

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW DEWONU I KARBONU Z CENTRALNEJ CZĘŚCI MASYWU MAŁOPOLSKIEGO NA PODSTAWIE KONODONTÓW

CONODONT BIOSTRATIGRAPHY OF THE DEVONIAN AND CARBONIFEROUS ROCKS IN THE CENTRAL PART OF THE MAŁOPOLSKA MASSIF

JAN MALEC¹

Abstrakt. W profilach otworów wiertniczych Pagów IG 1 i Węgrzynów IG 1 (centralna część masywu małopolskiego) wykonano badania konodontów z utworów węglanowych dewonu i najniższego karbonu. W profilu Węgrzynowa na podstawie konodontów udokumentowano utwory żywetu, franu i famenu datowane na poziomy dolny *falsiovalis*–górny *postera*, oraz turneju i wizenu z poziomów *delicatus*–*texasus*. W profilu Pagowa na podstawie konodontów udokumentowano fran i famen w zakresie poziomów *jamieae*–górny *rhenana* oraz dolny *expansa*. Niepełna sukcesja poziomów konodontowych w profilach Pagowa i Węgrzynowa wskazuje na obecność luk stratygraficznych. W Pagowie luki stwierdzono w utworach dewonu górnego oraz między utworami dewonu i karbonu, natomiast w Węgrzynowie w utworach z pogranicza dewonu i karbonu. W rejonie Węgrzynowa osady dewonu górnego były deponowane w zbiorniku o znacznie większej subsydencji niż w rejonie Pagowa. Utwory dewonu górnego masywu małopolskiego i obszarów ościennych odpowiadające zbliżonym przedziałom biostratygraficznym są podobne pod względem litologicznym i biofacjalnym.

Słowa kluczowe: konodonty, biostratygrafia, dewon, karbon, masyw małopolski.

Abstract. The conodont study was performed on Devonian and lowermost Carboniferous carbonate rocks from the Pagów IG 1 and Węgrzynów IG 1 boreholes located in the central part of the Małopolska Massif. Based on the conodont biostratigraphy, sediments assigned to the Givetian, Frasnian and Famennian (lower *falsiovalis*–upper *postera* zones) and to the Tournaisian and Visean (*delicatus*–*texasus* zones) were examined in the Węgrzynów section. The Pagów section is represented by Frasnian and Famennian sediments ascribed to the *jamieae*–upper *rhenana* and lower *expansa* zones. The incomplete conodont zone succession in the Pagów and Węgrzynów sections indicates the presence of stratigraphic gaps. In Pagów, these hiatuses were pinpointed in the Upper Devonian and between the Devonian and the Carboniferous, whereas in Węgrzynów at the Devonian–Carboniferous boundary. In the Węgrzynów area, deposition of the Upper Devonian sediments occurred in a basin, showing much greater subsidence than that in the Pagów area. In the Late Devonian sediments of the Małopolska Massif and neighbouring areas of much the same biostratigraphic intervals are similar in terms of lithologic and biofacies characteristics.

Key words: conodonts, biostratigraphy, Devonian, Carboniferous, Małopolska Massif.

WSTĘP

Na obszarze masywu małopolskiego węglanowe utwory dewonu o wieku od wczesnego eiflu do późnego famenu udokumentowano w wielu profilach otworów wiertniczych (por. Jurkiewicz, 1965, 1969, 1973, 1975, 1976a, b, 1990,

1991; Jaworowski i in., 1967; Jurkiewicz, Żakowa, 1969, 1972; Kicuła, Żakowa, 1972; Tarnowska, 1990). Dotychczas nie zaproponowano żadnego podziału litostratygraficznego sekwencji węglanowej dewonu tego rejonu. Wcześniej

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; e-mail: jan.malec@pgi.gov.pl.

dane dotyczące pozycji biostratygraficznej utworów węglanowych dewonu i najniższego karbonu pochodziły głównie z analizy występujących w tych skałach szczątków makrofaunistycznych.

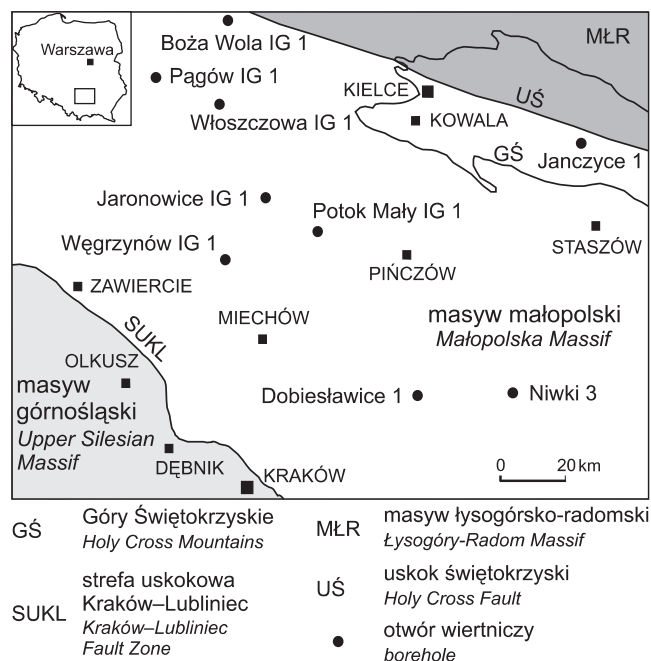


Fig. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych na obszarze centralnej części masywu małopolskiego

Location of the investigated boreholes in the central part of the Małopolska Massif

Na obszarze masywu małopolskiego autor prowadził badania konodontów z profili otworów wiertniczych Boża Wola IG 1, Jaronowice IG 1, Pağów IG 1, Potok Mały IG 1, Węgrzynów IG 1 i Włoszczowa IG 1 (fig. 1). Materiał konodontowy uzyskano tylko z profili otworów Pağów IG 1 i Węgrzynów IG 1. W pierwszym przypadku na podstawie zespołów konodontów potwierdzono obecność utworów franu i famenu, w drugim udokumentowano utwory najwyższego żywetu, franu, famenu, turneju i wizenu. W profilu Węgrzynowa nie znaleziono konodontów w skałach zaliczanych do eiflu i większej części żywetu.

Z uwagi na sposób wykonywania wierceń, polegający na pobieraniu kilkumetrowej długości rdzenia co kilkanaście–kilkadziesiąt metrów, możliwość precyzyjnego wyznaczenia zasięgu kolejnych poziomów konodontowych w obu profilach była ograniczona. Dokładność wyznaczenia pozycji biostratygraficznej rdzeniowanych odcinków jest zróżnicowana w zależności od obecności i frekwencji diagnostycznych konodontów.

W artykule omówiono w ogólnym zarysie wyniki dotychczasowych badań konodontów z utworów dewonu i najniższego karbonu masywu małopolskiego i obszarów przyległych. Scharakteryzowano ilościowy i jakościowy udział fauny konodontowej w utworach dewonu i karbonu profili Węgrzynowa i Pağowa, a także wyróżniono w tych profilach standardowe poziomy konodontowe (fig. 2, 3; tab. 1, 2). Na podstawie rozpoznanych sukcesji konodontowych wyznaczono granice pięter wyższego dewonu i niższego karbonu. Przeprowadzono wstępne porównanie lito- i biostratygrafii utworów dewonu środkowego i górnego oraz karbonu dolnego z masywu małopolskiego z równowiekowymi utworami rozpoznanymi na obszarach przyległych (tab. 3).

Objaśnienia do figur 2 i 3

Explanations to Figures 2 and 3

	wapienie limestones		piaskowce sandstones		stylioliny styliolinids		zęby ryb fish teeth
	wapienie gruzłowe nodular limestones		zlepierńce conglomerates		tentakulity tentaculites		amfipory Amphipora
	wapienie ziarniste grained limestones		próbki pozytywne productive samples		małżoraczki ostracods		tabulaty gałązkowe branching corals
	margle marls		próbki negatywne barren samples		lilowce crinoids		tabulaty masywne domal corals
	wapienie dolomityczne dolomitic limestones		glony algae		skleryty strzykw holothurian sclerites		tetrakorale osobnicze solitary corals
	dolomity wapniste calcareous dolomites		igły gąbek sponge spicules		ramienionogi brachiopods		stromatoporoidy stromatoporoids
	dolomity dolomites		radiolarie radiolarians		konodonty conodonts		szczątki roślin plant detritus
	gips i anhydryt gypsum and anhydrite		ślímaki gastropods		goniatyty goniatites		
	mułowce siltstones		małże bivalves		łódziki nautilus		

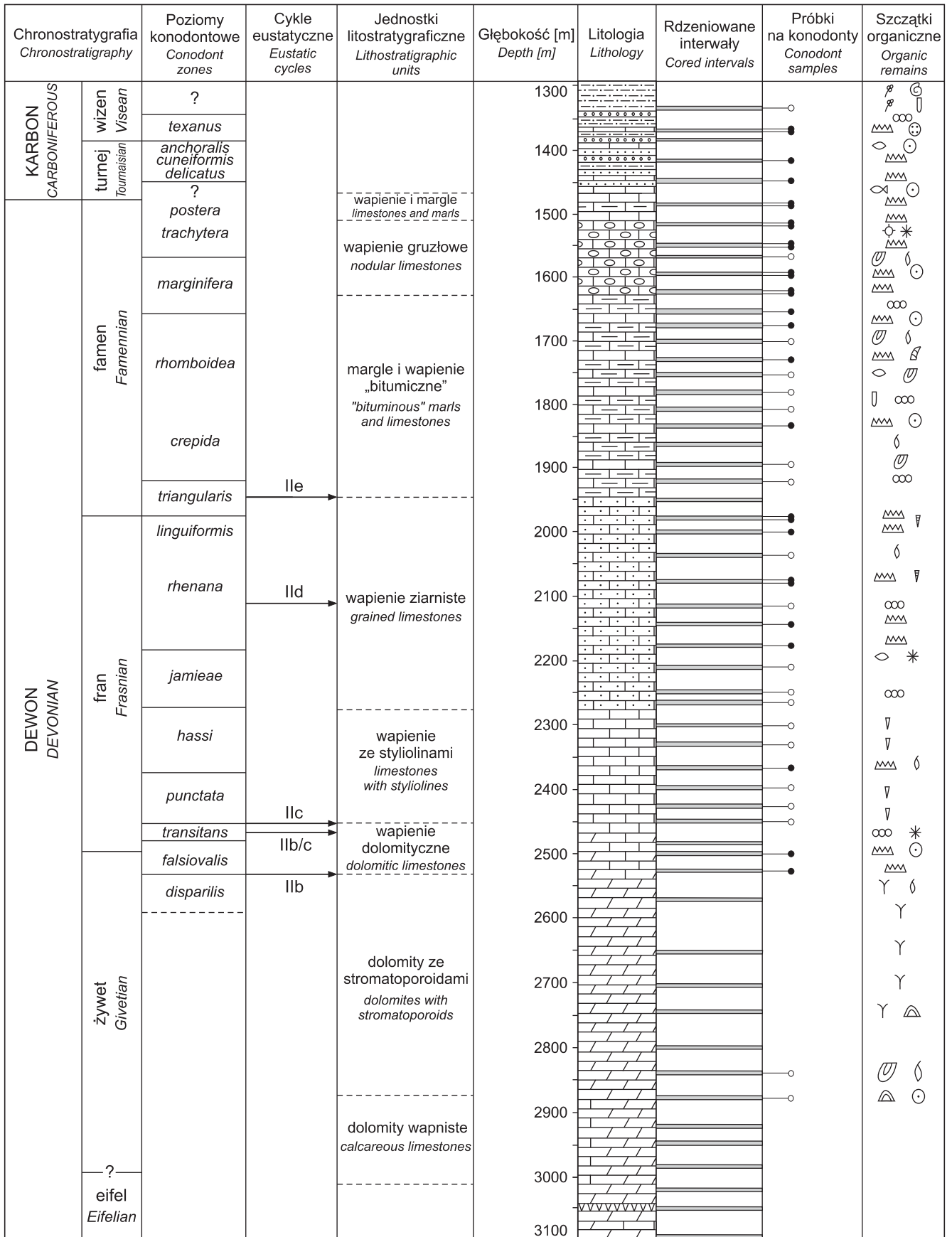


Fig. 2. Profil litologiczny utworów dewonu i karbonu w otworze wiertniczym Węgrzynów IG 1

Lithologic profile of Devonian and Carboniferous sediments in Węgrzynów IG 1 borehole

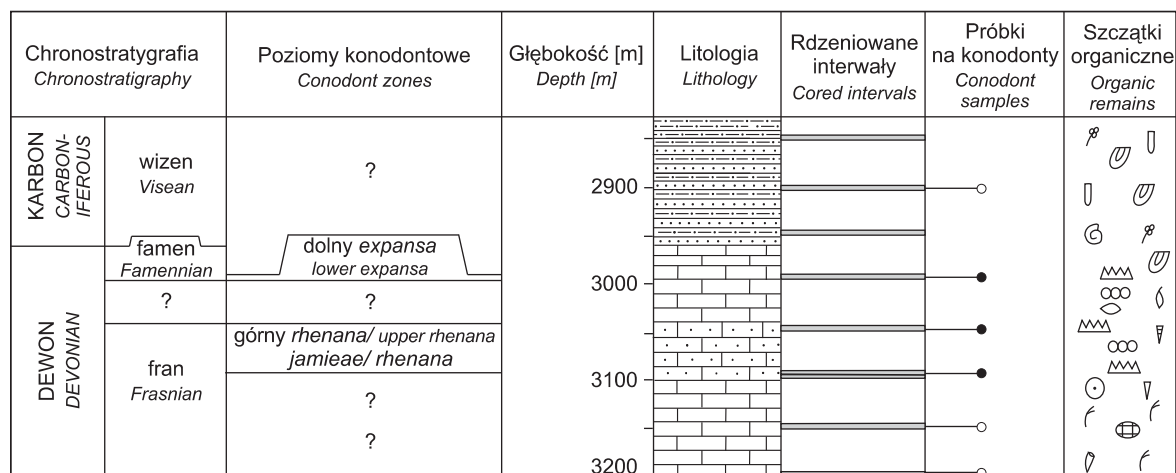


Fig. 3. Profil litologiczny utworów dewonu i karbonu w otworze wiertniczym Pągów IG 1

Lithologic profile of Devonian and Carboniferous sediments in Pągów IG 1 borehole

WYNIKI DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ KONODONTÓW

Na obszarze masywu małopolskiego badania konodontów z dewonu i karbonu prowadzono dotychczas w ograniczonym zakresie. W profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 pod kątem obecności konodontów Chorowska (1972) zbadała utwory z głębokości 1367,5–1863,5 m. W 13 próbkach z głębokości 1367,5–1551,5 m stwierdziła obecność konodontów famenu górnego, turneju i wizenu dolnego. W utworach dewonu górnego i karbonu dolnego wyróżniła łącznie 66 taksonów konodontów, w tym 26 taksonów o istotnym znaczeniu stratygraficznym. Na ich podstawie udokumentowano utwory famenu górnego na głębokości 1477,8–1551,5 m (poziomy konodontowe ?górnny *marginifera*–?górnny *postera*) oraz karbonu dolnego na głębokości 1367,5–1448,8 m (poziomy *delicatus*–*texanus*).

