskie karbonu górnego i ich przejście w utwory produktywne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, 61: 279–328.
- Kotas A., 1973. Profil utworów paleozoicznych w otworach wiertniczych Sosnowiec IG-1 i Goczałkowice IG-1. *Kwartalnik Geologiczny*, 17: 626–627.
- Kotas A., 1976. Główne cechy rozwoju i zasięg występowania formacji węglonośnej karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: *Wybrane zagadnienia z geologii formacji węglonośnych Polski: 10*.
- Kotas A., 1982. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: *Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 45–72*.
- Kotas A., 1985a. Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: *Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Materiały Konferencji Naukowej: 17–46*.
- Kotas A., 1985b. Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). W: *10<sup>th</sup> Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, Madrid 1983, Comptes Rendu*, 3: 459–469.
- Kotas A., 1995. Lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development. Upper Silesian Coal Basin. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 124–134.
- Kotas A., 2006a. Pozycja geotektoniczna GZW i jej wpływ na rozwój sedymentacyjny utworów karbońskich. W: *Roślinność tropikalna karbonu podczas wczesnych stadiów epoki lodowcowej: międzykontynentalne porównanie rozwoju flory w czasie namuru (serpukhovian–bashkirian). CAG, Warszawa [nr inw. 3378-B]*.
- Kotas A., 2006b. Dotychczasowy podział chronostratigraficzny namuru GZW i jego stosunek do wieku bezwzględnego. W: *Roślinność tropikalna karbonu podczas wczesnych stadiów epoki lodowcowej: międzykontynentalne porównanie rozwoju flory w czasie namuru (serpukhovian–bashkirian). CAG, Warszawa [nr inw. 3378-B]*.
- Kotas A., Malczyk W., 1972a. Seria paraliczna piętra namuru dolnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, 61: 329–411.
- Kotas A., Malczyk W., 1972b. Górnośląska seria piaskowcowa piętra namuru górnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, 61: 412–466.
- Kotas A., Porzycki J., 1984. Pozycja geologiczna i główne cechy karbońskich zagłębi węglowych Polski. *Przegląd Geologiczny*, 22: 268–280.
- Kotas A., Buła Z., Jureczka J., 1988. Problematyka podziału litostratigraficznego górnośląskiej serii piaskowcowej karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w świetle zasad kodeksu stratygraficznego. W: *Materiały XI Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski: 55–61*.
- Kotasowa A., 1979. Fitostratigrafia najwyższego odcinka profilu karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 525–531.
- Kotasowa A., 1988. Charakterystyka fitostratigraficzna kontaktu serii paralicznej i górnośląskiej serii piaskowcowej w zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w świetle nowych badań. W: *Materiały XI Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski: 61–66*.
- Kotasowa A., 1995. Stratigraphical collection of fossil plants from the Carboniferous sequence of the Upper Silesian Coal Basin. W: *XIII International Congress on Carboniferous-Permian Guide to Excursion A4: 23–27*.
- Kotasowa A., Kotas A., 2006. Flora namuru w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. W: *Roślinność tropikalna karbonu podczas wczesnych stadiów epoki*