W południowej części masywu małopolskiego, w profilu otworu wiertniczego Dobiesławice 1, na głębokości 2185,7–2265,4 m, na podstawie konodontów ustalono pozycję biostratygraficzną utworów famenu dolnego (Kicuła, Żakowa, 1972). W profilu otworu Niwki 3, znajdującego się na wschód od otworu Dobiesławice 1, znaleziono nieliczny zespół konodontów famenu dolnego i karbonu dolnego (Zajac, 1984). W profilach otworów Pągów IG 1 i Węgrzynów IG 1 biostratygrafia dewonu i karbonu dolnego na podstawie konodontów była przedmiotem badań autora (Malec, 2001, 2013).

Dewońskie konodonty rozpoznano w południowo-wschodniej części masywu górnośląskiego, w rejonie antykliny Krakowa i antykliny Dębника. W obu jednostkach stwierdzono je w utworach franu i famenu (Chorowska, 1975; Baliński,

1979, 1995; M. Narkiewicz, Racki, 1984). Na podstawie konodontów stosunkowo dobrze określono biostratyfografię utworów dewonu górnego i karbonu dolnego wschodniej części masywu górnośląskiego. W początkowym okresie badań zespoły konodontów franu i famenu udokumentowano w pojedynczych profilach otworów wiertniczych z rejonu Siewierza i Olkusza (Nehring, 1967; Chorowska, 1969). W kolejnym etapie w profilach otworów odwierconych między Zawierciem a Olkuszem rozpoznano prawie wszystkie poziomy konodontowe franu dolnego i famenu górnego (M. Narkiewicz, 1978a). Z profili otworów wykonanych między Sosnowcem a Olkuszem opisano bogatą faunę konodontową karbonu dolnego, reprezentującą turnej i wizenu dolny (Matyja, M. Narkiewicz, 1979; Bełka, 1985). Biostratyfografię konodontową utworów węglanowych dewonu środkowego i górnego w krawędziowej, wschodniej części masywu górnośląskiego przedstawił Woźniak (2001).

W Górach Świętokrzyskich dewońskie konodonty najlepiej rozpoznano w regionie kieleckim. Liczne zespoły konodontów opisano z utworów z pogranicza dewonu środkowego i górnego (Racki, 1985, 1993; Racki, Bultynck, 1993), z dewonu górnego (Helms, Wolska, 1967; Wolska, 1967; Szulczewski, 1971, 1972; Szulczewski, Żakowa, 1976; Nehring-Lefeld, 1990; Matyja, M. Narkiewicz, 1995; Dzik, 2002; Pisarzowska i in., 2006; Sobstel i in., 2006; Woroncnowa-Marcinowska, 2006) i z pogranicza dewonu i karbonu (Freyer, Żakowa, 1967; Szulczewski, 1973; Żakowa i in., 1983, 1985; Szulczewski i in., 1996a, b; Dzik, 1997; Malec, 2014).

MATERIAŁ BADAWCZY

Próbki do badań pobrano ze skał węglanowych dewonu z profili otworów wiertniczych: Boża Wola IG 1 (gł. 2116,4–2272,0 m – 7 próbek), Jaronowice IG 1 (1828,6–1960,9 m –

19 próbek), Pągów IG 1 (2900,6–3198,0 m – 14 próbek), Potok Mały IG 1 (1790,6–1818,6 m – 3 próbki), Włoszczowa IG 1 (2355,2–2481,9 m – 4 próbki), a także dewonu

i karbonu z profilu otworu Węgrzynów IG 1 (gł. 1066,7–2872,0 m – 77 próbek). Mikroszczątki konodontów znaleziono tylko w próbkach z profili otworów Węgrzynów IG 1 (gł. 1367,7–2528,1 m – 33 próbki) i Pagów IG 1 (gł. 2994,5–3094,5 m – 10 próbek). Z utworów dewonu i karbonu Węgrzynowa i Pagowa wyseparowano łącznie 834 okazy konodontów, w tym 462 reprezentujących elementy Pa oraz 372 formy gałązkowe. Spośród elementów Pa najczęściej okazów należy do rodzajów: *Palmatolepis* (284), *Polygnathus* (126), *Ancyrodella* (23) i *Icriodus* (18), w podrzędnej ilości występują przedstawiciele rodzajów *Bispathodus* (4), *Ancyrognathus* (2), *Pseudopolygnathus* (1), *Scaliognathus* (3) i *Gna-*

thodus (1). W obrębie rodzaju *Polygnathus* wyróżniono łącznie 41 gatunków, *Palmatolepis* – 29, *Ancyrodella* – 4 gatunki, *Icriodus* – 3 gatunki, a z rodzajów *Bispathodus*, *Gnathodus*, *Pseudopolygnathus* i *Scaliognathus* – po jednym gatunku. W materiale badawczym uwzględniono także niektóre taksony konodontów znalezionych przez Chorowską (1972) w profilu Węgrzynowa, w tym z rodzaju *Gnathodus* (10 okazów z jednego gatunku), *Lochriea* (3 okazy z jednego gatunku) i *Siphonodella* (13 okazów z dwóch gatunków). Dane o ilościowym udziale konodontów w poszczególnych próbkach przedstawiono w tabelach 1 i 2, a zdjęcia wybranych okazów zamieszczono na tablicach I–VII.

UWAGI O POZIOMACH KONODONTOWYCH

Na podstawie sukcesji konodontów występujących w profilach otworów wiertniczych Węgrzynów IG 1 i Pagów IG 1 wyróżniono standardowe poziomy konodontowe w sekwencji utworów dewonu i karbonu. W badanym materiale nie znaleziono konodontów z rodzaju *Mesotaxis* oraz najstarszych przedstawicieli rodzaju *Ancyrodella*, na których podstawie są wyróżniane poziomy konodontowe z pogranicza dewonu środkowego i górnego (Sandberg i in., 1989). Poziomy konodontowe w rozpatrywanych utworach franu i famenu ustalono według podziału Sandberga i Zieglera (1973), Klappera i Zieglera (1979), Zieglera i Sandberga (1984, 1990) oraz Sandberga i in. (1994), opartego na zmienności filogenetycznej pelagicznych form z rodzaju *Palmatolepis*. Granice między poziomami wyznaczono na podstawie analizy zasięgów stratygraficznych poszczególnych gatunków i podgatunków wchodzących w skład zespołów konodontów lub na podstawie obecności taksonów indeksowych dla danych poziomów. W podrzędnym zakresie posiłkowano się podziałem opartym na górnodewońskich ikriodusach (Sandberg, Dreesen, 1984), alternatywnym wobec standardowego, ustanowionego na podstawie palmatolepisów. Biostratygrafię utworów karbonu ustalono głównie według schematów przedstawionych przez Sandberga i in. (1978), Lane'a i in. (1980), Belkę (1985), Dreesena i in. (1986), Perri i Spallette (1998) oraz Wendta i in. (2009).

W przypadku otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 konodonty pozyskano z długiego odcinka profilu, obejmującego utwory od najwyższego żywetu do wizenu dolnego, datowane na poziomy dolny *falsiovalis*–*texasus* (fig. 2, tab. 1). Nie znaleziono konodontów z franu z poziomów *transitans*, *punctata*, górny *hassi* i *jamieae*. Nie udokumentowano również konodontów z famenu dolnego z poziomów *triangularis* i *crepida* oraz z turneju dolnego z poziomów *sulcata*–*crenulata*.

W profilu otworu wiertniczego Pagów IG 1 na podstawie konodontów udokumentowano utwory franu odpowiadające poziomom konodontowym *jamieae*–górny *rhenana* i niewielką część utworów famenu, reprezentujących poziom dolny *expansa* (fig. 3, tab. 2).

POZIOMY KONODONTOWE Z POGRANICZA ŻYWETU I FRANU

Poziom dolny *falsiovalis*. Do poziomu dolny *falsiovalis* należą konodonty znalezione w profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 na głębokości 2496,8 i 2528,1 m (fig. 2, tab. 1). Zespół jest złożony z polygnatusów: *Polygnathus dubius* Hinde (tabl. I: 13, 14), *P. cf. dubius* Hinde (tabl. I: 1, 2, 12), *P. alatus* Huddle (tabl. I: 11, tabl. II: 4, 7), *P. cf. alatus* Huddle (tabl. II: 8) i *P. pollocki* Druce. Podobny zespół konodontów, współwystępujących od poziomu górny *disparilis* do poziomu *transitans*, opisano z wielu obszarów (Austin i in., 1985; Klapper, Lane, 1985; Helsen, Bultynck, 1992; Racki, 1993). W utworach dewonu Lubelszczyzny konodonty te udokumentowano w poziomach górny *disparilis*–*jamieae* (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007, 2011). W utworach dewonu regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich *P. alatus* i *P. pollocki* pojawiają się w dolnej części poziomu *falsiovalis* (Racki, Bultynck, 1993).

POZIOMY KONODONTOWE FRANU

W badanym materiale nie stwierdzono obecności gatunków konodontów z poziomów *transitans* i *punctata*. Wynika to zapewne z niskiej frekwencji fauny konodontowej we franie dolnym.

Poziom dolny *hassi*. Konodonty należące najprawdopodobniej do tego poziomu występują w profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 na głębokości 2364,2 m (fig. 2, tab. 1). W zespole złożonym z polygnatusów i palmatolepisów wyróżniono: *Polygnathus dubius* Hinde, *P. cf. dubius* Hinde, *P. dengleri* Bischoff et Ziegler (tabl. I: 15), *P. cf. dengleri* Bischoff et Ziegler (tabl. I: 7), *P. webbi* Stauffer, *P. pennatus* Hinde (tabl. I: 5), *Palmatolepis punctata* (Hinde) i *P. hassi* Muller et Muller (tabl. V: 4). Na przynależność tych konodontów do omawianego poziomu wskazuje obecność młodocianych okazów *P. hassi* – gatunku znanego od poziomu dolny *hassi* (Ziegler, Sandberg, 1990). Oznaczone

Takson	Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1													
	żywet		fran									famen		
	dolny <i>falsiovalis</i>		dolny <i>hassi</i>	dolny <i>rhenana</i>		górnym <i>rhenana</i>		górnym <i>rhenana</i> – <i>?linguiformis</i>		<i>?triangularis</i> – <i>?crepida</i>		górnym <i>rhomboidea</i>		
	2528,1	2496,8	2364,2	2177,2	2144,5	2073,4– 2074,4	2072,6	2071,4	2001,6	1978,0	1976,5	1830,7– 1831,7	1723,0– 1724,0	1671,9
<i>Palmatolepis glabra prima</i>														
<i>Palmatolepis marginifera marginifera</i>														
<i>Polygnathus</i> cf. <i>nodocostatus</i>														
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i>														
<i>Palmatolepis minuta minuta</i>														
<i>Palmatolepis marginifera duplicata</i>														
<i>Polygnathus glaber medius</i>														
<i>Palmatolepis glabra distorta</i>														
<i>Polygnathus diversus</i>														
<i>Polygnathus glaber glaber</i>														
<i>Polygnathus pennatuloideus</i>														
<i>Palmatolepis glabra</i> ssp. indet.														
<i>Palmatolepis glabra lept</i>														
<i>Palmatolepis glabra pectinata</i>														
<i>Polygnathus glaber</i> cf. <i>bilobatus</i>														
<i>Polygnathus szulczewskii</i>														
<i>Polygnathus padovani</i>														
<i>Polygnathus granulatus</i>														
<i>Polygnathus obliquicostatus</i>														
<i>Polygnathus experplexus</i>														
<i>Polygnathus planirostratus</i>														
<i>Polygnathus perplexus</i>														
<i>Palmatolepis glabra</i> cf. <i>distorta</i>														
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>														
<i>Polygnathus margaritatus</i>														
<i>Bispathodus stabilis</i>														
<i>Polygnathus znepolensis</i>														
<i>Gnathodus punctatus</i> *														
<i>Siphonodella cooperi</i> *														
<i>Siphonodella obsoleta</i> *														
<i>Polygnathus mehli</i>														
<i>Scaliognathus anchoralis europensis</i>														
<i>Gnathodus pseudosemiglaber</i>														
<i>Lochriea cracoviensis</i> *														
Elementy gałazkowe	4	6	6	9	1	1	1	1		1				26

* Konodonty opisane przez Chorowską (1972)

* Conodonts described by Chorowska (1972)

Tabela 1 cd.

– piętro, poziom konodontowy, głębokość [m]

dolny <i>marginifera</i>	famen													turnej		wizen		
	gómy <i>marginifera</i>					?najwyższy <i>marginifera</i> – ?dolny <i>trachytera</i>		gómy <i>trachytera</i>			środkowy– gómy <i>postera</i>		<i>delicatatus</i>	<i>anchoralis</i>	<i>texasus</i>			
1655,0	1624,5	1623,4– 1624,4	1621,3	1594,2	1593,3	1549,5	1547,0	1512,4	1511,7	1510,6	1510,2	1480,4	1478,5	1448,4– 1448,8	1413,3	1387,7	1370,6	1367,5– 1368,5
	1		3	1														
		1			1													
		1																
				2	1													
				3		2				1								
				4														
				1														
				1														
				3														
				1														
					1													
					1													
						6	4		5	7								
							1											
								1		1								
								5										
								1										
								1										
								1										
								1										
								1										
								2				1						
									6	5								
										1								
												1						
												4						
												4						
														10				
														2				
														11				
															2			
															3			
																1		
																		3
3			4	11	2	2	4	8	4	12	2	6	11		18	1	1	1

Tabela 2

Występowanie konodontów w otworze wiertniczym Pagów IG 1

Occurrence of the conodonts in the Pagów IG 1 borehole

Takson	Otwór wiertniczy Pagów IG 1 – piętro, poziom konodontowy, głębokość [m]									
	fran								famen	
	<i>jamieae</i> – dolny <i>rhenana</i>	górný <i>rhenana</i>							dolny <i>expansa</i>	
	3093,9– 3094,5	3046,7– 3047,2	3046,5	3045,0	3044,5	3044,2	3043,0	3040,7– 3041,7	2996,0– 2996,5	2994,5– 2995,5
<i>Palmatolepis proversa</i>	5									
<i>Icriodus symmetricus</i>	6									
<i>Ancyrodella gigas</i>	1									
<i>Polygnathus elegantulus</i>	8									
<i>Polygnathus decorosus</i>	3									
<i>Polygnathus cf. olgae</i>	2									
<i>Palmatolepis ederi</i>	1									
<i>Palmatolepis jamieae</i>	5		5			3				
<i>Palmatolepis subrecta</i>		2	37	2	2	16	30	8		
<i>Ancyrodella nodosa</i>		1	1	1		2	8	5		
<i>Palmatolepis renana nasuta</i>			4			2				
<i>Palmatolepis cf. rotunda</i>			2			1				
<i>Palmatolepis sp.</i>			7			9	10	2		
<i>Icriodus alternatus alternatus</i>			6							
<i>Ancyrognathus triangularis</i>			1							
<i>Ancyrognathus tsiensi</i>			1							
<i>Polygnathus normalis</i>			1							
<i>Polygnathus webbi</i>			5			1				
<i>Polygnathus pacificus</i>			4				1			
<i>Ancyrodella lobata</i>						2				
<i>Polygnathus brevilaminus</i>							1			
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>										1
<i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i>										1
<i>Palmatolepis gracilis cf. manca</i>										1
<i>Polygnathus delicatulus</i>										1
<i>Pseudopolygnathus brevipennatus</i>										1
Elementy gałazkowe	82		45		10	39	28	4	5	13

w tym zespole morfotypy *P. dengleri* o wąskiej platformie mogą wskazywać nawet na pogranicze poziomów *punctata* i *hassi*. Na obszarze Francji (Montagne Noire) forma ta pojawia się w poziomie *transitans* i występuje do poziomu dolny *hassi* (Feist, Klapper, 1985; Klapper, 1985).

W profilach otworów wiertniczych Pagów IG 1 i Węgrzynów IG 1 nie udokumentowano jednoznacznie konodontów z poziomu górný *hassi*.

Poziomy *jamieae*–dolny *rhenana*. Konodonty z pogranicza tych poziomów stwierdzono w profilu otworu wiertniczego Pagów IG 1 na głębokości 3093,9–3094,5 m (fig. 3, tab. 2). Zróżnicowany taksonomicznie zespół jest złożony

z gatunków: *Ancyrodella gigas* Youngquist (tabl. IV: 7), *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl (tabl. IV: 8), *Polygnathus elegantulus* Klapper et Lane (tabl. II: 1), *P. decorosus* Stauffer (tabl. I: 3), *P. cf. olgae* Ovnatanova et Kuzmin, *Palmatolepis proversa* Ziegler, *P. jamieae* Ziegler et Sandberg (tabl. V: 2) i *P. ederi* Ziegler et Sandberg (tabl. V: 7).

Ancyrodella gigas ma dość duży zasięg stratygraficzny, obejmujący poziomy *punctata*–górný *rhenana* (Klapper, Ziegler, 1979; Klapper, 1985; Matyja, 1993). Stosunkowo długowiecznym gatunkiem jest też *Icriodus symmetricus*, który pojawia się na pograniczu poziomów dolny/ górný *falsiovalis* i trwa do poziomu górný *rhenana* (Sandberg,

Dreesen, 1984; Ziegler, Sandberg, 1990; Sandberg i in., 1992; Matyja, 1993; K. Narkiewicz, Bultynck, 2011). Spośród polygnatusów *P. decorosus* i *P. elegantulus* są znane od poziomu górny *hassi*, przy czym drugi gatunek ma krótszy zasięg, ograniczony od góry poziomem *jamieae* (Klapper, Lane, 1985; Barskov i in., 1991). Pozycję biostratygraficzną omawianego zespołu konodontów najlepiej określają palmatolepisy – współwystępowanie trzech wymienionych gatunków przypada na poziomy *jamieae*–dolny *rhenana* z wyższego franu (por. Ziegler, Sandberg, 1990).

Poziom dolny *rhenana*. Do tego poziomu zaliczono utwory z profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 z głębokości 2144,5–2177,2 m (fig. 2, tab. 1). Pod względem biostratygraficznym udokumentowano tylko dolną część wydzielenia, gdzie występują gatunki: *Polygnathus alatus* Huddle, *P. pacificus* Savage et Funai, *P. elegantulus* Klapper et Lane, *P. brevilaminus* Branson et Mehl, *P. aspelundi* Savage et Funai i *Icriodus praealternatus* Sandberg, Ziegler et Dreesen. Zasięg stratygraficzny ostatniego z wymienionych gatunków przypada na poziomy górny *hassi*–górny *rhenana* (Sandberg i in., 1992; K. Narkiewicz, Bultynck, 2011). Dokładniejszą pozycję biostratygraficzną omawianych konodontów można określić na podstawie gatunków z rodzaju *Polygnathus*, współwystępujących w przybliżeniu w poziomie dolny *rhenana* (por. Savage, Funai, 1980; Klapper, Lane, 1985; Barskov i in., 1991; Norris i in., 1992).

Poziom górny *rhenana*. Konodonty charakterystyczne dla poziomu górny *rhenana* oznaczono w profilach obu rozpatrywanych otworów wiertniczych (tab. 1, 2). W profilu Pągowa, na głębokości 3040,7–3047,2 m, występują: *Palmatolepis jamieae* Ziegler et Sandberg (tab. V: 3), *P. subrecta* Miller et Youngquist (tab. V: 8), *P. rhenana nasuta* Muller (tab. V: 9), *P. cf. rotunda* Ziegler et Sandberg (tab. V: 1), *Polygnathus normalis* Miller et Youngquist (tab. II: 6), *P. webbi* Stauffer (tab. III: 6, 10), *P. pacificus* Savage et Funai (tab. I: 6, 10), *P. brevilaminus* Branson et Mehl, *Ancyrognathus triangularis* Youngquist, *A. tsiensi* Mouravieff (tab. IV: 5), *Ancyrodella lobata* Branson et Mehl (tab. IV: 4), *A. nodosa* Ulrich et Bassler (tab. IV: 3, 6, 9) i *Icriodus alternatus alternatus* Branson et Mehl (tab. IV: 2). Ostatni z wymienionych taksonów jest znany z poziomów górny *rhenana*–górny *crepida*. Dokładniejszą pozycję biostratygraficzną omawianego zespołu wyznaczają gatunki *Ancyrognathus triangularis*, *A. tsiensi* i *Ancyrodella lobata*, współwystępujące w poziomie górny *rhenana* (Klapper, Ziegler, 1979; Sandberg i in., 1992).

W profilu Węgrzynowa do poziomu górny *rhenana* należą konodonty znalezione na głębokości 2071,4–2074,4 m. W nielicznym zespole wyróżniono taksony: *Palmatolepis subrecta* Miller et Youngquist (tab. V: 6), *P. foliacea* Youngquist (tab. V: 5) i *Ancyrodella curvata* (Branson et Mehl) (tab. IV: 1). Ostatni gatunek odznacza się wprawdzie długim zasięgiem stratygraficznym (Klapper, Ziegler, 1979), ale okaz z Węgrzynowa reprezentuje późny morfotyp tego gatunku, który pojawia się dopiero w poziomie górny *rhenana* (Sandberg i in., 1992) i trwa do poziomu *linguiformis* (Walliser i in., 1989). Podobny zasięg biostratygraficzny ma

P. subrecta, natomiast *P. foliacea* nie przekracza poziomu górny *rhenana* (Ziegler, Sandberg, 1990). Przedstawione fakty oraz brak w omawianym zespole gatunków z poziomu *linguiformis* wskazują na przynależność diskutowanych konodontów do poziomu górny *rhenana*.

Poziomy górny *rhenana*–?*linguiformis*. Pograniczu tych poziomów odpowiadają najprawdopodobniej nieliczne konodonty występujące w Węgrzynowie na głębokości 1976,5–2001,6 m, reprezentowane przez gatunki *Palmatolepis foliacea* Youngquist i *Polygnathus normalis* Miller et Youngquist (tab. 1). Pozycja biostratygraficzna tego odcinka profilu jest problematyczna, ponieważ konodonty te nie są formami diagnostycznymi dla poziomu *linguiformis*.

POZIOMY KONODONTOWE FAMENU

Na głębokości 1723,0–1831,7 m w profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 znaleziono tylko pojedyncze okazy konodontów (tab. 1). Stan ich zachowania jest zły, dlatego można jedynie stwierdzić, że należą do rodzaju *Palmatolepis*. Konodonty występujące powyżej tego odcinka profilu wskazują na fameński wiek utworów, być może należą one do bliżej nieokreślonej części poziomów *?triangularis* i *?crepida*.

Poziom górny *rhomboidea*. Do poziomu tego należą konodonty udokumentowane w profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 na głębokości 1671,9 m (fig. 2, tab. 1). W stosunkowo liczny zespół złożony z palmatolepisów i polygnatusów występują: *Palmatolepis minuta loba* Helms (tab. VI: 1), *P. minuta subtilis* Chalimbadzha et Tschernysheva (tab. VII: 10), *P. subperlobata helmsi* Ovnatanova (tab. VI: 10), *P. klapperi* Sandberg et Ziegler (tab. VI: 9), *P. glabra glabra* Ulrich et Bassler (tab. VI: 3), *Polygnathus triphyllatus* (Ziegler) (tab. III: 12), *P. pomeranicus* Matyja, *P. bouckaerti* Dreesen et Dusar, *P. semicostatus* Branson et Mehl (tab. II: 3), *P. cf. brevilaminus* Branson et Mehl (tab. I: 8) i *P. cf. communis* (Branson et Mehl).

Spośród polygnatusów największe znaczenie stratygraficzne ma gatunek *P. triphyllatus*, który odznacza się kosmopolitycznym rozprzestrzenieniem i stosunkowo krótkim zasięgiem, obejmującym pogranicze poziomów górny *rhomboidea*–dolny *marginifera* (Helms, 1961a, b; Wolska, 1967; Klapper, Ziegler, 1979; Prejbsiz, 1979; van den Boogaard, Schermerhorn, 1981; Matyja, 1987, 1993; Barskov i in., 1991; Clausen i in., 1991; Woroncowa-Marcinowska, 2006). Występujący z polygnatusami zróżnicowany taksonomicznie zespół palmatolepisów jest znany od poziomu *crepida* do poziomu *marginifera*. Większość oznaczonych gatunków mieści się w węższym interwale stratygraficznym, ograniczonym poziomami *rhomboidea*–dolny *marginifera* (Szulczewski, 1971; Sandberg, Ziegler, 1973; Ovnatanova, 1976; M. Narkiewicz, 1978a; Klapper, Ziegler, 1979; Ziegler, Sandberg, 1984; Barskov i in., 1987; Clausen i in., 1991; Johnston, Chatterton, 1991). Z uwagi na zasięgi biostratygraficzne wszystkich gatunków występujących w tym zespole oraz brak typowych reprezentantów poziomu *marginifera*

konodonty z głębokości 1671,9 m uznano za charakterystyczne dla poziomu górny *rhomboidea*.

Poziom dolny *marginifera*. W profilu Węgrzynowa do poziomu tego zaliczono nieliczny zespół konodontów z głębokości 1655,0 m (fig. 2, tab. 1). Istotne znaczenie stratygraficzne ma okaz należący do gatunku *Palmatolepis inflexa* Muller (tabl. VI: 4). Takson ten pojawia się w najwyższej części poziomu *rhomboidea*, a jego zasięg nie przekracza poziomu dolny *marginifera* (Klapper, Ziegler, 1979; Ziegler, Sandberg, 1984; Barskov i in., 1987).

Poziom górny *marginifera*. Do poziomu górny *marginifera* zaliczono w profilu Węgrzynowa utwory famenu z głębokości 1593,3–1624,5 m (fig. 2, tab. 1). Występują w nich konodonty reprezentowane przez: *Palmatolepis glabra prima* Ziegler et Huddle (tabl. VII: 3), *P. glabra* ssp. indet. (tabl. VII: 7), *P. marginifera marginifera* Helms (tabl. VII: 8), *P. marginifera duplicata* Sandberg et Ziegler (tabl. VI: 8), *P. perlobata schindewolfi* Muller (tabl. VI: 5), *P. minuta minuta* Branson et Mehl (tabl. VI: 2, 6), *P. glabra distorta* Branson et Mehl, *Polygnathus glaber glaber* Ulrich et Bassler, *P. glaber medius* Helms et Wolska, *P. diversus* Helms (tabl. III: 1), *P. pennatuloideus* Holmes (tabl. III: 5), *P. cf. communis* (Branson et Mehl) i *P. cf. nodocostatus* Branson et Mehl (tabl. III: 9).

Oznaczone taksony polygnatusów wskazują ogólnie na poziom *marginifera* (Klapper, Ziegler, 1979; Ziegler, Sandberg, 1984; Barskov i in., 1987; Matyja, 1993). Występujące w zespole palmatolepisy mają zróżnicowane zasięgi stratygraficzne. Podgatunek *P. glabra prima* pojawia się już w poziomie górny *crepida*, a *P. perlobata schindewolfi* trwa aż do poziomu środkowy *expansa*. Największe znaczenie biostratygraficzne ma podgatunek *P. marginifera duplicata*, który pojawia się na pograniczu poziomów dolny/ górny *marginifera* i wymiera w górnej części poziomu górny *marginifera*. W przybliżeniu w tym samym czasie zanika w profilu dewonu podgatunek *P. glabra prima* (Sandberg, Ziegler, 1973; Klapper, Ziegler, 1979; Ziegler, Sandberg, 1984).

Poziomy ?najwyższy *marginifera*–?dolny *trachytera*. Nieliczny zespół konodontów występujących w profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 na głębokości 1547,0–1549,5 m ma niepewną pozycję biostratygraficzną i może należeć zarówno do poziomu najwyższy *marginifera*, jak i do poziomu dolny *trachytera* (tab. 1). W zespole tym wyróżniono palmatolepisy: *P. glabra lepta* Ziegler et Huddle, *P. glabra pectinata* Ziegler (tabl. VII: 9) i *P. minuta minuta* Branson et Mehl. Pierwszy z podgatunków występuje w poziomach dolny *marginifera*–górny *trachytera*, drugi – od poziomu górny *crepida* do poziomu najwyższy *marginifera*, zaś trzeci – od poziomu górny *crepida* do poziomu górny *trachytera* (por. Sandberg, Ziegler, 1973; M. Narkiewicz, 1978a; Klapper, Ziegler, 1979; Wang, Ziegler, 1983; Ziegler, Sandberg, 1984; Dreesen i in., 1986; Matyja, 1993; Matyja, M. Narkiewicz, 1995). Współwystępowanie wymienionych taksonów w utworach z głębokości 1547,0–1549,5 m w profilu Węgrzynowa wskazuje, że utwory te mogą odpowiadać pograniczu poziomów *marginifera*–dolny *trachytera* (tab. 1).

Poziom górny *trachytera*. Konodonty z poziomu górny *trachytera* wyróżniono w Węgrzynowie w utworach z głębokości 1510,2–1512,4 m (tab. 1). Zróżnicowany taksonomicznie zespół składa się z: *Palmatolepis glabra* cf. *distorta* Branson et Mehl (tabl. VII: 2), *P. glabra lepta* Ziegler et Huddle (tabl. VII: 4), *P. minuta minuta* Branson et Mehl, *P. gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl (tabl. II: 2), *P. obliquicostatus* Ziegler (tabl. I: 9), *P. szulczewskii* Matyja (tabl. II: 12, 13), *P. padovani* Perri et Spalletta (tabl. II: 10), *P. granulatus* Branson et Mehl, *P. perplexus* Thomas (tabl. III: 2, 3), *P. experplexus* Sandberg et Ziegler (tabl. III: 11), *P. planirostratus* Dreesen et Dusar (tabl. III: 7) i *P. glaber* cf. *bilobatus* Ziegler.

Oznaczone taksony mają różne zasięgi biostratygraficzne. Palmatolepisy *P. minuta minuta*, *P. glabra lepta* i polygnatusy *P. padovani* i *P. planirostratus* zanikają z końcem poziomu *trachytera*. Charakterystyczny gatunek *Polygnathus perplexus* występuje w poziomach górny *trachytera*–górny *expansa* (Ziegler, Sandberg, 1984). Spośród innych gatunków polygnatusów *P. padovani* wymiera z końcem poziomu *trachytera*, natomiast *P. granulatus* jest znany z poziomów najwyższy *marginifera*–dolny *expansa* (Helms, 1959, 1961a, 1963; Wolska, 1967; Klapper, Ziegler, 1979; Ziegler, Sandberg, 1984; Barskov i in., 1987, 1991; Perri, Spalletta, 1990; Clausen i in., 1991). Z przedstawionych danych wynika, że konodonty tego zespołu współwystępują ze sobą najprawdopodobniej w poziomie górny *trachytera*, w którym część z wymienionych taksonów wymiera i w którym pojawia się gatunek *P. perplexus*.