- lodowcowej: międzykontynentalne porównanie rozwoju flory w czasie namuru (serpuchoviaan-bashkirian). CAG, Warszawa [nr inw. 3378-B].
- Kotasowa A., Migier T., 1995. Macroflora. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 56–65.
- Kowalski A., 2024. Late- to post-Variscan structural evolution of tectonic grabens on top of the Góry Sowie Massif. W: 20<sup>th</sup> Jubilee Meeting of the Central European Tectonic Studies Groups CETEG, Abstract Volume and Field Trips Guide: 153–182.
- Kowalski A., Pacanowski G., 2025. A record of superimposed late- and post-Variscan regional-scale tectonic events at the NE margin of the Bohemian Massif: structural evolution of the Kamionki Graben (SW Poland, Sudetes). Geological Quarterly, 26: 6.
- Kowalski A., Durkowski K., Raczynski P., 2018. Zechstein marine deposits in the Wleń Graben (North Sudetic Synclinorium, SW Poland): new insights into the palaeogeography of the southern part of the Polish Zechstein Basin. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 88: 321–339.
- Kowalski A., Dąbek-Głowacka J., Nowak G.J., Górecka-Nowak A., Wyrwalska U., Furca M., Wójcik-Tabol P., 2025. Evolution of a Late Carboniferous Fluvio-Lacustrine System in an Endorheic Basin: Multiproxy Insights from the Ludwikowice Formation, Intra-Sudetic Basin (SW Poland, NE Bohemian Massif). Minerals, 15, 1077.
- Kozłowska A., 2019. Wyniki badań petrograficznych utworów karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 156: 83–98.
- Kozłowska A., Kuberska M., 2015. Piaszkowce dolnego karbonu strefy wielkopolsko-śląskiej jako utwory perspektywiczne pod względem poszukiwań złóż gazu zamkniętego (badania wstępne). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 464: 49–60.
- Kozłowska A., Waksmundzka M.I., 2020. Diagenesis, sequence stratigraphy and reservoir quality of the Carboniferous deposits of the southeastern Lublin Basin (SE Poland). Geological Quarterly, 64: 422–459.
- Kozłowska A., Waksmundzka M.I., 2023. Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna nowo rozpoznanych horyzontów tufowych z ognia Kłodnicy (turnej, wizen) w basenie lubelskim oraz towarzyszących im zlepieńców i piaszkowców wulkanoklastycznych/. Przegląd Geologiczny, 71: 207–211.
- Kozłowska A., Waksmundzka M.I., Szczerba M., 2025. Newly found tuffic horizons in the Visean deposits of the Lublin Basin, SE Poland: petrological characteristics, origin and stratigraphic significance. Geological Quarterly, 69, 19.
- Koźma J., 1987. Dolnokarboński flisz okolic Srebrnej Góry (Góry Bardzkie) – ilościowa analiza sedymentologiczna. Kwartalnik Geologiczny, 31: 365–384.
- Krawczyńska-Grocholska H., 1966. Namur Zagłębia Noworudzkiego w świetle badań sporowych. Geologia Sudetica, 2: 323–399.
- Krawczyńska-Grocholska H., 1975. Z badań palinologicznych karbonu północno-zachodniej Polski. Przegląd Geologiczny, 23: 34–45.
- Krawczyńska-Grocholska H., 1978. Karbon w podłożu zachodniej części monokliny przed-sudeckiej. W: Przewodnik 50 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 113–118.
- Kroner U., Romer R.L., 2013. Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. Gondwana Research, 24: 298–329.
- Kröner, A., Hegner, E., Hammer, J., Haase, G., Bielicki, K.H., Krauss, M., Eidam, J., 1994. Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusa-tian granitoids – Significance for the evolution of the Variscan orogen in East-Central Europe. Geologische Rundschau, 83: 357–376.
- Królikowski C., Petecki Z., Żółtowski Z., 1999. Main structural units in the Polish part of the East European Platform in the light of gravimetric data. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 386: 5–58.
- Krystkiewicz E., Krzemiński L., 1992. Petrology of the alkaline-ultrabasic Tajno massif. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 139: 19–36.
- Kryza R., Awdankiewicz M., 2012. Ambiguous geological position of Carboniferous rhyodacites in the Intra-Sudetic Basin (SW Poland) clarified by SHRIMP zircon ages. Geological Quarterly, 56: 55–66.
- Kryza R., Pin C., 2002. Mafic rocks in a deep-crustal segment of the Variscides (the Góry Sowie, SW Poland): evidence for crustal contamination in an extensional setting. International Journal of Earth Sciences, 91: 1017–1029.
- Kryza R., Muszer J., August C., Haydukiewicz J., Jurasik M., 2008. Lower Carboniferous bentonites in the Bardo Structural Unit (central Sudetes): geological context, petrology and palaeotectonic setting. Geologia Sudetica, 40: 19–31.
- Kryza R., Muszer J., Haydukiewicz J., August C., Jurasik M., Rodionov N., 2011. A SIMS zircon age for a biostratigraphically dated Upper Viséan (Asbian) bentonite in the Central-European Variscides (Bardo Unit, Polish Sudetes). International Journal of Earth Sciences, 100: 1227–1235.
- Kryza R., Crowley Q.G., Larionov A., Pin C., Oberc-Dziedzic T., Mochacka K., 2012. Chemical abrasion applied to SHRIMP zircon geochronology: an example from the Variscan Karkonosze Granite (Sudetes, SW Poland). Gondwana Research, 21: 757–767.
- Kryza R., Schaltegger U., Oberc-Dziedzic T., Pin C., Ovtcharova M., 2014. Geochronology of a composite granitoid pluton: a high-precision ID-TIMS U-Pb zircon study of the Variscan Karkonosze Granite (SW Poland). International Journal of Earth Sciences, 103: 683–696.
- Krzemińska E., Krzemiński L., 2012. The Mława syenite alkaline intrusion – a perspective of rare elements occurrence. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 448: 401–408.
- Krzemińska E., Krzemiński L., 2017. Geological Map of Crystalline Basement in the Polish Part of the East European Platform, 1 : 1 000 000. Polish Geol. Inst. – NRI, Warsaw.
- Krzemińska E., Krzemiński L., 2019. Magmatic episodes in the Holy Cross Mountains, Poland – a new contribution from multi-age zircon populations. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 474: 43–58.
- Krzemińska E., Wiszniewska J., Williams I.S., 2006. Early Carboniferous age of the cratonic intrusions in the crystalline basement of NE Poland. Przegląd Geologiczny, 54: 1093–1098.
- Krzemińska E., Krzemiński L., Poprawa P., Paczeńska J., Nejbert K., 2021. First evidence of the post-Variscan magmatic Pulse on the western edge of East European Craton: U-Pb geochronology and geochemistry of the dolerite in the Lublin Podlasie Basin, eastern Poland. Minerals, 11, 1361.
- Krzemiński L., 1995. Pochodzenie materiału detrytycznego i diagenetyzacja piaszkowców karbońskich wschodniej części podłoża monokliny przed-sudeckiej. CAG, Warszawa [nr inw. 172/96].
- Krzemiński L., 1996. Geochemia piaszkowców karbonu w podłożu monokliny przed-sudeckiej: materiał źródłowy i implikacje paleotektoniczne. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, 8: 66–68.
- Krzemiński L., 1999. Anorogeniczne piaszkowce karbonu w północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 47: 978–986.
- Krzemiński L., 2005. Prowienienca materiału okruchowego piaszkowców karbońskich z waryscyjskich basenów przedpola w południowo-zachodniej Polsce i na Morawach. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 417: 27–108.
- Krzemiński L., Krzemińska E., Anczkiewicz R., Pecsckay Z., 2009. Procesy zubożenia i wzbogacenia w płaszczu litosferycznym polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Przegląd Geologiczny, 57: 306–307.
- Krzemiński L., Krzemińska E., Anczkiewicz R., Pecsckay, Z., 2010. Sr and Nd systematics of the Tajno alkaline-ultramafic complex, NE Poland: identification of depleted and enriched components in the subcontinental lithospheric mantle. W: Geochemistry of magmatic rocks-2010. Abstracts of XXVII International conference School “Geochemistry of Alkaline Rocks”, Moscow–Koktebel: 89–91.
- Krzyszowska E., 2024. Chemostratigraphic Approach to the Study of Resources’ Deposit in the Upper Silesian Coal Basin (Poland). Energies, 17, 642.
- Krzyszowska E., Kokowska-Pawłowska M., 2016. Nowoczesne metody chemokorelacji i możliwości ich wykorzystania w dokumentowaniu złóż. Górnictwo Odkrywkowe, 57: 58–63.
- Krzywiec P., Mazur S., Gągala Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017. Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW Edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – Correlation with the Variscides and the Appalachians. GSA Memoir, 213: 353–372.
- Kubicki S., 1992. An outline of geological structure of the Tajno massif. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 139: 7–18.
- Kubicki S., Ryka W. (red.), 1982. Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Kumpera O., Dopita M., 1997. Přehled vývoje, stratigrafie a litologie uhlonošné o karbonu. W: Geologie české části hornoslezské pánev (red. M. Dopita), Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha: 149–152.
- Kumpera O., Foldyna J., 1992. Development of Moravian-Silesian Paleozoic basin. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě. Rada hornicko-geologická, 38: 141–171.
- Kumpera O., Martinec P., 1995. The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic basin. Journal of the Czech Geological Society, 40: 47–64.
- Kurowski L., 1996. Paleogeografia basenu wałbrzyskiego w czasie sedymentacji warstw białokamięskich. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 52: 7–20.
- Kurowski L., 1998. Fluvial sedimentology of the Biały Kamień Formation (Upper Carboniferous, Sudetes, Poland). Geologia Sudetica, 31: 69–77.
- Kusiak M.A., Dunkley D.J., Slaby E., Martin H., Budzyń B., 2009. Sensitive high-resolution ion-microprobe analysis of zircon reequilibrated by late magmatic fluids in a hybridized pluton. Geology, 37: 1063–1066.
- Kusiak M.A., Dunkley D.J., Slaby E., Budzyń B., Martin H., 2008. Metasomatized zircon from the equigranular granite of the Karkonosze Pluton, NE Bohemian Massif. W: Proceedings of the MIMET Conference: Mineral Equilibria, Metasomatism, and Mass Transport: Evolution and Stabilization of Rock on a Fluid-Rich World: 87–90.
- Kusiak M.A., Williams I.S., Dunkley D.J., Konečný P., Slaby E., Martin H., 2014. Monazite to the rescue: U–Th–Pb dating of the intrusive history of the composite Karkonosze pluton, Bohemian Massif. Chemical Geology, 364: 76–92.
- Lane H.R., Sandberg C.A., Ziegler W., 1980. Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. Geologica et Palaeontologica, 14: 117–164.
- Lipiarski I., 2006. Najmłodsze utwory karbonu – warstwy z Kwaczal – Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. Documenta Geonica, 6: 105–109.
- Lipiec M., 1997. Wizeńska platforma węglanowa na Pomorzu Zachodnim. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 8–9.
- Lipiec M., 1999. Systemy depozycyjne i diagenetyzacja utworów węglanowych dinantu na Pomorzu Zachodnim. CAG, Warszawa [nr inw. 1340/2001; rozpr. doktor.].
- Lipiec M., Matyja H., 1998. Architektura depozycyjna basenu dolnokarbońskiego na obszarze Pomorza. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 101–112.
- Lipiec M., Waksmundzka M.I., 2023. Litologia, stratygrafia i sedymentologia sukcesji karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 55–64.
- Lorenc M.W., 1984. Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzeżelskich. Geologia Sudetica, 19: 75–100.
- Lorenc M.W., 1994. Rola magm zasadowych w genezie intruzji granitoidowych (studium porównawcze wybranych masywów hercyńskich). Geologia Sudetica, 28: 3–130.
- Lorenc M.W., 1998. Badania izotopowe metodą Rb-Sr skał intruzyjnych strefy Niemczy (Dolny Śląsk). Archiwum Mineralogiczne, 51: 153–164.
- Lucas S.G., Schneider J.W., Wang X., Nikolaeva, S. (red.), 2022. The Carboniferous Timescale. Geological Society Special Publications, 512.
- Łapot W., 1986. Petrografia utworów karbonu Gór Sowich. Geologia Sudetica, 21: 1–144.
- Łapot W., 1988. Petrography of the Sowie Mts. Kulm. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36: 183–195.
- Machowiak K., Armstrong R., Kryza R., Muszyński A., 2008. Late orogenic magmatism in the Central European Variscides: SHRIMP U-Pb zircon age constraints from the Żeleźnik intrusion, Kaczawa Mountains, Sudetes. Geologia Sudetica, 40: 1–18.
- Maciejewski S., Morawski T., 1975. Zmienność petrograficzna granitów masywu strzegomskiego. Kwartalnik Geologiczny, 19: 47–65.
- Maćko A., Górecka-Nowak A., 2024. New palynostratigraphic data from the Namurian Biały Kamień Formation in the northern part of the Intra-Sudetic Basin (SW Poland). Geological Quarterly 68: 32.
- Majerowicz A., 1972. Masyw granitowy Strzegom–Sobótka. Geologia Sudetica, 6: 7–96.
- Majerowicz A., Skurzewski A., 1987. Granity z okolic Wojcieszowa w Górach Kaczawskich. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 10: 69–89.
- Malec J., 1993. Devonian–Carboniferous boundary at Kowala. W: Excursion Guidebook. Global Boundary Events. An Interdisciplinary Conference: 10–11.
- Malec J., 2014. The Devonian/Carboniferous boundary in the Holy Cross Mountains (Poland). Geological Quarterly, 58: 217–234.
- Malec J., 2019. Litostratygrafia. Turnej górny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 155: 89.
- Maliszewska A., Jackowicz E., Kuberska M., Kiernowski H., 2016. Skały permu dolnego (czerwonego spągowca) zachodniej Polski – monografia petrograficzna. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 204: 1–115.
- Mamet B.L. 1977. Foraminiferal zonation of the lower Carboniferous; methods and stratigraphic implications. W: Concepts and methods of biostratigraphy (red. E.G. Kuffman, J.E. Hazel) : 445–462. Stroudsburg, Pa., Dowden, Hutchinson & Ross.
- Maniar P.D., Piccoli P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. GSA Bulletin, 101: 635–643.
- Marcinowski R., 2004. Formacja Terebinia. W: Słownik jednostek litostratygraficznych Polski (red. T. Mardal): 53–54. <https://stratygrafia.pgi.gov.pl/Home/Sjlp>.
- Marheine D., Kachlik V., Maluski H., Patocka F., Żelazniewicz A., 2002. The <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. Geological Society Special Publications, 201: 133–155.
- Marynowski L., Filipiak P., 2007. Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). Geological Magazine, 144: 569–595.
- Marynowski L., Filipiak P., Zatoń M., 2010. Geochemical and palynological study of the Upper Famennian Dasberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). Geological Magazine, 147: 527–550.
- Marynowski L., Zatoń M., Rakociński M., Filipiak P., Kurkiewicz S., Pearce T.J., 2012. Deciphering the upper Famennian Hangenberg Black Shale depositional environments based on multiproxy record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 346-347: 66–86.
- Mastalerz K., 1995. Deposits of high-density turbidity currents on fan-delta slopes: an example from the upper Visean Szczawnio formation, Intra-Sudetic Basin, Poland. Sedimentary Geology, 98: 121–146.
- Mastalerz K., 1996. Sedymentacja warstw załcerskich (westfal) w niecce wałbrzyskiej. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 52: 21–85.
- Mastalerz K., Kurowski L., Wojewoda J., 1993. Litostratygrafia i ewolucja basenu śródsudeckiego w karbonie i permie. W: Il Krajowe Spotkanie Sedymentologów, 65–73.
- Mastalerz K., Nehyba S., 1997. Porównanie wybranych sekwencji osadów jeziornych czerwonego spągowca z basenów śródsudeckiego, północno-sudeckiego i boskowickiego. Geologia Sudetica, 30: 21–57.
- Matte P.H., Maluski H., Rajlich P., Franke W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing. Tectonophysics, 177: 151–170.
- Matyja H., 1993. Upper Devonian of Western Pomerania. Acta Geologica Polonica, 43: 27–94.
- Matyja H., 1997. Dolny karbon Pomorza Zachodniego: rozwój facjalny i jego uwarunkowania paleotektoniczne. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 53: 14–15.
- Matyja H., 2006. Stratygrafia i rozwój facjalny osadów dewonu i karbonu w basenie pomorskim i w zachodniej części basenu bałtyckiego a paleogeografia a paleogeografia północnej części TESZ w późnym paleozoiku. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 79–122.
- Matyja H., 2008. Pomeranian basin (NW Poland) and its sedimentary evolution during Mississippian times. Geological Journal, 43: 123–150.
- Matyja H., Stempień-Salek, M., 1994. Devonian/Carboniferous boundary and the associated phenomena in the Western Pomerania area (NW Poland). Annales Société Géologique Belgique, 116: 249–263.
- Matyja H., Turnau E., Żbikowska B., 2000. Lower Carboniferous (Mississippian) stratigraphy of northwestern Poland: conodont, miopore and ostracod zones compared. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 193–217.
- Matyja H., Tomasz A., Lipiec M., Turnau E., 2001. Stratygrafia dewońsko-karbońskiej serii węglanowej w rejonie Rajbrotu i Tarnawy. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 33–60.
- Matyja H., Woroncowa-Marcinowska T., Filipiak P., Brański P., Sobień K., 2021. The Devonian/Carboniferous boundary interval in Poland: multidisciplinary studies in pelagic (Holy Cross Mountains and Sudetes) and ramp (Western Pomerania) successions. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, 101: 421–472.
- Mazur S., 2025. An Outline of the Geology of Poland. W: Landscapes and Landforms of Poland (red. P. Migoń, K. Jancewicz): 3–17. Springer.
- Mazur S., Puziewicz J., 1995. Mylonity strefy Niemczy. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 64: 23–52.
- Mazur S., Aleksandrowski P., 2001. The Tepla(?) Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, western Sudetes, central European Variscides. International Journal of Earth Sciences, 90: 341–360.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. Geological Quarterly, 50: 89–118.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Awdankiewicz M., 2007. Geology, tectonic evolution and Late Palaeozoic magmatism of Sudetes – an overview. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 59–87.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Krzemiński L., Mastalerz K., Górecka-Nowak A., Kurowski L., Krzywiec P., Żelazniewicz A., Fanning M.C., 2010. Uplift and late orogenic deformation of the Central European Variscan Belt as revealed by sediment provenance and structural record in the Carboniferous foreland basin of western Poland. International Journal of Earth Sciences, 99: 47–64.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Gągala Ł., Krzywiec P., Żaba J., Gaidzik K., Sikora R., 2020. Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt’s eastern end in Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1133–1160.
- Miecznik J., 1981. Badania litostratygraficzne utworów wyższego silezu w okolicach Głuszycy (depresja śródsudecka). Kwartalnik Geologiczny, 25: 11–23.
- Miecznik J.B., 1989. Utwory wyższego silezu i autunu dolnego północno-wschodniego skrzydła depresji śródsudeckiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 363: 5–39.
- Miłaszewski Z., Zakowa H., 1991. Uwagi do podłoża permu w okolicy Szreniawy (Łobzów). Kwartalnik Geologiczny, 35: 163–188.
- Migier T., 1982. Flora karbońska w profilu Bodzanów IG 1. CAG, Warszawa [nr inw. 127979].
- Migier T., 1988. Stratygrafia karbonu na podstawie makroflory. Prace Instytutu Geologicznego, 72: 120–131.
- Migier T., 1990. Wyniki badań florystycznych karbonu LZW. CPBR cel 41, pkt. Kontr. 01. CAG, Warszawa [nr inw. 1707/92].
- Mikulski S.Z., 2005. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of the Radzimowice Au-As-Cu deposit from the Kaczawa Mts. (Western Sudetes, Poland) – an example of the transition of porphyry and epithermal style. Mineralium Deposita, 39: 904–920.
- Mikulski S.Z., 2007a. The late Variscan gold mineralisation in the Kaczawa Mountains, Western Sudetes. Polish Geological Institute Special Papers, 22.
- Mikulski S.Z., 2007b. Metal ore potential of the parent magma of granite – the Karkonosze massif example. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 123–145.
- Mikulski S.Z., Stein H.J., 2012. The age of molybdenites in Poland in the light of Re-Os isotopic studies. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 452:199–216.
- Mikulski S.Z., Williams I.S., 2013. Zircon U-Pb ages of granitoid apophyses in the western part of the Kłodzko–Złoty Stok Granite Pluton (SW Poland). Geological Quarterly, 58: 251–262.
- Mikulski S.Z., Williams I.S., 2014. Zircon U-Pb dating of igneous rocks from the Radzimowice and Wielisław Złotyryjski auriferous polymetallic deposits, Sudetes, SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 213–233.
- Mikulski S.Z., Williams I.S., Turniak K., Bagiński B., 2011. Preliminary results of SHRIMP zircon study of granite from the Kudowa–Oleśnice granitoid massif (Sudetes). Mineralogia-Special Papers, 38: 140–141.
- Mikulski S.Z., Williams I.S., Bagiński B., 2013. Early Carboniferous (Viséan) emplacement of the collisional Kłodzko-Złoty Stok granitoids (Sudetes, SW Poland): constraints from geochemical data and zircon U-Pb ages. International Journal of Earth Sciences, 102: 1007–1027.
- Mikulski S.Z., Williams I.S., Markowiak M., 2019. Carboniferous–Permian magmatism and Mo-Cu (-W) mineralization in the contact zone between the Małopolska and Upper Silesia Blocks (S Poland) – an echo of Baltica-Gondwana collision. International Journal of Earth Sciences, 108: 1467–1492.
- Mikulski S.Z., Williams I.S., Stein H.J., Wierchowicz J., 2020. Zircon U-Pb dating of magmatism and mineralizing hydrothermal activity in the Variscan Karkonosze Massif and its eastern metamorphic cover (SW Poland). Minerals, 10, 787.
- Milewicz J., 1962. Pierwsza wiadomość o karbonie w niecce północnosudeckiej. Przegląd Geologiczny, 10: 311.