Poziomy środkowy–górny *postera*. W profilu Węgrzynowa najmłodsze konodonty dewonu znaleziono na głębokości 1478,5–1480,4 m (fig. 2, tab. 1). W nielicznym zespole oznaczono okazy *Polygnathus znepolensis* Spasov (tabl. III: 4, 8), *P. margaritatus* Schafer (tabl. II: 11), *P. perplexus* Thomas i *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl). Największe znaczenie stratygraficzne mają dwa pierwsze gatunki. Według Klappera i Zieglera (1979) oraz Zieglera i Sandberga (1984) *P. znepolensis* występuje w poziomach środkowy *expansa*–dolny *praesulcata*. Autorzy rosyjscy (Barskov i in., 1991) wskazują, że gatunek ten pojawia się w poziomie *postera* i wymiera w poziomie dolny *praesulcata*. W Reńskich Górach Łupkowych *P. znepolensis* odnotowano na pograniczu poziomów *postera* i *expansa* (Clausen i in., 1991). W Polsce gatunek ten opisano z utworów dewonu masywu górnośląskiego: poziomy dolny–górny *postera* (M. Narkiewicz, 1978a) i górny *expansa*–dolny *praesulcata* (Bełka, 1985) oraz Gór Świętokrzyskich: poziom środkowy *expansa* (Woroncnowa-Marcinowska, 2006). Podobnie jak w Węgrzynowie, w utworach dewonu z rejonu Olkusz–Zawiercie wraz z *P. znepolensis* pojawia się *B. stabilis*. Według cytowanych wcześniej autorów standardowego podziału konodontowego drugi z występujących w tym zespole polygnatusów – *P. margaritatus* – pojawia się w profilu utworów famenu w poziomie dolny *postera* i zanika w poziomie środkowy *expansa*. Z analizy zasięgów stratygraficznych *P. znepolensis*, *P. margaritatus* i z obecności *B. stabilis* wynika, że konodonty te współwystępują najprawdopodobniej w poziomach

postera–środkowy *expansa*. Brak w tym zespole typowych przedstawicieli poziomu *expansa* może wskazywać na jego niższą pozycję stratygraficzną, odpowiadającą poziomom środkowy–górnym *postera*.

Poziom dolny *expansa*. Do tego poziomu należą konodonty występujące w profilu otworu wiertniczego Pągów IG 1 na głębokości 2994,5–2996,5 m (fig. 3, tab. 2). W nielicznym zespole stwierdzono obecność *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl (tabl. VI: 7), *P. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *P. gracilis cf. manca* Helms (tabl. VII: 5), *Polygnathus delicatulus* Ulrich et Bassler (tabl. II: 5) i *Pseudopolygnathus brevipennatus* Ziegler (tabl. I: 4). Z dwóch pierwszych taksonów krótszy zasięg stratygraficzny ma *Palmatolepis gracilis sigmoidalis*, który występuje w poziomach górny *trachytera*–górnym *praesulcata* (Ziegler, Sandberg, 1984). Gatunek *P. delicatulus* jest znany z poziomu *expansa* (Matyja, 1993; Bahrami i in., 2011). Ograniczony zasięg w profilu famenu ma *P. brevipennatus* (od poziomu dolny *expansa* do najniższej części poziomu górny *expansa*; Klapper, Ziegler, 1979; Ziegler, Sandberg, 1984; Woronco-wa-Marcinowska, 2006). Współwystępowanie oznaczonych w tym zespole konodontów przypada zapewne na poziom dolny *expansa*.

POZIOMY KONODONTOWE KARBONU

Konodonty karbonu znalezione tylko w profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1, w utworach z głębokości 1367,5–1448,8 m (Chorowska, 1972; Malec, 2001, 2013).

Poziomy *delicatus*. Chorowska (1972) udokumentowała obecność gatunku *Gnathodus punctatus* (Cooper) w profilu Węgrzynowa, w utworach z głębokości 1448,4–1448,8 m. Według Lane’a i in. (1980) zasięg tego taksonu jest ograniczony poziomami górny *crenulata*–*delicatus*. Inni badacze twierdzą, że występuje on prawdopodobnie w poziomach górny *delicatus*–*cuneiformis* i nie sięga do górnej części

tego ostatniego (Bełka, 1985; Perri, Spalletta, 1998; Bahrami i in., 2011).

W tym samym przedziale głębokości w profilu Węgrzynowa Chorowska (1972) stwierdziła obecność gatunków *Siphonodella cooperi* Hass i *S. obsoleta* Hass. Gatunki te występują w poziomach górny *duplicata*–górnym *crenulata* (Sandberg i in., 1978; Dreesen i in., 1986; Matyja i in., 2000). Według Lane’a i in. (1980) gatunki te współwystępują z *G. punctatus* w poziomie górny *crenulata*. W profilu karbonu masywu górnośląskiego współwystępowanie *S. obsoleta* i *G. punctatus* odznacza się krótkim zasięgiem stratygraficznym, obejmującym najwyższą część poziomu górny *delicatus* (Bełka, 1985).

Poziom *anchoralis*. Do poziomu tego należą konodonty znalezione w profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 na głębokości 1413,3 m (Malec, 2001). Występują tam gatunki *Scaliognathus anchoralis europensis* Lane et Ziegler (tab. 1, tabl. VII: 6) i *Polygnathus mehli* Thompson (tab. 1, tabl. II: 9). Pierwszy z nich jest charakterystyczny dla najwyższego turneju, a jego zasięg jest ograniczony poziomem *anchoralis* (Lane, Ziegler, 1983; Bełka, 1985; Carman, 1987; Barskov i in., 1991; Szulczewski i in., 1996a; Perri, Spalletta, 1998; Shugang, Coen, 2005). Drugi gatunek jest znany z poziomów *anchoralis* i *texanus* (Bełka, 1985; Perri, Spalletta, 1998).

Poziom *texanus*. Do tego poziomu należy gatunek *Lochriea cracoviensis* (Bełka), który Chorowska (1972) opisała z głębokości 1367,5–1368,5 m w profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1. Gatunek ten występuje w utworach wizenu dolnego, w poziomie *texanus* (Bełka, 1985; Perri, Spalletta, 1998). Na głębokości 1387,7 m znaleziono gatunek *Gnathodus pseudosemiglaber* Thompson et Fellows (tab. 1, tabl. VII: 1), który jest znany z pogranicza turneju i wizenu, a jego zasięg stratygraficzny obejmuje poziomy *anchoralis*–*praebilineatus* (van Adrichem Boogaert, 1967; Austin, Husri, 1974; von Buchroithner, 1979; Bełka, 1985; Carman, 1987; Perri, Spalletta, 1998; Shugang, Coen, 2005; Wendt i in., 2009).

GRANICE CHRONOSTRATYGRAFICZNE

ŻYWET/FRAN

Granica między dewonem środkowym i górnym, wyznaczana u podstawy franu, przebiega w dolnej części konodontowego poziomu *falsiovalis*. Poziom ten, wyróżniony na podstawie linii ewolucyjnej pelagicznego rodzaju *Mesotaxis*, podzielono na dolny i górny (Ziegler, Sandberg, 1990). W obrębie pierwszego z nich ustanowiono granicę żywet/ fran (Clausen i in., 1993). Nie jest ona jednak oparta na konodontach pelagicznych, lecz na nerytycznych z rodzaju *Ancyrodella*, a ściślej na pojawieniu się gatunku *Ancyrodella pristina* Khalymbadza et Chernysheva (Sandberg i in., 1989; Racki, Bultynck, 1993). Gatunek ten jest jednym z prymitywnych reprezentantów rodzaju *Ancyrodella*, uprzed-

nio był zaliczany do wczesnych form *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant).

W profilu Węgrzynowa granicy między dewonem środkowym i górnym nie wyznaczono dokładnie. Najstarszy zespół konodontów, pochodzący z głębokości 2496,8–2528,1 m, zawiera taksony, na których podstawie można ogólnie wyróżnić poziom dolny *falsiovalis*. Nie ma wśród nich form pelagicznych ani nerytycznych z rodzaju *Ancyrodella*, występują jedynie przedstawiciele gatunków z płytszych biofacji, z rodzaju *Polygnathus*. Obecność konodontów z płytkowodnych biofacji na pograniczu żywetu i franu Węgrzynowa wiąże się ściśle z wykształceniem facjalnym utworów. Brak konodontów w starszych utworach żywetu w tym profilu wynika z wymagań ekologicznych tych organizmów.

Są one praktycznie nieobecne w litofacjach wapieni amfiporo-stromatoporoidowych tworzących znaczną część sekwencji utworów żywetu w rejonie Węgrzynowa.

Na podstawie rozpoznanych konodontów można stwierdzić, że granica między dewonem środkowym i górnym przebiega w Węgrzynowie nieznacznie powyżej głębokości 2496,8 m (fig. 2). W profilu Węgrzynowa granicę żywet/fran wyznaczano dotychczas na głębokości 2523,0 m na podstawie ostatniego wystąpienia amfipor i stromatoporoidów (Jurkiewicz, 1973, 1975).

FRAN/ FAMEN

Standardową granicę fran/ famen ustanowiono na podstawie linii ewolucyjnej palmatolepisów, w spągu poziomu *triangularis*; wyznacza ją pierwsze pojawienie się gatunku *Palmatolepis triangularis* Sannemann (Ziegler, Sandberg, 1990; Clausen i in., 1993). Tak przyjęta granica dokładnie koreluje się z globalnym późnofrańskim wymieraniem fauny, którego apogeum przypada na pogranicze poziomów *linguiformis* i *triangularis* (Sandberg i in., 1988; Walliser i in., 1989).

W profilu Węgrzynowa „konodontowej” granicy fran/ famen nie określono dokładnie. W profilu tym nie znaleziono taksonów charakterystycznych dla najwyższego franu (z poziomu *linguiformis*) i najniższego famenu (z poziomu *triangularis*). Na podstawie znalezionych konodontów i tentakulitów można uznać, że granica ta przebiega w przedziale głębokości 1831,7–1976,5 m. Do franu górnego należą utwory z głębokości 1976,5–1978,0 m, w których stwierdzono ostatnie wystąpienie tentakulitów w tym profilu (fig. 2). Organizmy te wymarły w późnym franie (por. Schindler, 1990). W Węgrzynowie granicę fran/ famen wyznaczano dotychczas na głębokości 1979,4 m na podstawie litologii utworów i szczątków makrofauny (Jurkiewicz, 1973, 1975).

W profilu Pagowa granicy między piętrami dewonu górnego także nie wskazano szczegółowo. W przeciwieństwie do profilu Węgrzynowa, w rejonie Pagowa w utworach z pogranicza franu i famenu występuje prawdopodobnie luka stratygraficzna o niejasnej genezie i bliżej nieokreślonym zasięgu biostratygraficznym. Nie wiadomo, czy ma ona naturę tektoniczną, czy raczej jest związana z przerwą w depozycji osadów w warunkach głębokomorskich. Nie można również wykluczyć kondensacji stratygraficznej osadów na przełomie franu i famenu.

W profilu utworów Pagowa granicę fran/ famen wyznaczano dotychczas na głębokości 3072,0 m (Jurkiewicz, 1975, 1976a). W profilu tym najmłodsze utwory franu udokumentowane na podstawie konodontów odpowiadają poziomowi górny *rhenana* i występują na głębokości 3040,7–3047,2 m. Wyższa część profilu, na głębokości 3000,0–3040,7 m przewiercona bezrdzeniowo, jest wykształcona w postaci wapieni; wapienie te znaleziono w próbkach okrucowych (Jurkiewicz, 1976a). W Pagowie utwory famenu zawierające konodonty z poziomu dolny *expansa* stwierdzono na głębokości 2994,5–2996,5 m (fig. 3, tab. 2). Na podstawie kono-

odontów można więc uznać, że w profilu otworu wiertniczego Pagów IG 1 granica fran/ famen przebiega w serii skalnej z głębokości 3000,0–3040,7 m, odpowiadającej poziomom konodontowym *linguiformis*–*postera*, tzn. głównie z famenu dolnego i środkowego. W profilu Węgrzynowa zbliżony przedział biostratygraficzny obejmuje ok. 500–600-metrowa seria utworów.

DEWON/ KARBON

Granice dewon/ karbon wyznacza pierwsze pojawienie się konodontów *Siphonodella sulcata* (Huddle), ewolucyjnie wywodzących się z górnofameńskiego gatunku *S. praesulcata* Sandberg (por. Hou i in., 1984; Ziegler, Sandberg, 1984; Flajs, Feist, 1988; Schönlaub i in., 1988; Clausen i in., 1989; Kaiser, Corradini, 2011). Alternatywnie definiowaną granicę dewon/ karbon ustalono na podstawie linii filogenetycznej konodontów z rodzaju *Protognathodus*, który ewoluował z gatunku *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl). Pojawienie się w tej linii ewolucyjnej czwartego z kolei gatunku, *P. kuehni* Ziegler et Leuteritz, zbieżne z pierwszym wystąpieniem *S. sulcata*, jest utożsamiane z początkiem karbonu (Kaiser i in., 2009; Corradini i in., 2011).

W centralnej części masywu małopolskiego utwory z pogranicza dewonu górnego i karbonu dolnego udokumentowano na podstawie konodontów tylko w profilu Węgrzynowa (fig. 2, tab. 1). W profilu tym nie oznaczono konodontów z bezpośredniego pogranicza dewonu i karbonu. Najmłodsze konodonty famenu (z gł. 1478,5–1480,4 m) należą najprawdopodobniej do poziomów środkowy–górnym *postera*, zaś najstarsze konodonty karbonu (z gł. 1448,4–1448,8 m) – do pogranicza poziomów *delicatus*. Z tego wynika, że na głębokości 1448,8–1478,5 m znajduje się granica dewon/ karbon. Fragment profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 nieudokumentowany pod względem występowania konodontów odpowiada poziomom dolny *expansa*–*crenulata* i być może sięga do dolnej części poziomu *delicatus*. Precyzyjniejsze ustalenie położenia granicy dewon/ karbon nie jest jednak możliwe z uwagi na bezrdzeniową technikę wiercenia utworów z głębokości 1448,8–1477,8 m (Jurkiewicz, 1973). Z tej części profilu pochodzą próbki okrucowe złożone z piaskowców, mułowców i wapieni z bliżej nieokreślonej części dewonu górnego i karbonu dolnego. Wapienie z próbek okrucowych z głębokości 1477,0–1477,8 m należą zapewne do famenu górnego. Ich pozycja stratygraficzna (poziomy środkowy–górnym *postera*) może być taka sama jak leżących bezpośrednio poniżej wapieni z głębokości 1478,5–1480,4 m, udokumentowanych biostratygraficznie. Zgodnie z podanymi informacjami granica dewon/ karbon przebiega w Węgrzynowie najprawdopodobniej w na głębokości 1448,8–1477,0 m (por. Jurkiewicz, 1973). W profilu Węgrzynowa nie występują utwory famenu górnego z poziomów *expansa*–*praesulcata* oraz prawdopodobnie najniższego karbonu, z poziomów *sulcata*–*crenulata*.

W profilu Pagowa między utworami dewonu i karbonu występuje duża luka stratygraficzna. W profilu tym wapienie

famenu górnego graniczą z serią mułowcowo-piaskowcową wizeny górnego (Jurkiewicz, 1976a). Udokumentowane na podstawie fauny konodontowej wapienie famenu z głębokości 2994,5–2996,5 m należą do poziomu dolny *expansa*.

Podobne pod względem litologicznym są okruchy wapieni pochodzących z wyższej części tego profilu, z głębokości 2961,2–2994,5 m. Wapienie te są datowane na bliżej nieokreślony biostratygraficznie famen góry.

PORÓWNIANIA REGIONALNE

Utworów dewonu z centralnej części masywu małopolskiego nie badano dotychczas pod kątem podziału litostratygraficznego. O obecności na tym obszarze zróżnicowanych litologicznie utworów dewonu można jedynie przypuszczać na podstawie makroskopowego opisu rdzeni wiertniczych (Jurkiewicz, 1975, 1976a, b, 1990, 1991). Opis ten umożliwia jednak tylko ogólną identyfikację podobnych litofacji na terenach ościennych. W przypadku dewonu górnego dzięki nowym datowaniom konodontów określono pozycję biostratygraficzną niektórych spośród występujących w profilach Węgrzynowa i Pągowa kompleksów litologicznych. Wiek tych utworów jest zazwyczaj zbliżony do wieku analogicznych litofacji rozpoznanych na sąsiednich obszarach. Ponieważ jednak brakuje kompletnych rdzeni z profili wiertniczych z centralnej części masywu małopolskiego, dokładniejsze datowanie biostratygraficzne granic litologicznych nie jest możliwe. Można przypuszczać, że niektóre z tych granic przebiegają w tych samych poziomach konodontowych co na terenach przyległych.

Znaczne podobieństwo wieku zbliżonych lito- i biofacji w utworach dewonu środkowego i górnego masywu małopolskiego i na obszarach sąsiednich wskazuje na ponadregionalny czynnik stymulujący sedymentację osadów. Za taki czynnik uznaje się zazwyczaj eustatyczne wahanie poziomu oceanu światowego, warunkujące sedymentację transgresywnych bądź regresywnych sekwencji osadów (por. Johnson i in., 1985; Racki, 1995, 1997; Walliser, 1996). Zapis niektórych zdarzeń sedymentologicznych i biogenicznych w utworach dewonu środkowego i górnego masywu małopolskiego wykorzystano jako dodatkowe narzędzie ułatwiające korelację odległych profili skał dewońskich.

Na podstawie nowych datowań konodontowych utworów dewonu i karbonu Węgrzynowa oraz dewonu Pągowa dokonano ich wstępnej międzyregionalnej korelacji litostratygraficznej. Porównano je z równowiekowymi seriami skalnymi z południowej części masywu małopolskiego, z masywu górnośląskiego, w tym z utworami dewonu antykliny Dębniaka i z rejonu Olkusz–Zawiercie, oraz z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (tab. 3).

POŁUDNIOWA CZĘŚĆ MASYWU MAŁOPOLSKIEGO

W południowej części masywu małopolskiego na podstawie konodontów określono biostratyfografię utworów dewonu i karbonu dolnego w profilach otworów wiertniczych Dobiesławice 1 i Niwki 3 (fig. 1).

Otwór wiertniczy Dobiesławice 1

W profilu Dobiesławic utwory dewonu nawiercono pod utworami triasu, na głębokości 1965,0–3001,0 m (Kicuła, Żakowa, 1972). W sekwencji skał dewonu wyróżniono utwory famenu (1965,0–2511,4 m), franu (2511,4–2765,0 m) i żywetu (2765,0–3001,0 m).

W dolnej części profilu, na głębokości 2826,4–3001,0 m, występują wapienie i dolomity ze stromatoporoidami, na głębokości 2722,0–2826,4 m – wapienie dolomityczne z nielicznymi koralowcami i amfiporami, a na głębokości 2555,2–2722,0 m – wapienie margliste. Wymienione jednostki litostratygraficzne odpowiadają żyweckim i dolnofrańskim kompleksom litologicznym w profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1: dolomitom wapnistym, dolomitom ze stromatoporoidami, wapieniom dolomitycznym i wapieniom ze styliolinami (tab. 3).

W profilu Dobiesławic do utworów famenu dolnego zaliczono wapienie dolomityczne z koralowcami z głębokości 2301,5–2511,4 m (Kicuła, Żakowa, 1972), nie zawierają one jednak diagnostycznych dla famenu skamieniałości. Poza koralowcami w wapieniach tych występują glony, otwornice i mikroproblematyki, w tym m.in. z rodzajów *Archaeosphaera*, *Bisphaera*, *Earlandia*, *Geinitzina* i *Umbellina*. Zbliżone mikroskamieniałości rozpoznano w żywecko-frańskim kompleksie węglanowym w południowej części Gór Świętokrzyskich (Racki, Soboń-Podgórska, 1993). Na obszarze antykliny Krakowa szczątki podobnych mikroorganizmów znaleziono w wapieniach famenu dolnego (Ślosarz, Żakowa, 1975), a ich pozycję biostratygraficzną określono na podstawie fauny konodontowej na poziom *rhomboidea* (Chorowska, 1975).

Konodonty diagnostyczne dla utworów famenu znaleziono w profilu otworu wiertniczego Dobiesławice 1 na głębokości 2185,7–2265,4 m. Najstarsze konodonty famenu pochodzą z wapieni drobnokrystalicznych z głębokości 2259,3–2265,4 m. Występujący w nich podgatunek *Palmatolepis glabra glabra* Ulrich et Bassler pojawia się na pograniczu poziomów *crepida* i *rhomboidea*. Najprawdopodobniej zbliżoną pozycję biostratygraficzną ma cały zespół konodontów z tej głębokości.

W zespole konodontów z głębokości 2185,7–2192,3 m, w kompleksie wapieni gruzłowych stwierdzonych na głębokości 2148,5–2192,3 m, występują m.in. *Palmatolepis glabra distorta* Branson et Mehl i *P. marginifera marginifera* Helms, które pojawiają się w poziomie dolny *marginifera*. Z analizy zasięgów stratygraficznych pozostałych gatunków wynika, że najmłodszy zespół konodontów z Dobiesławice odpowiada poziomowi *marginifera*.

Tabela 3

Korelacja litostratygraficzna utworów dewonu środkowego i górnego oraz karbonu dolnego centralnej części masywu małopolskiego (otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1) i obszarów przyległych

Lithostratigraphic correlation of the Middle–Upper Devonian and Lower Carboniferous sediments in central part of the Małopolska Massif (Węgrzynów IG 1 borehole) and adjacent areas

Chrono-stratygrafia	Poziomy konodontowe	Cykle eustatyczne	Dębnik	Olkusz–Zawiercie	Węgrzynów IG 1	Dobiesławice 1	Niwki 3	Góry Świętokrzyskie							
KARBON	wizen														
		<i>bilineatus</i>							wapenie	iłowce piaskowce mułowce	wapenie mikrytowe	iłowce, mułowce, piaskowce			
		<i>praebilineatus</i>													
	<i>texanus</i>											wapenie, zlepienie			
	turnej	<i>anchoralis</i>													iłowce krzemionkowe
		<i>cuneiformis</i>												wapenie krynoidowe	
		<i>delicatus</i>													
<i>crenulata</i>															
DEWON	<i>sandbergi</i>							iłowce, łupki margliste i wapienie							
	<i>duplicata</i>														
	<i>sulcata</i>							margle, wapienie, łupki margliste i bitumiczne							
	<i>praesulcata</i>														
	famen	<i>expansa</i>	IIf						margle i wapienie gruzłowe						
		<i>postera</i>													
		<i>trachytera</i>													
		<i>marginifera</i>								wapenie mikrytowe i ziarniste	wapenie gruzłowo-detrytyczne	wapenie i margle	wapenie kryptokrystaliczne i dolomityczne	wapenie krynoidowe	
		<i>rhomboidea</i>													
		<i>crepida</i>													wapenie margliste
		<i>triangularis</i>	IIf												
	fran	<i>linguiformis</i>							wapenie z czerstami						
		<i>rhenana</i>	IId							wapenie płytowe	wapenie detrytyczne	wapenie ziarniste	wapenie dolomityczne z koralowcami	wapenie i dolomity krystaliczne	
		<i>jamieae</i>													wapenie margliste i mikrytowe
<i>hassii</i>															
<i>punctata</i>		IIf	wapenie ziarniste							wapenie i łupki styliolinowe	wapenie ze styliolinami	wapenie margliste	wapenie styliolinowe	wapenie detrytyczne	
<i>transiens</i>														wapienie z <i>Phlogoiderhynchus</i>	
<i>falsiovalis</i>		IIf/c	wapenie gruzłowe							wapenie gruzłowe	wapenie dolomityczne	wapenie dolomityczne			
żywek	<i>disparilis</i>		wapenie dębnickie	biomikryty i wapienie koralowe				warstwy chęcińskie							
	<i>hermanni-cristatus</i>	IIf													
	<i>varcus</i>							dolomity ze Zbrzy	wapenie i dolomity koralowcowo-stromatoporoidowe	dolomity ze stromatoporoidami	wapenie i dolomity ze stromatoporoidami	piaskowce i mułowce			
	<i>hemiansatus</i>												warstwy stringocefalowe		

Na podstawie zespołów konodontów famenu występujących w profilach otworów wiertniczych Dobiesławice 1 i Węgrzynów IG 1 przeprowadzono ogólną korelację litostratygraficzną kompleksów skalnych wyróżnionych w tych profilach. Wapieniom drobnokrystalicznym z Dobiesławic (gł. 2228,7–2265,4 m) odpowiadają w Węgrzynowie margle i wapienie „bitumiczne” z objawami ropy naftowej i gazu ziemnego (Jurkiewicz, 1973, 1975). Wapienie gruzłowe z Dobiesławic mają swoje odpowiedniki litologiczne w profilu Węgrzynowa na głębokości 1510,0–1620,4 m, datowane na poziomy górny *marginifera*–górną *trachytera*. Wapienie kryptokrystaliczne i dolomityczne z Dobiesławic odpowiadają najprawdopodobniej kompleksowi wapieni i margli

występującemu w stropowej części sekwencji utworów dewonu Węgrzynowa (tab. 3).

Otwór wiertniczy Niwki 3

W profilu otworu wiertniczego Niwki 3 pod utworami triasu, na głębokości 2132,5–2725,0 m, nawiercono utwory karbonu i dewonu (Zajac, 1984, 1987). W spągu profilu dewonu (gł. 2675,2–2725,0 m) znajdują się utwory terygeniczne, piaskowcowo-mułowcowe, o dyskusyjnym wieku. Są one zaliczane do dewonu dolnego (Moryc, 1987) bądź do dewonu środkowego (Zajac, 1984).

Wyżej w profilu, na głębokości 2634,0–2675,2 m, wyróżniono wapienie styliolinowe, leżące w ciągłości sedymentacyjnej na utworach terygenicznym (tab. 3). W profilu Węgrzynowa wapienie ze styliolinami z głębokości 2277,5–2450,4 m odpowiadają najprawdopodobniej konodontowym poziomom *punctata-hassi*. Początek sedymentacji wapieni ze styliolinami występujących w profilu Węgrzynowa nie jest dokładnie datowany konodontami. Z dotychczasowych danych o pozycji biostratygraficznej podobnej litofacji na innych obszarach wynika, że wapienie te pojawiają się we franie dolnym, na pograniczu poziomów *transitans* i *punctata* (M. Narkiewicz, 1978a, 1988; Szulczewski, Racki, 1981; M. Narkiewicz, Racki, 1987; Racki, 1993). Można przypuszczać, że w zbliżonej pozycji biostratygraficznej znajdują się wapienie styliolinowe w profilu otworu wiertniczego Niwki 3, gdzie rozpoczynają sekwencję utworów węglanowych dewonu. Pogłębienie zbiornika na tym obszarze wiązało się prawdopodobnie z transgresją wczesnofrańską, korelowaną z cyklem eustatycznym IIc (tab. 3).

W profilu Niwki 3 nad wapieniami styliolinowymi, na głębokości 2546,0–2634,0 m, występują wapienie i dolomity krystaliczne. Pozycja stratygraficzna tych utworów jest najprawdopodobniej zbliżona do wapieni ziarnistych wyróżnionych w profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 na głębokości 1952,8–2277,5 m (fig. 2, tab. 3).

Kolejną jednostkę litostratygraficzną w profilu otworu wiertniczego Niwki 3 stanowią wapienie gruzłowe zalegające na głębokości 2480,0–2546,0 m. W ich niższej części, na głębokości 2539,3–2545,8 m udokumentowano obecność konodontów poziomu *crepida* (Zajac, 1984, 1987). Równowiekowe utwory dewonu w Węgrzynowie są wykształcone w postaci margli i wapieni „bitumicznych” (tab. 3).

Pozycja stratygraficzna wapieni krynoidowych leżących w profilu otworu wiertniczego Niwki 3 na głębokości 2200,0–2480,0 m jest dyskusyjna. Według Zajac (1984), ich najniższa część należy do famenu, a górna (gł. 2200,0–2420,0 m) – w której na głębokości 2243,0 m znaleziono karbońskie konodonty *Siphonodella isosticha* (Cooper), charakterystyczne dla poziomu *crenulata* – do turneju. Według Moryca (1987) w wapieniach z głębokości 2343,0–2348,7 m, zaliczonych przez Zajac (1984) do turneju, występują górnodewońskie ramienionogi. Na głębokości 2277,0 m udokumentowano w tym profilu konodonty *Polygnathus communis communis* Branson et Mehl (Zajac, 1984), które w sekwencji utworów dewonu występują w poziomach *crepida*–środkowy *expansa* (M. Narkiewicz, 1978a; Gholamalian, 2005; Malec, 2014).

W opinii Moryca (1987) w górnej części wapieni krynoidowych z profilu Niwek, na głębokości 2250,0 m, występuje niezgodność sedymentacyjna i luka stratygraficzna, która obejmuje utwory famenu górnego i karbonu dolnego. W podziale konodontowym przypada ona w bliżej nieokreślonym zakresie poziomów dolny/środkowy *expansa*–*sandbergi*. Górna część wapieni krynoidowych należy do turneju, najprawdopodobniej do poziomów *delicatus*–*anchoralis*. Najwyższa część utworów karbonu w profilu otworu wiertniczego Niwki 3 jest wykształcona w postaci wapieni mikrytowych, które Moryc (1987) zaliczył do wizenu (tab. 3).

Dewońska część wapieni krynoidowych z profilu Niwek jest zapewne równowiekowa z wyższą częścią margli i wapieni „bitumicznych”, z wapieniami gruzłowymi i z kompleksem leżących wyżej wapieni i margli w profilu Węgrzynowa. Dolnokarbońskim wapieniom krynoidowym i wapieniom mikrytowym z Niwek odpowiadają w profilu Węgrzynowa dolnoturnejskie wapienie i zlepieńce powstałe w wyniku podmorskich spływów grawitacyjnych oraz leżące wyżej w profilu utwory klastyczne reprezentowane przez iłowce, mułowce i piaskowce wizenu dolnego, podobne do warstw z Lechówka z Gór Świętokrzyskich (tab. 3).

MASYW GÓRNOŚLĄSKI

W masywie górnośląskim utwory dewonu i karbonu dolnego stosunkowo dobrze rozpoznano w południowo-wschodniej (antyklina Dębника) i wschodniej części (rejon Olkusz–Zawiercie) tego obszaru.

Antyklina Dębника

W południowo-wschodniej części masywu górnośląskiego utwory dewonu środkowego i górnego dość dobrze rozpoznano w rejonie antykliny Krakowa i antykliny Dębника (fig. 1). Wyniki badań litologiczno-biostratygraficznych skał dewonu antykliny Krakowa, w tym badań licznych profili otworów wiertniczych, przedstawiły Ślosarz i Żakowa (1975). Z kilku profili z antykliny Krakowa opisano także faunę konodontową (Chorowska, 1975), na podstawie której sprecyzowano pozycję biostratygraficzną kompleksów litostratygraficznych franu i famenu.