Milewicz J., 1966. O górnym karbonie w depresji północnosudeckiej. *W: Z geologii Ziemi Zachodnich*: 245–253.

Milewicz J., 1968a. The geological structure of the North-Sudetic Depression. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 227: 5–31.

Milewicz J., 1968b. Zum Oberkarbon in der Nordsudetischen Depression. *Geologie*, 17: 369–377.

Milewicz J., 1972. Nowe dane o górnym karbonie w depresji północnosudeckiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 259: 153–168.

Milewicz J., 1985. Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. *Przegląd Geologiczny*, 33: 385–389.

Milewicz J., Górecka T., 1965. Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 9: 97–114.

Mochacka K., Oberc-Dziedzic T., Mayer W., Pieczka A., 2015. Ore mineralization related to geological evolution of the Karkonosze-Izera massif (the Sudetes, Poland) – towards a model. *Ore Geology Reviews*, 215–238.

Moryc W., 1987. Stratygrafia i rozwój fałdowy i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpacciego. *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 357–364.

Moryc W., 1992. Budowa geologiczna utworów podłoża miocenu w rejonie Sędziszów Mp.-Rzeszów i ich perspektywność. *Nafta-Gaz*, 48: 206–223.

Moryc W., 2006. Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Kraków-Pilzno. Część 1. Prekambr i paleozoik (bez permu). *Nafta-Gaz*, 62: 197–216.

Musiał Ł., Tabor M., 1979. Stratygrafia karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego na podstawie makrofauny. *W: Stratygrafia Węglonośnej Formacji Karbońskiej w Polsce*: 35–43.

Musiał Ł., Tabor M., 1988. Stratygrafia karbonu na podstawie makrofauny. *Prace Instytutu Geologicznego*, 122: 88–122.

Musiał Ł., Tabor M., Zakowa H., 1995. Macrofauna. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 23–44.

Muszer J., 2014. A new species of *Lambdaria* (Rhynchonellida, Brachiopoda) from the Viséan of central Sudetes (Poland) and its phylogenetic position. *Acta Geologica Polonica*, 64: 1–12.

Muszer J., 2020. First discovery of Mississippian trace fossils in the Świebodziu Unit from the Witoszów region (SW Poland). *Geological Quarterly*, 64: 838–860.

Muszer J., Haydukiewicz J., 2006. Szyszka drzewiastej rośliny widłakowej z dolnokarbońskiego fliszu Gór Bardzkich (Sudety). *Przegląd Geologiczny*, 54: 963–966.

Muszer J., Haydukiewicz J., 2009. Occurrence of the trace fossil *Zoophycos* from the Upper Viséan Paprotnia Beds of the Bardo Structural Unit (Sudetes, SW Poland). *Geologia Sudetica*, 41: 57–66.

Muszer J., Ugliński M., 2013. Palaeoenvironmental reconstruction of the Upper Viséan Paprotnia Beds (Bardo Unit, Polish Sudetes) using ichnological and palaeontological data. *Geological Quarterly*, 57: 365–384.

Muszer J., Górecka-Nowak A., Kryza R., August C., 2016a. Nowe dane na temat biostratygrafii i chronostratygrafii osadów karbońskich w Sudetach. *W: XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 73–74.

Muszer J., Króliewicka K., Strzoda A., 2016b. Redepozycja górnego wżenu w osadach namuru Sudetów na przykładzie Konradowa i Jugowa. *W: XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 75–76.

Muszyński A., Machowiak K., Kryza R., Armstrong R., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Żeleźnik rhyolite intrusion, Sudetes – preliminary results. *Mineralogical Society of Poland – Special Papers*, 19: 156–158.

Narkiewicz M., 2001. Litostratygrafia, środowiska sedymentacji i zarys diagenety węglańca dewonu i karbonu w rejonie Rajbrotu i Tarnawy (wyniesienie karpaccie). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 174: 9–32.

Narkiewicz M., 2005. Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 182.

Narkiewicz M., 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geological Quarterly*, 51: 231–256.

Narkiewicz M., 2020. The Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. *Geological Quarterly*, 64: 377–401.

Narkiewicz M., 2021. Geologiczna historia Polski. *Wydaw. Uniwersytetu Warszawskiego*, Warszawa.

Narkiewicz M., 2023. Opisy basenów. Baseny eksternidów warczyjskich i przedpola warczyjskiego. Karboński basen plocko-lubelski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207: 30–31.

Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H., Miłaczewski L., 1998. Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 165: 31–49.

Narkiewicz M., Becker A., Jasionowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedymentacyjnych Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207.

Nawrocki J., Becker A. (red.), 2017. Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Nawrocki J., Fanning M., Lewandowska A., Polechońska O., Werner T., 2008. Paleomagnetism and the age of the Cracow volcanic rocks (S Poland). *Geophysical Journal International*, 174: 475–488.

Nawrocki J., Krzemiński L., Pańczyk M., 2010. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ages of selected rocks and minerals from the Kraków-Lubliniec Fault Zone, and their relation to the Paleozoic structural evolution of the Małopolska and Brunovistulian terranes (S Poland). *Geological Quarterly*, 54: 289–300.

Nawrocki J., Salwa S., Pańczyk M., 2013. New <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar age con strains for magmatic and hydrothermal activity in the Holy Cross Mts. (southern Poland). *Geological Quarterly*, 57: 551–559.

Nemec W., 1984. Warstwy wałbrzyskie (dolny namur) w Zagłębiu Wałbrzyskim: analiza aluwialnej sedymentacji w basenie węglowym. *Geologia Sudetica*, 19: 7–73.

Nemec W., Porębski S.J., Teisseyre A.K., 1982. Explanatory notes to the litho- tectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part (Sudety Mts., Carboniferous-Permian). *Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde*, 66: 267–278.

Nemec W., Porębski S.J., Steel R.J., 1980. Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Książ Formation (Famennian-Tournaisian), southwestern Poland. *Sedimentology*, 27: 519–538.

Nowak G.J., Górecka-Nowak A., 1999. Peat-forming environments of Westphalian A coal seams from the Lower Silesian Coal Basin of SW Poland based on petrographic and palynologic data. *International Journal of Coal Geology*, 40: 327–351.

Nowak G.J., Górecka-Nowak A., Karcz P., 2022. Petrographic, palynological and geochemical recognition of dispersed organic matter in the black Anthracosia Shales (Sudetes, south-west Poland). *Geological Quarterly*, 66: 36.

Oberc J., 1949. Zagadnienia geologiczne kulumu siewogórskiego. *Sprawozdanie Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk*, 1: 159–162.

Oberc-Dziedzic T., 1999. Geology of the Strzelin granitoids (Fore-Sudetic block, SW Poland). *Mineralogical Society of Poland, Special Papers*, 13: 22–32.

Oberc-Dziedzic T., 2002. Polycycle structure of the tonalite-diorite dykes in the Strzelin massif: a result of magmatic differentiation or separated magmatic pulses? *Mineralogical Society of Poland, Special Papers*, 20: 159–161.

Oberc-Dziedzic T., 2007. Internal structure of the granite and tonalite intrusions in the Strzelin massif, Fore-Sudetic block, SW Poland. *Archivum Mineralogiae Monograph*, 1: 217–229.

Oberc-Dziedzic T., Kryza R., 2012. Late stage Variscan magmatism in the Strzelin Massif (SW Poland): SHRIMP zircon ages of tonalite and Bt-Ms granite of the Gęsiniec intrusion. *Geological Quarterly*, 56: 225–236.

Oberc-Dziedzic T., Pin C., Duthou J.L., Couturie J.P., 1996. Age and origin of the Strzelin granitoids (Fore-Sudetic Block, Poland): <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr data. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 171: 187–198.

Oberc-Dziedzic T., Żelaźniewicz A., Cwojdzkiński S., 1999. Granitoids of the Odra Fault Zone: late- post-orogenic Variscan intrusions in the Saxothuringian Zone, SW Poland. *Geologia Sudetica*, 32: 55–71.

Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., 2003. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: evidence for a Neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic Block, Central European Variscides. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 701–711.

Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Pin C., 2015. Variscan granitoids related to shear zones and faults: examples from the Central Sudetes (Bohemian Massif) and the Middle Odra Fault Zone. *International Journal of Earth Sciences*, 104: 1139–1166.

Oliver G.J.H., Corfu F., Krogh T.E., 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 150: 355–369.

Oliwkiewicz-Mikłasińska M., 2002. Nowe dane o palinostratygrafii kontaktu utworów paralicznych i kontynentalnych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Documenta Geonica*, 2002: 185–189.

Opluštil S., Schmitz M., Kachlik V., Stamberg S., 2016. Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late-Paleozoic Intra-Sudetic, Krkonose-Piedmont and Mnichovo Hradiste basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA-ID-TIMS ages. *Bulletin of Geosciences*, 91: 399–432.