Równowiekowe utwory występujące w antyklinie Dębника w pełni scharakteryzowano pod względem litologiczno-biostratygraficznym (Baliński, 1979, 1995; Łaptaś, 1982; M. Narkiewicz, Racki, 1984, 1987). Najstarsza jednostka litostratygraficzna dewonu Dębника – dolomity ze Zbrzy – jest zaliczana do żywetu (M. Narkiewicz, Racki, 1984). W dolomitach tych charakterystyczną faunę stanowią ramienionogi z rodzaju *Stringocephalus*.

W profilu Węgrzynowa dolomitom ze Zbrzy odpowiadają najprawdopodobniej dolomity wapniste oraz dolomity ze stromatoporoidami z niższej części żywetu (tab. 3).

W leżących wyżej w profilu Dębника wapieniach dębńskich powszechnie występuje fauna koralowcowo-stromatoporoidowa (M. Narkiewicz, Racki, 1984). Pozycję biostratygraficzną wapieni dębńskich udokumentowano pośrednio na podstawie konodontów ze spągowej części zalegających wyżej wapieni gruzłowych. Z badań wynika, że wapienie dębńskie odpowiadają poziomowi *falsiovalis* i dolnej części poziomu *transitans* (Baliński, 1979, 1995). W tych wapieniach przebiega granica żywetu/fran (Racki, Turnau, 2000). Wydaje się bardzo prawdopodobne, że wapienie dębńskie są równowiekowe z niższą częścią wapieni dolomitycznych z profilu Węgrzynowa, występujących w przybliżeniu na głębokości 2453,2–2529,0 m (tab. 3).

Wyższej jednostce litostratygraficznej z rejonu Dębника – wapieniom gruzłowym – w profilu Węgrzynowa odpowiada zapewne górna część wapieni dolomitycznych.

Kolejna jednostka litostratygraficzna z rejonu Dębника – wapienie ziarniste – odpowiada poziomom *punctata*–dolny *rhenana* (Baliński, 1979, 1995; M. Narkiewicz, Racki, 1984; Racki, Turnau, 2000). W profilu Węgrzynowa równowiekowy odcinek profilu reprezentują wapienie ze styliolinami i dolna część leżących nad nimi wapieni ziarnistych (tab. 3).

Wyższą część profilu dewonu Dębника tworzą wapienie płytowe, których pozycję biostratygraficzną określono na poziomy dolny *rhenana*–środkowy *crepida* (Baliński, 1979, 1995; M. Narkiewicz, Racki, 1984; Racki, Turnau, 2000). W tych utworach przebiega granica fran/ famen. W profilu Węgrzynowa równowiekowe utwory dewonu reprezentuje wyższa część wapieni ziarnistych oraz dolna część margli i wapieni „bitumicznych” (tab. 3).

Najwyższa jednostka litostratygraficzna dewonu rozpoznana w antyklinie Dębника to wapienie mikrytowe i ziarniste, których dolna część jest datowana na poziom *crepida* (Baliński, 1979, 1995; M. Narkiewicz, Racki, 1984). Górna granica jednostki nie jest znana na omawianym obszarze. Wyniki datowań konodontowych wskazują, że sięga ona co najmniej do poziomu środkowy *expansa* (Baliński, 1995). W profilu Węgrzynowa równowiekowe utwory stanowią: wyższą część kompleksu margli i wapieni „bitumicznych”, wapienie gruzłowe oraz wapienie i margle (tab. 3).

Rejon Olkusz–Zawiercie

W rejonie Olkusza i Zawiercia utwory żywetu dolnego i środkowego to wapienie i dolomity koralowcowo-stromatoporoidowe (Migaszewski, Tarnowska, 1989). W profilu Węgrzynowa równowiekowe utwory są wykształcone w postaci dolomitów wapnistych i dolomitów ze stromatoporoidami (tab. 3).

W utworach najwyższego żywetu, franu i famenu rejonu Olkusz–Zawiercie wyróżniono kilka jednostek litostratygraficznych dowiązanych do uniwersalnego podziału biostratygraficznego opartego na konodontach (M. Narkiewicz, 1978a). Na pogranicze żywetu i franu są datowane biomikryty i wapienie koralowe. Wyższą część profilu tworzy dolnofrański zespół wapieni gruzłowych, które odpowiadają poziomowi *transitans* (M. Narkiewicz, 1978a, b; M. Narkiewicz, Racki, 1987; Racki, Turnau, 2000). W profilu Węgrzynowa odpowiednikiem litostratygraficznym tych utworów jest najprawdopodobniej górna część kompleksu wapieni dolomitycznych (tab. 3).

W rejonie Olkusza i Zawiercia powyżej wapieni gruzłowych najniższego franu występuje zespół wapieni i łupków styliolinowych, datowanych w przybliżeniu na poziomy *punctata*–*hassi* (M. Narkiewicz, 1978a). W profilu Węgrzynowa podobną litofację rozpoznano nad kompleksem wapieni dolomitycznych. Wapienie ze styliolinami występujące zarówno w Węgrzynowie, jak i we wschodniej części masywu górnośląskiego odpowiadają zapewne takiemu samemu przedziałowi biostratygraficznemu (tab. 3).

Zespół wapieni detrytycznych stanowi kolejną jednostkę litostratygraficzną dewonu górnego w rejonie Olkusz–Zawiercie (M. Narkiewicz, 1978a). Dolna część zespołu jest zbudowana z ogniwa kalcyrudytów, górna – z ogniwa wapieni laminowanych i kalcyrudytów. W stropowej części jednostki przebiega granica fran/ famen. W profilu Węgrzynowa równowiekowe utwory są wykształcone w postaci wapieni ziarnistych, datowanych na poziomy *hassi*/*jamieae*–dolny *triangularis* (tab. 3).

Łupki ilaste reprezentują następną jednostkę litostratygraficzną w famenie dolnym wschodniej części masywu górnośląskiego. Ich pozycja biostratygraficzna jest ograniczona do poziomów środkowy *triangularis*–środkowy *crepida* (M. Narkiewicz, 1978a). Litofacja ta odznacza się dużą zawartością substancji ilastej bogatej w bituminy i brakiem bentonicznej fauny (M. Narkiewicz, Racki, 1987). W profilu Węgrzynowa podobną litofację tworzą margle i wapienie „bitumiczne” z bezzawiasowymi ramienionogami (*Lingula* sp.) i pseudo-planktonem małżowym, występujące na głębokości 1620,4–1952,8 m. W tej części profilu Węgrzynowa odnotowano silne przejawy obecności substancji bitumicznych, z naciekami ropy naftowej włącznie (Jurkiewicz, 1975). Dolna część margli i wapieni „bitumicznych” przypada zapewne na pogranicze poziomów dolny/ środkowy *triangularis*, natomiast fragment stropowy sięga do poziomu dolny/ środkowy *marginifera* (tab. 3).

Kolejną jednostkę litostratygraficzną wyróżnioną w profilu utworów famenu z rejonu Olkusza i Zawiercia stanowi zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych. Pozycja biostratygraficzna wapieni jest ograniczona od poziomu środkowy *crepida* do najprawdopodobniej pogranicza poziomów *postera* i *expansa* (M. Narkiewicz, 1978a; M. Narkiewicz, Racki, 1987). W profilu Węgrzynowa wapienie gruzłowe występują w węższym przedziale stratygraficznym – litofacja ta pojawia się później w profilu dewonu i odpowiada poziomom górny *marginifera*–górny *trachytera* (tab. 3).

Najwyższą jednostką litostratygraficzną famenu górnego wschodniej części masywu górnośląskiego jest zespół czarnych łupków i wapieni (M. Narkiewicz, 1978a; M. Narkiewicz, Racki, 1987). Na obszarze tym nie udokumentowano spągowej i stropowej granicy tej jednostki, nie jest znany też jej pełny zasięg stratygraficzny, wiadomo natomiast na pewno, że skały te występują w przedziale poziomów górny *expansa*–dolny *praesulcata* (M. Narkiewicz, 1978a). Na obszarze masywu małopolskiego podobną litofację rozpoznano w utworach famenu górnego Pągowa na głębokości 2961,2–3000,0 m (Jurkiewicz, 1973). W profilu tym pozycję biostratygraficzną czarnych wapieni z głębokości 2994,5–2996,5 m określono na poziom dolny *expansa*. Z przedstawionych datowań wynika, że w rejonie Pągowa sedimentacja czarnych wapieni mogła rozpocząć się wcześniej niż we wschodniej części masywu górnośląskiego.

Na obszarze masywu górnośląskiego występuje luka stratygraficzna obejmująca utwory najwyższego dewonu i karbonu dolnego, sięgająca od poziomów górny *expansa* lub dolny *praesulcata* famenu górnego do poziomu *crenulata* turneju dolnego (Belka, 1985). Utwory karbonu należące do

turneju i wizenu rozpoznane między Sosnowcem a Olkuszem są wykształcone w postaci zróżnicowanych facji węglanowych (Bełka, *op. cit.*).

W rejonie Węgrzynowa w utworach z pogranicza dewonu i karbonu także występuje luka stratygraficzna, która może mieć podobny lub nieco większy przedział stratygraficzny. W profilu Węgrzynowa utwory zbliżone wiekowo do dolnokarbońskich wapieni z masywu górnośląskiego są reprezentowane przez wapienie i zlepieńce podmorskich spływów grawitacyjnych należące do turneju (poziomy *delicatus-texanus*) i leżący wyżej wizeński kompleks silikoklastyczny (tab. 3).

GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

Utwory dewonu i karbonu dolnego Gór Świętokrzyskich najdokładniej (w porównaniu z omówionymi wcześniej obszarami) rozpoznano pod względem wykształcenia litologicznego, zróżnicowania facjalnego, biostratygrafii oraz stratygrafii zdarzeniowej. Dotyczy to zwłaszcza regionu kieleckiego, gdzie znajdują się liczne odsłonięcia skał dewonu środkowego, górnego i karbonu dolnego, z których pochodził materiał badawczy opracowany szczegółowo w ostatnich kilkudziesięciu latach przez liczne grono badaczy.

W regionie kieleckim utwory dewonu środkowego i górnego charakteryzują się dużym zróżnicowaniem facjalnym, zarówno lateralnie, jak i w profilu pionowym. Zmiany te są najwyraźniejsze w zachodniej części obszaru, gdzie wyróżniono kilka głównych basenów sedymentacyjnych o ogólnej rozciągłości NW–SE (Szulczewski, 1971; Racki, 1993). W środkowej części tego obszaru (centralny obszar kielecki) w żywecie i we wczesnym franie dominowały płytkowodne facje koralowcowo-stromatoporoidowe, które w kierunku północnym (północny obszar kielecki, strefa przejściowa kostomłocka) i południowym (południowy obszar kielecki, basen chęcińsko-zbrzański) przechodziły stopniowo w facje basenowe (Szulczewski, 1981a, b; Racki, 1993). Począwszy od późnego franu płytkowodna platforma węglanowa ulegała stopniowemu zatapianiu. Na jej obszarze rozpoczęła się sedymentacja wapieni pelagicznych (Szulczewski, 1981c, 1995b; M. Narkiewicz, 1987, 1988; Racki, 1997).

W południowo-zachodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich występują utwory dewonu najbardziej podobne pod względem wykształcenia litologicznego do równoległych serii skalnych rozpoznanych w profilach Pagowa i Węgrzynowa.

W południowej części regionu kieleckiego profil utworów żywetu dolnego tworzą warstwy stringocefalowe wyróżnione w dolnej części formacji z Kowali, złożone z szarych kalcylutytów z podrzędnym udziałem warstw wzbogaconych w szczątki ramienionogów oraz ławic wapieni stromatoporoidowych lub stromatoporoidowo-koralowcowych (M. Narkiewicz i in., 1990). W profilu Węgrzynowa zbliżone wiekowo i facjalnie utwory są wykształcone jako dolomity wapniste oraz dolomity ze stromatoporoidami i występują w przybliżeniu na głębokości 2529,0–3014,8 m (fig. 2, tab. 3).

W basenie chęcińsko-zbrzańskim nad warstwami stringocefalowymi wyróżniono w formacji z Kowali ogniwo wapienia mikrytowego z Jaźwicy zawierające liczny zespół skamieniałości, złożony z fauny muszlowej z podrzędnym udziałem stromatoporoidów i koralowców (M. Narkiewicz i in., 1990; Racki, 1993). Dolna część jednostki odpowiada pograniczu poziomów *disparilis* i *falsiovalis*, u podstawy cyklu eustatycznego IIb (Racki, Turnau, 2000). W profilu Węgrzynowa ogniwo temu odpowiada najprawdopodobniej dolna część wapieni dolomitycznych, z pierwszymi konodontami znalezionymi na głębokości 2528,1 m (tab. 1, 3).

Na tym samym obszarze regionu kieleckiego wyższą część profilu tworzą utwory dewonu z pogranicza żywetu i franu, które należą do warstw chęcińskich wyróżnionych w formacji z Kowali (M. Narkiewicz i in., 1990). W profilu Węgrzynowa utworom tym odpowiada wyższa część kompleksu wapieni dolomitycznych i spagowy odcinek kompleksu wapieni ze styliolinami (tab. 3). Konodonty z zespołów rozpoznanych w dolnej części warstw chęcińskich (ogniwa A–E według schematu Rackiego, 1993) są zapewne równoległe z konodontami udokumentowanymi w profilu Węgrzynowa na głębokości 2496,8 m (tab. 1).

W warstwach chęcińskich, przypuszczalnie na pograniczu ogniw G i H, przebiega granica żywet/ fran (M. Narkiewicz i in., 1990; Racki, 1993). W stropowej części warstw chęcińskich (ogniwo K), należącej do franu dolnego, występują wapienie ze styliolinami i ramienionogami *Phlogoiderhynchus polonicus* (Roemer) (Racki, 1993). W profilu Węgrzynowa równoległe wapienie stanowią dolną część kompleksu wapieni ze styliolinami (tab. 3).

W profilu Kowali w regionie kieleckim występuje kompletna sekwencja utworów żywetu górnego, franu, famenu i karbonu dolnego. Wyróżniono w niej kilkanaście (A–N) charakterystycznych kompleksów litologicznych (Szulczewski, 1995a, 1996; De Vleeschouwer i in., 2013). W profilu tym na wapieniach stromatoporoidowo-koralowcowych, odpowiadających ogniwu wapienia masywnego z Kadzielni (kompleks C) leżą wapienie mikrytowo-margliste zawierające stylioliny i ramienionogi *Phlogoiderhynchus polonicus* (Roemer) (kompleks D; Szulczewski, Racki, 1981; M. Narkiewicz i in., 1990; Racki, 1993; Szulczewski, 1995a, 1996). Początek sedymentacji tych wapieni jest utożsamiany z pogłębieniem zbiornika, związanym z wczesnofrańskim zdarzeniem eustatycznym IIc (M. Narkiewicz, 1988; Racki, 1993, 1997; Racki, Turnau, 2000), którego rozpoczęcie odpowiada podstawie poziomu *punctata* (Johnson i in., 1985; Walliser, 1996). W profilu Węgrzynowa sedymentacja wapieni ze styliolinami związana z pogłębieniem basenu rozpoczęła się na pograniczu poziomów *transitans* i *punctata* (tab. 3).