Opluštil S., Laurin J., Jureczka J., Nadlonek W., Naglik B., Horák J., Kędzior A., Lojka R., Nádaskay R., Sivek M., 2024. Depositional Setting and Sequence Stratigraphy of Upper Mississippian Coal-Bearing Paralic Cyclothem in Upper Silesian Foreland. *International Journal of Coal Geology*, 287, 104516.

Osmólska H., 1962. Famennian and Lower Carboniferous Cyrtosymbolinae (Trilobita) from the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 7: 53–222.

Osmólska H., 1973. Tournaisian trilobites from Dálnia in the Holy Cross Mts. *Acta Palaeontologica Polonica*, 23: 61–80.

Ostromięcki A., 1972. Profil litostratygraficzny permu-karbonu w zachodniej części rowu Świerzawy. *Geologia Sudetica*, 6: 293–306.

Ostromięcki A., 1973. Development of the Late Paleozoic sedimentary basin of the Kaczawa Mountains. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 43: 319–362.

Owens B., McLean D., Bodman D., 2004. A revised palynozonation of British Namurian deposits and comparison with Eastern Europe. *Micropaleontology*, 50: 89–100.

Pacholska A., 1978. Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów siewogórskich. *Geologia Sudetica*, 13: 41–63.

Pacholska A., 1987. Punkt D.2. Podlesie. Formacja zlepieńcowa gnejsowych wżenu górnego na południowym brzegu bloku siewogórskiego. *W: Przewodnik 58 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 193–194.

Pańczyk M., Nawrocki J., 2015. Tournaisian <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age for alkaline basalts from the Lublin Basin (SE Poland). *Geological Quarterly*, 59: 473–478.

Paprotth E., Feist R., Flajs G., 1991. Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype: Episodes, 14: 331–336.

Paszowski M., 1988. Basen dinantu w okolicach Krakowa – próba syntezy. *Przegląd Geologiczny*, 36: 200–207.

Paszowski M., 1995a. Evolution of Carboniferous carbonate shelf to Variscan foredeep in the Małopolska – Holy Cross Mts. part of the basin. *W: XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Guide to Excursion B-2*: 9–16.

Paszowski M., 1995b. Kraków region. *W: XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Guide to Excursion B-4*: 23–28.

Paszowski M., 1996. Utwory perylitoralne i subaeralne w węglanowej sekwencji najwyższego dewonu i dolnego karbonu w rejonie Dębniaka. CAG, Warszawa [nr inw. 7459/2020; rozpr. doktor.].

Pawłowska K., Pawłowski S., 1978. The characteristics of Paleozoic (Carboniferous and Devonian) deposits on the basis of borehole profile from Ruda Strawczyńska. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 679–691.

Pattejsky K., Folprecht J., 1928. Die Geologie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. I. Mährisch-Ostrau.

Pharaoh T.C., 1999. Paleozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 314: 17–41.

Piekarski K., 1995. Geologic setting and ore mineralizations characteristics of the Myszków area (Poland). *Geological Quarterly*, 39: 31–42.

Pietranik A., Waight T.E., 2008. Processes and sources during Late Variscan dioritic-tonalitic magmatism: Insights from plagioclase chemistry (Gęsiniec intrusion, NE Bohemian Massif, Poland). *Journal of Petrology*, 49: 1619–1645.

Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., 2006. Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: implications on the evolution of granodiorite magma (Gęsiniec granodiorite, Strzelin crystalline massif, SW Poland). *Lithos*, 86: 260–280.

Pietranik A., Ślodzić E., Hawkesworth C.J., Breitkreuz C., Whitehouse C.D., Milke R., 2013a. Heterogeneous zircon cargo in voluminous Late Paleozoic rhyolites: Hf, O isotope and Zr/Hf records of plutonic to volcanic magma evolution. *Journal of Petrology*, 54: 1483–1501.

Pietranik A., Storey C., Kierczak J., 2013b. The Niemcza diorites and monzodiorites (Sudetes, SW Poland): a record of changing geotectonic setting at c. 340 Ma. *Geological Quarterly*, 57: 325–334.

Pin C., Mierzejewski M.P., Duthou J.L., 1987. Isochronous age Rb/Sr of Karkonosze granite from the quarry Szklarska Poręba Huta and significance of initial ratio <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr in this granite. *Przegląd Geologiczny*, 35: 512–516.

Pin C., Puziewicz J., Duthou J.L., 1989. Ages and origins of a composite granitic massif in the Variscan belt: a Rb-Sr study of the Strzegom-Sobótka massif, W Sudetes (Poland). *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 160: 71–82.

Pluta K., Górecka-Nowak A., 2018. Miospore evidence for the Carboniferous age of rocks from the Świebodziu Unit (Sudetes, SW Poland). *Geological Quarterly*, 62: 120–133.

Podemski M., (ed.), Buła Z., Chaffee M.A., Cieśla E., Eppinger R., Habryn R., Karwowski Ł., Lasoń K., Markiewicz J., Markowski M., Snee L.W., Ślósarz J., Truszel M., Wybraniec S., Zaba J., 2001. Palaeozoic porphyry molybdenum-tungsten deposit in the Myszków area, southern Poland. *Polish Geological Institute Special Papers*, 6.

Poller U., Janák M., Kohut M., Todt W., 2000. Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia). *International Journal of Earth Sciences*, 89: 336–349.

Poller U., Todt W., Kohut M., Janák M., 2001. Nd, Sr, Pb isotope study of the Western Carpathians: implications for the Paleozoic evolution. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 81: 159–174.

Poprawa P., Krzemińska E., Paczeńska J., Armstrong R., 2020. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the east European craton – Relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. *Precambrian Research*, 346, 105817.

Poprawa P., Nejbert K., Krzywiac P., Krzemińska E., Krzemiński L., Mazur S., Słaby E., 2023. Alkaline magmatism from the Lublin-Baltic area of Poland (SW slope of the East European Craton) – Manifestation of hitherto unrecognized early Carboniferous igneous province. *Terra Nova*, 36: 77–88.

Porębski S.J., 1981. Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodziu (Sudety Zachodnie). *Geologia Sudetica*, 21: 101–192.

Porębski S.J., 1984. Clast size and bed thickness trends in resedimented conglomerates: example from a Devonian fan-delta succession, southwest Poland. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 10: 399–411.

Porębski S.J., 1990. Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudetes (SW Poland): an example from the upper Devonian-lower Carboniferous Świebodziu succession. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 179: 259–274.

Porębski S.J., 1997. Slope-type fan delta in a strike-slip setting; Świebodziu Basin (Devonian-Carboniferous), Sudety Mts. *W: Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach*, 1: 35–52.

Porzycki J., 1972. Seria mulowcowa piętra westfalu dolnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, 61: 467–508.

Porzycki J., 1979. Litostratygrafia osadów karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *W: Stratygrafia Węglonośnej Formacji Karbońskiej w Polsce*: 19–27.

Porzycki J., 1988. Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna karbonu. *Prace Instytutu Geologicznego*, 122: 40–77.

Porzycki J., Zdanowski A., 1995. Southeastern Poland (Lublin Carboniferous Basin). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 102–109.

Poty E., Devuyt F.X., Hance L., 2006. Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonation of Belgium and Northern

France: a tool for Eurasian correlations. *Geological Magazine*, 143: 829–857.

Puziewicz J., 1990. Masyw granitowy Strzegom-Sobótka. Aktualny stan badań. *Archiwum Mineralogiczne*, 45: 135–154.

Puziewicz J., 1992. Geneza granodiorytu z Koźmic (strefa Niemczy, Dolny Śląsk). *Archiwum Mineralogiczne*, 47: 95–146.

Puziewicz J., Koepke J., 1991. Controls on TiO<sub>2</sub> content in muscovite and biotite from a two-mica granite, the Strzegom-Sobótka Massif, Sudetes, SW Poland. *Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte*, (6): 253–261.

Ramsbottom W.H.C., 1984. The founding of the Carboniferous System. *W: Comptes Rendus, Congress International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere 1979* (red. G. Mackenzie), 1: 109–112. South Illinois University Press, Carbondale.

Racka M., Marynowski L., Filipiak P., Sobstel M., Pisarzowska A., Bond D.P.J., 2010. Anoxic Annullata events in the Late Famennian of the Holy Cross Mountains (Southern Poland): geochemical and palaeontological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297: 549–575.

Romanek A., 2019. Litostratygrafia. Turniej górny. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 155: 89.

Römer R.I., Förster H.J., Breitkreuz C., 2001. Intracontinental extensional magmatism with a subduction fingerprint: the late Carboniferous Halle Volcanic Complex (Germany). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 201–221.

Rutkowski J., 1972. Osady stefanu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Prace Instytutu Geologicznego*, 61: 539–556.