Utwory występujące w wyższej części profilu Kowali (kompleksy E–H3) są reprezentowane przez wapienie detrytyczne, wapienie margliste i mikrytowe oraz wapienie z czerstami (Szulczewski, 1968, 1971, 1996; Racki, 1996). W tych ostatnich wyznaczono granicę fran/ famenu (Racki, Baliński, 1998; De Vleeschouwer i in., 2013). W profilu Węgrzynowa wymienionym kompleksom odpowiadają wapienie ziarniste, w których stropowej części przebiega granica fran/ famenu

(tab. 3). Na jej położenie w tej części profilu wskazuje fauna konodontowa, a także ostatnie wystąpienie tentakulitów w tym profilu, znalezionych na głębokości 1978,0 m. W profilu otworu wiertniczego Węgrzynów IG 1 pozycja stratygraficzna najmłodszych warstw z tentakulitami być może jest zbliżona do tej, jaką zajmuje mikromuszowiec tentakulitoidowy opisany z poziomu *linguiformis* z profilu otworu Janczyce I ze wschodniej części Gór Świętokrzyskich (fig. 1; Matyja, M. Narkiewicz, 1995).

Wyższa część profilu utworów dewonu Kowali, wyróżniona jako kompleks H4, obejmuje wapienie margliste odpowiadające konodontowym poziomom środkowy *triangularis*–dolny *marginifera* (Szulczewski, 1995a; De Vleeschouwer i in., 2013). Sedymentacja tych wapieni jest wiązana z globalnym zdarzeniem eustatycznym (cykl IIe), które przypada na środkową część poziomu *triangularis* (Johnson i in., 1985; Walliser, 1996). W profilu Węgrzynowa równoległe utwory są wykształcone jako margle i wapienie „bitumiczne” (tab. 3). W tej części profilu Węgrzynowa odnotowano obecność łodzików, bezzawiasowych ramienionogów z rodzaju *Lingula* i pseudoplankton małżowy. Należy przypuszczać, że utwory te reprezentują najgłębszą fację w sekwencji dewonu centralnej części masywu małopolskiego. Sedymentacja osadów zachodziła najprawdopodobniej w anaerobowym środowisku strefy hemipelagicznej.

We wschodniej części Gór Świętokrzyskich marglom i wapieniom „bitumicznym” z Węgrzynowa odpowiadają laminowane wapienie margliste, wyróżniane od dolnej części poziomu górny *rhenana* do najniższej części poziomu dolny *marginifera* (M. Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983; M. Narkiewicz, K. Narkiewicz, 1992; Matyja, M. Narkiewicz, 1995).

Wyższa część profilu dewonu w Kowali, obejmująca kompleksy I i J, jest reprezentowana przez margle i wapienie gruzłowe, datowane na poziomy górny/ najwyższy *marginifera* (Nehring-Lefeld, 1990; Romanek, Rup, 1990; Żakowa, Radlicz, 1990; Szulczewski, 1996; De Vleeschouwer i in., 2013). W profilu Węgrzynowa litofacji tej odpowiadają wapienie gruzłowe, których pozycję biostratygraficzną określono na poziomy górny *marginifera*–górny *trachytera* (tab. 3). Wapienie gruzłowe z profilu Węgrzynowa reprezentują płytsze środowisko sedymentacji niż podścielające je margle i wapienie „bitumiczne”. Świadczą o tym m.in. liczne szczątki glonów znajdowane w maceratach konodontowych z wapieni gruzłowych. Spłylenie zbiornika sedymentacyjnego spowodowane zostało zapewne obniżeniem poziomu morza, związanym z ogólnoswiatowym trendem regresywnym w poziomie późny *marginifera* (Johnson i in., 1985; Walliser, 1996).

Margle, wapienie, łupki margliste i bitumiczne stanowiące górny odcinek profilu utworów famenu w rejonie Kowali (kompleksy K–M) są datowane na poziomy dolny *trachytera*–dolny *praesulcata* (Racki, 1996; Szulczewski, 1996; De Vleeschouwer i in., 2013). W profilu Węgrzynowa utworom tym odpowiadają wapienie i margle ze stropowej części sekwencji famenu (tab. 3). Wapienie i margle z wyższej części kompleksu K z Kowali są równoległe z wapieniami famenu górnego z profilu otworu wiertniczego Pałów

IG 1, które na głębokości 2994,5–2996,5 m odpowiadają poziomowi dolny *expansa*.

W profilu Kowali utwory węglanowe dewonu górnego (kompleksy L, M) przechodzą w ciągłości sedymentacyjnej w warstwy radlińskie karbonu dolnego (kompleks N), reprezentowane przez łupki margliste z wkładkami wapieni (Czarnecki, 1933; Malec, 1995; De Vleeschouwer i in., 2013). W profilu tym wyższa część utworów karbonu jest złożona z czarnych iłowców krzemionkowych warstw zarębiańskich, których początek sedymentacji przypada na puls eustatyczny z dolnej części poziomu *crenulata*, związany z podniesieniem poziomu morza (Malec, 2014; tab. 3).

W zachodniej części regionu kieleckiego, w rejonie Gałęzic, w utworach z pogranicza dewonu i karbonu, występują luki stratygraficzne związane z przerwą w depozycji osadów w warunkach podmorskich (Szulczewski, 1978, 1981c; Malec, 2014). Na obszarze tym dopiero od poziomu *anchoralis* turneju górnego rozpoczęła się ciągła sedymentacja osadów, reprezentowanych przez dolnokarbońskie iłowce z warstwami wapieni warstw radlińskich i leżące wyżej iłowce krzemionkowe warstw zarębiańskich (Szulczewski i in., 1996a). W stropie tych ostatnich, w poziomie *bilineatus* wizenu górnego, pojawiają się utwory podmorskich spływów grawitacyjnych w postaci zlepieńców i wapieni z płytkomorską fauną (tab. 3), wyróżnionych jako ogniwo debrytów z Gałęzic (Bełka, Skompski, 1988; Skompski, 1992, 2006; Szulczewski, Skompski, 1995; Żakowa, Migaszewski, 1995; Bełka i in., 1996; Szulczewski i in., 1996a; Skompski i in., 2006). Na obszar Gałęzic zostały one resedymetowane z platformy Nidy położonej na północ od Węgrzynowa (Bełka, Skompski, 1988; Bełka i in., 1996). W rejonie Gałęzic wyższa część profilu karbonu jest wykształcona w postaci utworów ilasto-mułowcowych z wkładkami piaskowców, należących do górnowizeńskich warstw z Lechówka (Łydka, Żakowa, 1975; Żakowa, 1981; Żakowa, Migaszewski, 1995).

W profilach Węgrzynowa i Pałowa w utworach datowanych na pogranicze dewonu i karbonu występują luki stratygraficzne. W Pałowie na wapieniach famenu górnego odpowiadających poziomowi dolny *expansa* leżą iłowce, mułowce i piaskowce wizenu górnego wyróżnione jako formacja z Milianowa, równoległe z warstwami z Lechówka z Gór Świętokrzyskich (Jurkiewicz, 1976a, 2000). W Węgrzynowie luka stratygraficzna ma mniejszy zakres. Obejmuje najprawdopodobniej konodontowe poziomy *expansa*–*crenulata*, a więc utwory najwyższego famenu i turneju dolnego. Najstarsze utwory karbonu z Węgrzynowa są wykształcone w postaci wapieni organodetrytycznych z węglanowymi zlepieńcami i wkładkami piaskowców, powstałych w wyniku podmorskich spływów grawitacyjnych, podobnych do stwierdzonych w rejonie Gałęzic w zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Jurkiewicz, 2000). Obszar alimentacyjny stanowiła prawdopodobnie platforma Opatkowic, znajdująca się na południe od Węgrzynowa (por. Bełka i in., 1996). Na podstawie konodontów występujących w dolnej części redeponowanych wapieni z Węgrzynowa, na głębokości 1367,5–1448,8 m, można datować te utwory na poziomy *delicatus* i *anchoralis* z turneju środkowego i górnego oraz *texasus*

z wizenu dolnego. W rejonie Węgrzynowa sedymentacja osadów podmorskich spływów grawitacyjnych rozpoczęła się wcześniej (poziom *delicatus*) niż w zachodniej części Gór Świętokrzyskich (poziom *bilineatus*; Szulczewski i in., 1996a; tab. 3). W profilu Węgrzynowa wyższa część utworów

wizenu jest wykształcona jako klastyczne twory iłowcowo-mułowcowe z podrzędnym udziałem warstw piaskowcowych (Jurkiewicz, 1973, 1975). Ta jednostka litostratygraficzna odpowiada warstwom z Lechówka z obszaru Gór Świętokrzyskich (Żakowa, 1981; Żakowa, Migaszewski, 1995).

PODSUMOWANIE

1. W próbkach utworów dewonu i karbonu z profili otworów wiertniczych Węgrzynów IG 1 i Pağów IG 1 znajdujących się w centralnej części masywu małopolskiego zidentyfikowano 85 gatunków i podgatunków konodontów. Najliczniej są reprezentowane rodzaje *Polygnathus* (41 gatunków) i *Palmatolepis* (29 gatunków), pozostałe gatunki należą do rodzajów *Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Bispathodus*, *Gnathodus*, *Icriodus*, *Lochriea*, *Pseudopolygnathus*, *Scaliognathus* i *Siphonodella*. Na podstawie konodontów w profilu utworów żywetu górnego, franu i famenu Węgrzynowa i Pağowa wyróżniono 13 poziomów konodontowych (dolny *falsiovalis*–dolny *expansa*), a w turneju i wizenie Węgrzynowa – 3 poziomy konodontowe (*delicatus*, *anchoralis* i *texanus*).

2. W profilu Pağowa udokumentowano twory franu z poziomów *jamieae*–górną *rhenana* oraz famenu z poziomu dolny *expansa*. Na pograniczu franu i famenu występuje w tym profilu luka stratygraficzna, związana prawdopodobnie z przerwą w sedymentacji osadów w warunkach podmorskich. Druga luka stratygraficzna obejmuje bliżej nieokreśloną część utworów najwyższego famenu, turneju i wizenu dolnego. Twory karbonu są reprezentowane przez serię mułowcowo-piaskowcową wizenu górnego.

3. W profilu Węgrzynowa na podstawie konodontów udokumentowano twory żywetu górnego, franu i famenu w zakresie poziomów dolny *falsiovalis*–górną *postera*. Następstwo poziomów konodontowych oraz wykształcenie litologiczne utworów dewonu Węgrzynowa wskazują na ciągłość sedymentacji osadów i brak luk stratygraficznych. Na obszarze tym depozycja osadów dewonu górnego odbywała się w zbiorniku o większej subsydencji niż w rejonie Pağowa, o czym świadczy dużo większa miąższość utworów tego samego wieku w profilu Węgrzynowa. W utworach pogranicza dewonu i karbonu Węgrzynowa występuje luka stratygraficzna, która obejmuje najwyższy famen i turnej dolny. Jej przedział (poziomy *expansa*–*crenulata*) jest podobny do przedziału luki z zachodniej części Gór Świętokrzyskich (od

poziomu środkowy *praesulcata* do poziomów *sandbergi* lub *cuneiformis*).

4. W rejonie Węgrzynowa sedymentacja dolnokarbońskich osadów węglanowych spływów grawitacyjnych zachodziła w środkowym turneju i we wczesnym wizenie, najprawdopodobniej od poziomu *delicatus* do poziomu *texanus*. W zachodniej części Gór Świętokrzyskich podobne twory pojawiły się później, na pograniczu środkowego i późnego wizenu, w poziomie *bilineatus*. W rejonie Węgrzynowa wyższa część profilu karbonu jest reprezentowana przez górnowizenijskie twory iłowcowo-mułowcowe z podrzędnym udziałem warstw piaskowcowych.

5. Twory dewonu górnego masywu małopolskiego i obszarów przyległych ze zbliżonych przedziałów biostratygraficznych odznaczają się podobieństwem litologicznym i biofacjalnym. Początek ich depozycji jest związany z fluktuacjami eustatycznymi poziomu morza o zasięgu globalnym. Twory z pogranicza dewonu środkowego i górnego Węgrzynowa są najbardziej zbliżone do warstw checińskich z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. W profilu Węgrzynowa twory wyższego franu i famenu wykazują największe podobieństwo do utworów górnodewońskich z południowo-zachodniej części regionu kieleckiego i ze wschodniej części masywu górnośląskiego. Niektóre kompleksy litologiczne dewonu Węgrzynowa są wykształcone tak samo jak twory dewonu południowej części masywu małopolskiego i południowo-wschodniej części masywu górnośląskiego występujące w podobnych przedziałach biostratygraficznych.

Podziękowania. Autor dziękuje prof. Zdzisławowi Migaszewskiemu za przetłumaczenie tekstu na język angielski, a prof. Hannie Matyi i dr Tatianie Woroncowej-Marcinkowskiej – za wnikliwą recenzję i cenne uwagi krytyczne.

Badania wykonano w ramach projektu badawczego nr 6.20.1537.00.0 sfinansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

LITERATURA

van ADRICHEM BOOGAERT H.A., 1967 — Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leids Geol. Meded.*, **39**: 129–192.
AUSTIN R.L., HUSRI S., 1974 — Dinantian conodont faunas of County Clare, County Limerick and County Leitrim. An Appendix. *W*: International Symposium on Belgian Micropalaeontological

logical Limits from Emsian to Viséan, Namur (red. J. Bouckaert, M. Strel). Publ. 3: 18–69. Geol. Surv. Belgium.
AUSTIN R.L., ORCHARD M.J., STEWART I.J., 1985 — Conodonts of the Devonian System from Great Britain. *W*: A stratigraphical index of conodonts (red. A.C. Higgins, R.L. Austin): 93–166. British Micropalaeont. Soc., Chichester.