Rühle W. (red.), 1966. Osady karbońskie w Zagłębiu Lubelskim. *Prace Instytutu Geologicznego*, 44.

Ryka W., 1984. Precambrian evolution of the East-European Platform in Poland. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 347: 17–28.

Saiwa S., 2017. Mapy geologiczne przeglądowe i regionalne. Góry Świętokrzyskie. *W: Atlas Geologiczny Polski* (red. J. Nawrocki, A. Becker): 33. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Sandberg C.A., Ziegler W., Leuteritz K., Brill S.M., 1978. Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta), Upper Devonian and Lower Carboniferous. *Newsletters on Stratigraphy*, 7: 102–120.

Sawicki L., 1995. Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych) w skali 1: 100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Schindewolf O.H., 1937. Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). *Schweizerbart*, Stuttgart.

Schwarzbach M., 1936. Oberlausitzer Schiefergebirge und Boberkatzbachgebirge – ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. *Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz* 32, 31–64.

Shulga V.F., Zdanowski A., Zayceva L.B., Yvanova A.V., Yvanyna A.V., Korol N.D., Kotasova A., Kotas A., Kostyk I.O., Lelyk B.I., Migier T., Manycev B.Y., Matrofilo M.M., Ptak B., Savcuk V.S., Sedayeva G.M., Stepanenko J.G., 2007. Correlation of the Carboniferous coal-bearing formations of the Lviv-Volyn and Lublin Basins. *Varta, Kyiv*.

Siedlecki S., 1951. Utwory stefańskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego. *Acta Geologica Polonica*, 2: 300–317.

Siedlecki S., 1954. Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (zagadnienia stratygrafii i tektoniki). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 73.

Skompski S., 1980. Algae *Calcifolium* in the Lower Carboniferous deposits of the Lublin Upland. *Acta Geologica Polonica*, 30: 1: 77–85.

Skompski S., 1981. Morphology and systematic position of the Carboniferous algal genus *Calcifolium*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 3: 165–179.

Skompski S., 1982. The nature and systematic position of the microfossils *Globochaete alpina* Lombard, 1945. *Acta Geologica Polonica*, 32: 47–56.

Skompski S., 1986. Upper Viséan calcareous algae from the Lublin Coal Basin. *Acta Geologica Polonica*, 36: 151–185.

Skompski S., 1987. The Dasycladacean nature of Late Paleozoic palaeoberebellid algae. *Acta Geologica Polonica*, 37: 21–31.

Skompski S., 1992. Stratygrafia konodontowa karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Przegląd Geologiczny*, 40: 609.

Skompski S., 1996. Stratigraphic position and facies significance of the limestone bands in the subsurface Carboniferous succession of the Lublin Upland. *Acta Geologica Polonica*, 46: 171–268.

Skompski S., 1998. Regional and global chronostratigraphic correlation levels in the late Viséan to Westphalian succession of the Lublin Basin (SE Poland). *Geological Quarterly*, 42: 121–130.

Skompski S., Conil R., Laloux M., Lys M., 1989. Etude micropaléontologique des calcaires du Viséan terminal et du Namuries dans le Bassin Carbonifère de Lublin a l'est de la Pologne. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 98: 453–473.

Skompski S., Soboń-Podgórska J., 1980. Foraminifers and conodonts in the Viséan deposits of the Lublin Upland. *Acta Geologica Polonica*, 30: 87–96.

Skurzewski A., 1984. Hercyński wulkanizm w regionie Wojcieszowa. *Kwartalnik Geologiczny*, 28: 39–58.

Słaby E., Götze J., 2004. Feldspar crystallization under magma-mixing conditions shown by cathodoluminescence and geochemical modelling – a case study from the Karkonosze pluton (SW Poland). *Mineralogical Magazine*, 68: 561–577.

Słaby E., Martin H., 2008. Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze pluton (Sudetes, Bohemian Massif). *Journal of Petrology*, 49: 353–391.

Słaby E., Galbarczyk-Gąsiorowska L., Baszkiewicz A., 2002. Mantled alkali-feldspar megacrysts from the marginal part of the Karkonosze granitoid massif (SW-Poland). *Acta Geologica Polonica*, 52: 501–519.

## Literatura

- Slaby E., Breitkreuz C., Żaba J., Domańska-Siuda J., Gajdzik K., Falenty K., Falenty A., 2010. Magma generation in an alternating transtensional-transpressional regime, the Kraków–Lubliniec Fault Zone, Poland. *Lithos*, 119: 251–268.
- Soboń-Podgórska J., 1973. Stratygrafia utworów węglanowych dewonu i karbonu w wiercieniu Goczałkowice IG-1 na podstawie mikrofauny otwornicowej. *W: Dokumentacja geologiczno-wynikowa otworu strukturalno-parametrycznego Goczałkowice IG 1*. CAG, [nr inw. 118492], Warszawa.
- Soboń-Podgórska J., 1979. Stratygrafia otwornicowa szczytowej części formacji węglanowej karbonu dolnego w GZW. *W: Materiały 2 Sympozjum Stratygrafia węglonośnej formacji karbońskiej w Polsce*: 53–59.
- Soboń-Podgórska J., 1982. Stratygrafia otwornicowa w wiercieniu Czaplnek IG 1. *W: Dokumentacja wynikowa otworu Czaplnek IG 1*. CAG, Warszawa [nr inw. 127552].
- Soboń-Podgórska J., 1986. Stratygrafia otwornicowa utworów karbonu w wiercieniu Moracz IG 1. *W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Moracz IG 1*. CAG, Warszawa [nr inw. 129770].
- Soboń-Podgórska J., 1991. Stratygrafia otwornicowa w otworze Piaski PIG-2. *W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Piaski PIG-2*. CAG, Warszawa [nr inw. 132858].
- Soboń-Podgórska J., Tomasz A., 1995. Foraminifera. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 44–47.
- Somerville I.D., 2008. Biostratigraphic zonation and correlation of Mississippian rocks in Western Europe: some case studies in the late Viséan/Serpukhivian. *Geological Journal*, 43: 209–240.
- Steltenpohl M.G., Cymerman Z., Krogh E.J., Kunk M.J., 1993. Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. *Geology*, 21: 1111–1114.
- Stopa S.Z., 1957a. Warstwy zabrskie w okolicy Knurawa i Sońnicy oraz w okolicy Bytomia. *Przegląd Geologiczny*, 5: 358–364.
- Stopa S.Z., 1957b. Podział stratygraficzny karbonu produktywnego w Zagłębiu Górnośląskim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 115: 195–238.
- Stopa S.Z., 1959. Nowe ujęcie warstw siódolowych: grupa warstw zabrskich – namur B. *Zeszyty Naukowe AGH*, 22, Geologia, 3: 2–22.
- Stopa S.Z., 1967. Problematyka stratygraficzna podziału karbonu krakowsko-śląskiego w świetle paleobotaniki. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 37: 7–25.
- Szczepański J., 2002. The <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar cooling ages of white micas from the Jegłowa Beds (Strzelin massif, Fore-Sudetic block, SW Poland). *Geologia Sudetica*, 34: 1–7.
- Szulczewski M., 1973. Famennian–Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dalnia in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 23: 15–59.
- Szulczewski M., 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. *Geological Quarterly*, 39: 471–488.
- Szulczewski M., Belka Z., Skompski S., 1996. The drowning of a carbonate platform: an example from the Devonian–Carboniferous of the southwestern Holy Cross Mountains, Poland. *Sedimentary Geology*, 106: 21–49.
- Ślusarczyk S., 1980. Wyniki badań palinologicznych prób z wybranych otworów wiertniczych rejonu wyniesienia wolsztyńsko-pogorzelskiego. *Prace Naukowe Instytutu Geologii Politechniki Wrocławskiej*, 35, *Studia i Materiały*, 16: 47–73.
- Tabor M., 1991. Faunistyczne poziomy korelacyjne serii limnicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Materiały 14 Sympozjum Geologia formacji węglonośnych Polski. Formacja karbońska*: 56–60.
- Tabor M., 1995. Freshwater Bivalvia of the Upper Namurian and Westphalian (limnic sediments) from the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 143: 1–25.
- Teisseyre A.K., 1968. Charakterystyka sedimentologiczna najniższego kulmu ładowego w północnej części niecki śródsudeckiej. *Geologia Sudetica*, 4: 222–298.
- Teisseyre A.K., 1971. Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. *Geologia Sudetica*, 5: 237–280.
- Teisseyre A.K., 1975. Sedimentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. *Geologia Sudetica*, 9: 7–89.
- Teisseyre H., 1956. Depresja Świebodzie jako jednostka geologiczna. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 106: 5–60.
- Tomasz A., Zając R., 1996. Utwory młodszego paleozoiku w podłożu polskich Karpat Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 44: 477–486.
- Truszel M., Karwowski Ł., Lasoń K., Markiewicz J., Żaba J., 2006. Magmatism and metamorphism of the Kraków–Lubliniec tectonic zone as a clue to the occurrence of polymetallic deposits. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 55–103.
- Trzepierczyńska A., 1997. Palynostratigraphy of the Upper Carboniferous sediments in some boreholes from the Intra-Sudetic Depression. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 157: 273–288.
- Trzepierczyńska A., 2001. Biostratygrafia klastycznych utworów karbonu na podstawie miospor w profilu otworu Tarnawa 1. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 174: 67–80.
- Trzepierczyńska A., 2003. Palynostratigraphy of the Culm deposits of the Moravian-Silesian zone (Poland) at Toszek Castle Hill. *Geological Quarterly*, 47: 373–380.
- Trzepierczyńska A., Kmiecik H., 2019. Palinostratygrafia karbonu na podstawie miospor. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 157: 104–114.
- Turnau E., 1978. Spore zonation of Uppermost Devonian and Lower Carboniferous of Western Pomerania. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 30: 1–34.
- Turnau E., 1979. Korelacja utworów górnego dewonu i karbonu Pomorza Zachodniego w oparciu o badania miosporowe. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49: 231–269.
- Turnau E., 1985. Devonian–Carboniferous boundary in the borehole Kowala 1 (southern Holy Cross Mts, Poland). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 33: 2–5.
- Turnau E., 2006a. Wyniki badań biostratygraficznych. Badania palinostratygraficzne osadów karbonu. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 111: 59.
- Turnau E., 2006b. Wyniki badań biostratygraficznych. Badania palinostratygraficzne karbonu. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 112: 62–63.
- Turnau E., Żelaźniewicz A., Franke W., 2002. Middle to early late Viséan onset of late orogenic sedimentation in the Intra-Sudetic Basin, West Sudetes: miospore evidence and tectonic implication. *Geologia Sudetica*, 34: 9–16.
- Turnau E., Trzepierczyńska A., Protas A., 2005. Palynostratigraphy of the Mississippian Łobżonka Formation of Western Pomerania (NW Poland). *Geological Quarterly*, 49: 93–98.
- Turniak K., Bröckner M., 2002. Age of the two-mica granite from the Strzegom–Sobótka massif – new data from U/Pb monazite and xenotime study. *Mineralogical Society of Poland Special Papers*, 20: 211–214.
- Turniak K., Tichomirowa M., Bombach K., 2005. Zircon Pb-evaporation ages of granitoids from the Strzegom–Sobótka massif (SW Poland). *Mineralogical Society of Poland Special Papers*, 25: 241–245.
- Turniak K., Tichomirowa M., Bombach K., 2006. Pb-evaporation zircon ages of post-tectonic granitoids from the Strzelin Massif (SW Poland). *Mineralogical Society of Poland Special Papers*, 29: 212–215.
- Turniak K., Hałas S., Wójtowicz A., 2007. New K–Ar cooling ages of granitoids from the Strzegom Sobótka Massif, SW Poland. *Geochronometria* 27: 5–9.
- Turniak K., Mazur S., Domańska-Siuda J., Szuszkiewicz A., 2014. SHRIMP U–Pb zircon dating for granitoids from the Strzelin–Sobótka Massif, SW Poland: Constraints on the initial time of Permo-Mesozoic lithosphere thinning beneath Central Europe. *Lithos*, 208–209: 415–429.
- Ulrych, J., Fediuk, F., Lang, M., Martinec, P., 2004. Late Palaeozoic volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, Bohemian Massif: petrological and geochemical characteristics. *Chemie der Erde*, 64: 127–153.
- Unrug R., 1977. Dolnokarboński flisz (kulm) w rejonie Głubczyc. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47: 73–92.
- Unrug R., Dembowski Z., 1971. Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 61: 119–168.
- Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Wąjsprych B., 1978. Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich (Sudety). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 48: 99–127.
- Wąjsprych B., 1995. The Bardo Mts rock complex. *W: XIII International Congress on Carboniferous–Permian, Guide to Excursion B2*: 23–42.
- Waksmundzka M.I., 2008. Korelacja i geneza piaskowców karbońskich w świetle stratygrafii sekwencyjnej i ich potencjał węglowodorowy w północno-zachodniej i centralnej części basenu lubelskiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 429: 215–224.
- Waksmundzka M.I., 2010a. Sequence stratigraphy of Carboniferous paralic deposits in the Lublin Basin (SE Poland). *Acta Geologica Polonica*, 60: 557–597.
- Waksmundzka M.I., 2010b. Mapy litofacjalno-paleomiąższościowe i paleogeologiczne karbonu. *W: Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich* (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Waksmundzka M.I., 2013. Carboniferous coarsening-upward and non-gradational cyclothem in the Lublin Basin (SE Poland): palaeoclimatic implications. *Geological Society Special Publications*, 376: 141–175.
- Waksmundzka M.I., 2019a. Karbon. Litologia, stratygrafia i sedimentologia. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 156: 69–74.
- Waksmundzka M.I., 2019b. Karbon. Litologia, stratygrafia i sedimentologia. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 157: 92–99.
- Waksmundzka M.I., 2023. Karbon. Litologia, stratygrafia i sedimentologia. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 167: 112–119.
- Waksmundzka M.I., Buła Z., 2017. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu. *W: Atlas Geologiczny Polski* (red. J. Nawrocki, A. Becker): 28. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Waksmundzka M.I., Buła Z., Skompski S., 2017. Karbon 1:5 000 000. Mapy miąższości skał w podziale na systemy stratygraficzne. *W: Atlas geologiczny Polski* (red. J. Nawrocki, A. Becker): 66–67. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Waksmundzka M.I., Kozłowska A., Pańczyk M., 2021. A putative Tournaisian and Viséan volcanic-sedimentary succession in the Lublin Basin, SE Poland: depositional processes, petrological characteristics and sequence stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, 71: 305–344.
- Waksmundzka M.I., Kozłowska A., Pańczyk M., 2024. Utwory turneju w basenie lubelskim: środowiska sedymentacji, wulkanizm bimodalny, charakterystyka petrograficzna i stratygrafia sekwencji. *W: 4 Polski Kongres Geologiczny* Poznań: 163.
- Waters C.N., Condon D.J., 2012. Nature and timing of Late Mississippian to Mid-Pennsylvanian glacio-eustatic sea-level changes of the Pennine Basin, UK. *Journal of the Geological Society*, 169, 37–51.

- Wierzycholowski B., 1976. Granitoids of the Kłodzko–Złoty Stok massif and their contact influence on the country rocks (petrographic characteristics). *Geologia Sudetica*, 11: 7–147.
- Wierzycholowski B., 1977. Dyke rocks of the Kłodzko–Złoty Stok granitoid massif. *Geologia Sudetica*, 12: 7–28.
- Wilamowski A., 1998. Geotectonic environment of the Karkonosze and Tatra granite intrusions based on geochemical data. *Archiwum Mineralogiczne*, 51: 261–271.
- Wiszniewska J., Petecki Z., Krzemińska E., Grabarczyk A., Demaffe D., 2020. The Tajno ultra mafic-alkaline-carbonatite massif, NE Poland: a review. *Geophysics, petrology, geochronology and isotopic signature. Geological Quarterly*, 64: 402–421.
- Wojciechowska I., 1975. Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations. *Geologia Sudetica*, 10: 61–121.
- Wojewoda J., 2016. O konieczności wykonania drugiej edycji Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 – przykłady rewizji budowy geologicznej z wykorzystaniem podkładu lidarowego numerycznego modelu powierzchni terenu. *Przegląd Geologiczny*, 64: 597–603.
- Wolska A., 2012. Petrology and geochemistry of granitoids and their mafic microgranular enclaves (MME) in marginal part of the Małopolska Block (S Poland). *Mineralogia*, 43: 3–127.
- Woszczyńska S., 1971. Opracowanie mikropaleontologiczne 16 próbek z wiercienia Siedliska IG 1. *W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego strukturalno-parametrycznego Siedliska IG 1*. CAG, Warszawa [nr inw. 111445].
- Woszczyńska S., 1981. The Foraminifera and Ostracoda of the Carboniferous marine deposits in the Lublin region, Poland. *Prace Instytutu Geologicznego*, 99.
- Wójcik K., 2018. Biostratygrafia utworów karbonu na podstawie otwornic. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 149: 59–64.
- Wójcik K., 2019. Wyniki badań biostratygraficznych utworów karbonu na podstawie otwornic. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 157: 101–103.
- Wójcik K., 2023. Otwornice, konodonty i glony wapienne karbonu. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 167: 119.
- Wójcik-Tabol P., Dąbek J., Nowak G., 2021. Wstępna charakterystyka mineralogiczna czarnych lupków antrakozjowych z obszaru synklinorium śródsudeckiego. *Przegląd Geologiczny*, 69: 389–392.
- Zagórska U., Kowalska S., Ślāma J., Dziubińska B., Wolański K., 2020. Detrital zircon provenance of Carboniferous sandstones of the Variscan Externides (SW Poland) – record of the eastern Variscides exhumation. *International Journal of Earth Sciences*, 109: 2169–2187.
- Zając R., 1981. Korelacja utworów dewonu i karbonu dolnego podłoża środkowej części zapadliśka przedkarpackiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 331: 39–56.
- Zając R., Tomasz A., 1986. Zmienność facjalna utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w podłożu zapadliśka przedkarpackiego (obszar Krakowa). *Arch. OK Państw. Inst. Geol., Kraków* [nr inw. 2410].
- Zając R., Tomasz A., 1990. Wykształcenie litofacjalne utworów dewonu górnego w rejonie północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwartalnik Geologiczny*, 34: 773.
- Zdanowski A., 1991. Magnuszew formation deposits (Westphalian C–D) in the western part of the Lublin Coal Basin. *W: Abstracts, 14<sup>th</sup> Symposium on Geology of coal-bearing formations of Poland*: 66–68.
- Zdanowski A., 1999. Atlas Geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Zdanowski A., 2016. Poziom morski z *Dunbarella* i jego znaczenie w korelacji serii węglonośnej karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Przegląd Górniczy*, 72: 109–112.
- Zdanowski A., Żakowa H. (red.), 1995. The Carboniferous System in Poland. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148.
- Ziegler P.A., 1986. Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics*, 126: 303–328.
- Ziegler P.A., 1989. Evolution of Laurussia – a study in Late Palaeozoic plate tectonics. *Kluwer Academic, Dordrecht*.
- Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. 2<sup>nd</sup> Edition, Shell Internationale Petroleum Mij. B.V. and Geological Society, London.
- Zimmermann F., 1960. Paleobotanische zapiski z dolnośląskiego karbonu (II). *Przyczynek do znajomości paproci nasiennych*. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 151: 71–127.
- Znosko J. (red.), 1998. Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żak J., Klomiński J., 2007. Magmatic structure in the Krkonoše-Jizera Plutonic Complex, Bohemian Massif: Evidence for localized multiphase flow and small-scale thermal-mechanical instabilities in a granitic magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164: 254–267.
- Żak J., Verner K., Ślāma J., Kachlik V., Chlupáčová M., 2013. Multistage magma emplacement and progressive strain accumulation in the shallow-level Krkonoše-Jizera plutonic complex, Bohemian massif. *Tectonics*, 32: 1493–1512.
- Żakowa H., 1958. Górny wizen dolnokarbońskiej niecki śródsudeckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 609–625.
- Żakowa H., 1960. Poziom *Goniatites crenistria* z Glinna (Góry Sowie). *Kwartalnik Geologiczny*, 4: 349–366.

## Literatura

- Żakowa H., 1962. Warstwy zarębiańskie i warstwy z Górna (dolny karbon) w synklinie łagowskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 174: 161–222.
- Żakowa H., 1963. Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. *Kwartalnik Geologiczny*, 7: 73–94.
- Żakowa H., 1966. Poziom *Goniatites crenistria* Phill. w okolicy Sokolca i Jugowa u podnóża Gór Sowich (Sudety Środkowe). *Prace Instytutu Geologicznego*, 43.
- Żakowa H., 1971. Poziom *Goniatites granosus* w synklinie gałęzickiej (Góry Świętokrzyskie). *Prace Instytutu Geologicznego*, 60.
- Żakowa H., 1982. Poziom *Goniatites granosus* (wizen górny) w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 26: 297–326.
- Żakowa H., 1992. *Goniatites* from the Upper Viséan (Kielce Syncline, the Holy Cross Mts., Poland). *Kwartalnik Geologiczny*, 36: 327–344.
- Żakowa H., Jurkiewicz H., 1995. Małopolska region. Miechów trough. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 115–119.
- Żakowa H., Molec J., 1992. New data about the Carboniferous of the Kielce Syncline (the Holly Cross Mts.). *Geological Quarterly*, 36: 305–326.
- Żakowa H., Migaszkowski Z., 1995. Góry Świętokrzyskie Mts. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 109–115.
- Żakowa H., Paszkowski M., 1989. Pozycja stratygraficzna warstw zarębiańskich (karbon dolny) w Górach Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 33: 376–377.
- Żakowa H., Pawłowska J., 1961. Dolny karbon na obszarze między Radlinem I Górnem w synklinorium kielecko-łagowskim (Góry Świętokrzyskie). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 167: 101–166.
- Żakowa H., Pawłowska J., 1966. Karbon synkliny miedzianogórskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 195: 5–64.
- Żakowa H., Żak C., 1962. Dolny karbon z Kamionek (Góry Sowie). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 173: 169–277.
- Żakowa H., Nehring-Lefeld M., Molec J., 1985. Devonian–Carboniferous boundary in the borehole Kowala 1 (southern Holy Cross Mts, Poland). *Macro- and microfauna. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 33: 87–95.
- Żbikowska B., 1992. Entomozoidy (małżorzaczki) górnego dewonu i najniższego karbonu Pomorza Zachodniego. *Przegląd Geologiczny*, 40: 612.
- Żelaźniewicz A., 1977. Granitoidy masywu Kudowy-Oleśnic. *Geologia Sudetica*, 12: 137–157.
- Żelaźniewicz A., Pańczyk M., Nawrocki J., Fanning M., 2008. A Carboniferous/Permian, calc-alkaline, I-type granodiorite from the Małopolska Block, Southern Poland: implications from geochemical and U–Pb zircon age data. *Geological Quarterly*, 52: 301–308.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślāczka A., Żaba J., Żyto K., 2011. Regionalizacja Tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.
- Żelaźniewicz A., Oberc-Dziedzic T., Fanning C.M., Protas A., Muszyński A., 2016. Late Carboniferous–Early Permian events in the Trans-European Suture Zone: Tectonic and acid magmatic evidence from Poland. *Tectonophysics*, 675: 227–243.
- Żelichowski A.M., 1964. Wstępne opracowanie profilu karbonu z Ostrzeszowa. *Kwartalnik Geologiczny*, 8: 102–109.
- Żelichowski A.M., 1969. Karbon. *W: Ropo- i gazonośność obszaru lubelskiego na tle budowy geologicznej – część I: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego* (red. S. Depowski): 70–85. *Prace geostrukturalne Inst. Geol., Warszawa*.
- Żelichowski A.M., 1979. Budowa geologiczna podłoża niecki brzeżnej na granicy odcinka warszawskiego i lubelskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 125–139.
- Żelichowski A.M., 1983. Karbon. *Prace Instytutu Geologicznego*, 103: 78–84.
- Żelichowski A.M., 1984. Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *W: Przewodnik 56 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 21–35.
- Żelichowski A.M., 1987. Stratygrafia i rozwój sedymentacji karbonu. *Prace Instytutu Geologicznego*, 119: 26–51.
- Żelichowski A.M., 1988. Charakterystyka litostratygraficzna karbonu. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 65: 153–158.
- Żelichowski A.M., 1995a. Lithostratigraphy and sedimentological-paleogeographical development, Western Pomerania. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 97–100.
- Żelichowski A.M., 1995b. Lithostratigraphy and sedimentological-paleogeographical development. Wielkopolska. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 148–151.
- Żelichowski A.M., 1995c. Central Poland. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 100–102.
- Żelichowski A.M., Kozłowski Z., 1983. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. *Wydaw. Geol., Warszawa*.
- Żelichowski A.M., Chlebowski R., Grotek I., Kmiecik H., Kowalski W., Woszczyńska S., 1983. Osady karbonu w strefie uskoku Grójca. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 344: 57–118.
- Żoldani E., 1989. Megaspore studies of coal seams from the Milejów IG 5 borehole (Lublin Coal Basin). *W: Materiały XII Sympozjum Geologia formacji węglonośnych Polski*: 17–18.
- Żoldani Z., 1988. Stratygrafia karbonu na podstawie megaspor. *Prace Instytutu Geologicznego*, 122: 148–154.
- Żołyński L., 1997. Sekwencja allodapiczna w północno-zachodniej części struktury bardzkiej – analiza litostratygraficzno-facjalna. *Przegląd Geologiczny*, 45: 826–830.