- BAHRAMI A., CORRADINI C., YAZDI M., 2011 — Upper Devonian–Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the Shotori Range, Tabas area, Central Iran Microplate. *Boll. Soc. Paleont. Italiana*, **50**, 1: 35–53.
- BALIŃSKI A., 1979 — Brachiopods and conodonts from the Frasnian of the Dębnik Anticline, southern Poland. *Palaeont. Pol.*, **39**: 3–95.
- BALIŃSKI A., 1995 — Brachiopods and conodont biostratigraphy of the Famennian from the Dębnik Anticline, southern Poland. *Palaeont. Pol.*, **54**: 3–88.
- BARSKOV I.S., ALEKSEEV A.S., KONONOVA L.I., MIGDI-SOVA A.V., 1987 — Opredelitel' konodontov verhnego devona i karbona. Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta.
- BARSKOV I.S., VORONCOVA T.N., KONONOVA L.I., KUZ'MIN A.V., 1991 — Opredelitel' konodontov devona i niźnego karbona. Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta.
- BELKA Z., 1985 — Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the northeastern part of the Moravia-Silesia Basin. *Acta Geol. Pol.*, **35**, 1/2: 33–60.
- BELKA Z., SKOMPSKI S., 1988 — Mechanizm sedymentacji i pozycja facjalna wapienia węglowego w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **36**, 8: 442–449.
- BELKA Z., SKOMPSKI S., SOBON-PODGÓRSKA J., 1996 — Reconstruction of a lost carbonate platform on the shelf of Fennoscandia: evidence from Viséan polymictic debrite, Holy Cross Mts., Poland. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **107**: 315–329.
- van den BOOGAARD M., SCHERMERHORN L.J.G., 1981 — Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 6. A Lower Famennian conodont fauna at Monte do Forno da Cal (South Portugal). *Scripta Geol.*, **63**: 1–16.
- von BUCHROITHNER M.F., 1979 — Die Conodontenchronologie im Karbon der Pyrenäen. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **70**: 75–118.
- CARMAN M.R., 1987 — Conodonts of the Lake Valley Formation (Kinderhookian–Osagean), Sacramento Mountains, New Mexico, U.S.A. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **98**: 47–73.
- CHOROWSKA M., 1969 — Stratygrafia dewonu z Jarosowca na podstawie konodontów. *Kwart. Geol.*, **13**, 1: 60–66.
- CHOROWSKA M., 1972 — Konodonty dewonu górnego i karbonu dolnego z profilu Węgrzynów IG 1 (niecka miechowska). *Biul. Inst. Geol.*, **233**: 161–208.
- CHOROWSKA M., 1975 — Konodonty franu i famenu dolnego antykliny Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, **282**: 69–100.
- CLAUSEN C.-D., LEUTERITZ K., ZIEGLER W., 1989 — Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, **35**: 161–226.
- CLAUSEN C.-D., KORN D., LUPPOLD F.W., 1991 — Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofiles am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördliches Rheinisches Schiefergebirge). *Geol. Paläont. Westf.*, **18**: 7–65.
- CLAUSEN C.-D., WEDDIGE K., ZIEGLER W., 1993 — Devonian of the Rhenish Massif. *SDS Newsl.*, **10**: 18–19.
- CORRADINI C., KAISER S.I., PERRI M.C., SPALLETTA C., 2011 — *Protognathodus* (Conodont) and its potential as a tool for defining the Devonian/Carboniferous boundary. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **117**, 1: 15–28.
- CZARNOCKI J., 1933 — Stratygrafia warstw granicznych między dewonem i karbonem w okolicy Kowali. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **34**: 31–34.
- DE VLEESCHOUWER D., RAKOCIŃSKI M., RACKI G., BOND D.P.G., SOBIENŃ K., CLAEYS P., 2013 — The astronomical rhythm of Late-Devonian climate change (Kowala section, Holy Cross Mountains, Poland). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **365**: 25–37.
- DREESSEN R., SANDBERG Ch.A., ZIEGLER W., 1986 — Review of Late Devonian and Early Carboniferous conodont biostratigraphy and biofacies models as applied to the Ardenne shelf. *W: Late Devonian events around the Old Red Continent* (red. M.J.M. Bless, M. Stree). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **109**: 27–43.
- DZIK J., 1997 — Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea. *Acta Palaeont. Pol.*, **42**, 1: 57–170.
- DZIK J., 2002 — Emergence and collapse of the Frasnian conodont and ammonoid communities in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **47**, 4: 565–650.
- FEIST R., KLAPPER G., 1985 — Stratigraphy and conodonts in pelagic sequences across the Middle–Upper Devonian boundary, Montagne Noire, France. *Palaeontographica*, **A**, **188**: 1–18.
- FLAJS G., FEIST R., 1988 — Index conodonts, trilobites and environment of the Devonian–Carboniferous boundary beds at La Serre (Montagne Noire, France). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**: 53–107.
- FREYER G., ŻAKOWA H., 1967 — Famennian conodonts from borehole Bolechowice 1 (in the Holy Cross Mts.). *Acta Geol. Pol.*, **17**, 1: 105–137.
- GHOLAMALIAN H., 2005 — New data on the Famennian conodonts from Esfahan area, Central Iran. *Iranian Int. Sci.*, **6**, 1: 27–45.
- HELMS J., 1959 — Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon (Thüringen). *Geologie*, **8**, 6: 634–677.
- HELMS J., 1961a — Die „nodocostata-Gruppe“ der Gattung *Polygnathus*. *Geologie*, **10**, 6: 674–711.
- HELMS J., 1961b — Die Bebeutung der Conodonten für die Stratigraphie. *Geologie*, **10**, 8: 973–995.
- HELMS J., 1963 — Zur „Phylogenese“ und Taxonomie von *Palma-tolepis* (Conodontida, Oberdevon). *Geologie*, **12**, 4: 449–485.
- HELMS J., WOLSKA Z., 1967 — New Upper Devonian conodonts from Poland and Germany. *Acta Palaeont. Pol.*, **12**, 2: 227–238.
- HELSEN S., BULTYNCK P., 1992 — Conodonts and megafauna from two sections at Nismes and Mariembourg (Frasnian of the southern flank of the Dinant Synclinorium, Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **115**, 1: 145–154.
- HOU H.-F., JI Q., XIONG J.-F., WU X.-H., 1984 — A possible stratotype of Devonian–Carboniferous boundary in Guizhou province, south China. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **67**: 193–205.
- JAWOROWSKI K., JURKIEWICZ H., KOWALCZEWSKI Z., 1967 — Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG 1. *Kwart. Geol.*, **11**, 1: 21–38.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG Ch.A., 1985 — Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**: 567–587.
- JOHNSTON D.I., CHATTERTON B.D.E., 1991 — Famennian conodont biostratigraphy of the Palliser Formation, Rocky Mountains, Alberta and British Columbia, Canada. *Geol. Surv. Canada Bull.*, **417**: 163–183.
- JURKIEWICZ H., 1965 — Profil wiercenia w Bożej Woli. *Prz. Geol.*, **9**, 9: 378–380.
- JURKIEWICZ H., 1969 — Profil geologiczny wiercenia Jaronowice IG 1. *Prz. Geol.*, **13**, 4: 177–179.
- JURKIEWICZ H., 1973 — Węgrzynów IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **7**.
- JURKIEWICZ H., 1975 — Budowa geologiczna podłoża centralnej części niecki miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **283**: 5–100.
- JURKIEWICZ H., 1976a — Pagów IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **33**.
- JURKIEWICZ H., 1976b — Jaronowice IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **34**.

- JURKIEWICZ H., 1990 — Włoszczowa IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiern. Państw. Inst. Geol.*, **70**.
- JURKIEWICZ H., 1991 — Biała Wielka IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiern. Państw. Inst. Geol.*, **74**.
- JURKIEWICZ H., 2000 — Litostratygrafia i paleogeografia karbonu centralnej części niecki miechowskiej. *W: Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich – kontrowersje i nowe spojrzenia* (red. B.J. Kowalski). *Pr. Inst. Geogr. Wyż. Szk. Pedagog. w Kielcach*, **4**: 127–147.
- JURKIEWICZ H., ŻAKOWA H., 1969 — Nowe dane o paleozoiku w podłożu Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **13**, 2: 284–299.
- JURKIEWICZ H., ŻAKOWA H., 1972 — Rozwój litologiczno-paleogeograficzny dewonu i dolnego karbonu w Niecce Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **16**, 4: 817–850.
- KAISER S.I., CORRADINI C., 2011 — The early siphonodellids (Conodonta, Late Devonian–Early Carboniferous): overview and taxonomic state. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **261**: 19–35.
- KAISER S.I., BECKER R.T., SPALLETTA C., STEUBER T., 2009 — High-resolution conodont stratigraphy, biofacies, and extinctions around the Hangenberg event in pelagic successions from Austria, Italy, and France. *Palaeontogr. Amer.*, **63**: 99–138.
- KICUŁA J., ŻAKOWA H., 1972 — Devon i karbon w podłożu południowej części niecki miechowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 2/3: 165–228.
- KLAPPER G., 1985 — Sequence in conodont genus *Ancyrodella* in Lower asymmetric Zone (earliest Frasnian, Upper Devonian) of the Montagne Noire, France. *Palaeontographica*, **A**, **188**: 19–34.
- KLAPPER G., LANE R., 1985 — Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the *Polygnathus* biofacies, N.W.T., Canada. *J. Paleont.*, **59**, 4: 904–951.
- KLAPPER G., ZIEGLER W., 1979 — Devonian conodont biostratigraphy in the Devonian System. *Spec. Pap. Palaeont.*, **23**: 199–224.
- LANE H.R., ZIEGLER W., 1983 — Taxonomy and phylogeny of *Scaliognathus* Branson et Mehl 1941 (Conodonta, Lower Carboniferous). *Senckenberg. Lethaea*, **64**, 2–4: 199–225.
- LANE H.R., SANDBERG Ch.A., ZIEGLER W., 1980 — Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. *Geol. Palaeont.*, **14**: 117–164.
- ŁAPTAŚ A., 1982 — Sedymentacja utworów węglanowych dewonu środkowego rejonu Dębника. *Stud. Geol. Pol.*, **75**: 59–100.
- ŁYDKA K., ŻAKOWA H., 1975 — Środowiska sedymentacji karbonu Gałęzic. *Biul. Inst. Geol.*, **283**: 101–149.
- MALEC J., 1995 — Devonian–Carboniferous boundary. *W: XII International Congress Carboniferous–Permian, August 28–September 2, 1995, Kraków, Poland* (red. M. Szulczewski, J. Dvořák). Guide to excursion B4. Evolution of Polish–Moravian carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous: Holy Cross Mts., Kraków Upland, Moravian Karst: 15–16. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MALEC J., 2001 — Wyniki badań konodontowych utworów dewonu i karbonu w profilach otworów wiertniczych Pągów IG 1 i Węgrzynów IG 1 (niecka Nidy). *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **57**: 132–134.
- MALEC J., 2013 — Stratygrafia osadów dewonu i karbonu w profilach otworów wiertniczych Pągów IG 1 i Węgrzynów IG 1 (Niecka Nidziańska) na podstawie konodontów. *W: Georóżnorodność Poniżnia na tle innych obszarów północnej części zapadliska przedkarpackiego. VII Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne, Busko-Zdrój, 22–24 maja 2013. Materiały konferencyjne* (red. A. Łajczak i in.): 51–52. UJK, Kielce.
- MALEC J., 2014 — The Devonian/ Carboniferous boundary in the Holy Cross Mountains (Poland). *Geol. Quart.*, **58**, 2: 217–234.
- MATYJA H., 1987 — Conodont biofacies in the Famennian Stage of Pomerania, northwestern Poland. *W: Conodonts: investigative techniques and application* (red. R.L. Austin): 363–381. British Micropalaeont. Soc., Chichester.
- MATYJA H., 1993 — Upper Devonian of Western Pomerania. *Acta Geol. Pol.*, **43**, 1/2: 27–94.
- MATYJA H., NARKIEWICZ M., 1979 — Lithofacies and conodonts in Visean profile, Olkusz area, southern Poland. *Acta Geol. Pol.*, **29**, 4: 475–488.
- MATYJA H., NARKIEWICZ M., 1995 — Conodont stratigraphy of the Upper Devonian in the Janczyce I borehole section, eastern Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **39**, 2: 177–206.
- MATYJA H., TURNAU E., ŻBIKOWSKA B., 2000 — Lower Carboniferous (Mississippian) stratigraphy of northwestern Poland: conodont, miospore and ostracod zones compared. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **70**: 193–217.
- MIGASZEWSKI Z., TARNOWSKA M., 1989 — Profil dewonu w otworze wiertniczym RK14 w Zawierciu. *Kwart. Geol.*, **33**, 2: 370–371.
- MORYC W., 1987 — Stratygrafia i rozwój fałszywy dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.*, **31**, 2/3: 357–364.
- NARKIEWICZ K., BULTYNCK P., 2007 — Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom–Lublin area, SE Poland. *Geol. Quart.*, **51**, 4: 419–442.
- NARKIEWICZ K., BULTYNCK P., 2011 — Biostratygrafia konodontowa dewonu górnego Lubelszczyzny. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 193–254.
- NARKIEWICZ M., 1978a — Stratygrafia i rozwój fałszywy górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Pol.*, **28**, 4: 415–470.
- NARKIEWICZ M., 1978b — Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia. *Kwart. Geol.*, **22**, 4: 693–706.
- NARKIEWICZ M., 1987 — Zdarzenia na późnodewońskim szelfie południowej Polski i ich znaczenie stratygraficzne. *Kwart. Geol.*, **31**, 4: 581–598.
- NARKIEWICZ M., 1988 — Turning points in sedimentary development in the Late Devonian southern Poland. *Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **14**, 2: 619–636.
- NARKIEWICZ M., NARKIEWICZ K., 1992 — Transgressive pulse in the Upper Frasnian of the Janczyce I section (Holy Cross Mts): sedimentology and conodont biofacies. *Geol. Quart.*, **36**, 3: 281–304.
- NARKIEWICZ M., OLKOWICZ-PAPROCKA I., 1983 — Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **27**, 2: 225–256.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., 1984 — Stratygrafia dewonu antykliny Dębника. *Kwart. Geol.*, **28**, 3/4: 513–546.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., 1987 — Korelacja i rozwój sedymentacji górnego dewonu między Dębnikiem a Zawierciem. *Kwart. Geol.*, **31**, 2/3: 341–356.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., WRZOŁEK T., 1990 — Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporoidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **34**, 3: 433–456.
- NEHRING M., 1967 — Konodony dolnego famenu z profilu Winowo w okolicy Siewierza (Wyżyna Śląsko-Krakowska). *Biul. Inst. Geol.*, **209**: 113–169.
- NEHRING-LEFELD M., 1990 — Biostratygrafia famenu z otworu wiertniczego Kowala 1 na podstawie konodontów. *Kwart. Geol.*, **34**, 2: 271–290.

- NORRIS A.W., UYENO T.T., SARTENER P., TELFORD P.G., 1992 — Brachiopod and conodont faunas from the uppermost Williams Island Formation and lower Long Rapids Formation (Middle and Upper Devonian), Moose River Basin, northern Ontario. *Geol. Surv. Canada*, **434**: 1–132.
- OVNATANOVA N.S., 1976 — Novye pozdnevedovskie konodonty Russkoj platformy. *Paleontologič. žurnal*, **2**: 106–115.
- PERRI M.C., SPALLETTA C., 1990 — Famennian conodonts from climenid pelagic limestone, Carnic Alps, Italy. *Palaeontogr. Italica*, **77**: 55–83.
- PERRI M.C., SPALLETTA C., 1998 — Conodont distribution at the Tournaisian/ Visean boundary in the Carnic Alps (Southern Alps, Italy). *Palaeont. Pol.*, **58**: 225–245.
- PISARZOWSKA A., SOBSTEL M., RACKI G., 2006 — Conodont-based event stratigraphy of the Early–Middle Frasnian transition on South Polish carbonate shelf. *Acta Palaeont. Pol.*, **51**, 4: 609–646.
- PREJBISZ A., 1979 — Biostratygrafia famenu z profilu wiercenia Gozd 2 (Pomorze Zachodnie). *Acta Geol. Pol.*, **29**, 4: 449–455.
- RACKI G., 1985 — Conodont biostratigraphy of the Givetian/ Frasnian boundary beds at Kostomłoty in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **35**, 3/4: 265–275.
- RACKI G., 1993 — Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeont. Pol.*, **37**, 2–4: 87–182.
- RACKI G., 1995 — Co dalej z dewońską krzywą eustatyczną? *Prz. Geol.*, **43**, 8: 632–636.
- RACKI G., 1996 — Frasnian–Famennian boundary at Kowala. *W: Sixth European Conodont Symposium ECOS VI. Excursion Guide* (red. M. Szulcowski, S. Skompski): 30–33. Inst. Paleobiol. PAN, Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- RACKI G., 1997 — Devonian eustatic fluctuations in Poland. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **199**: 1–12.
- RACKI G., BALIŃSKI A., 1998 — Late Frasnian Atrypida (Brachiopoda) from Poland and the Frasnian–Famennian biotic crisis. *Acta Palaeont. Pol.*, **43**, 2: 273–304.
- RACKI G., BULTYNCK P., 1993 — Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the Kielce area of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **43**, 1/2: 1–25.
- RACKI G., SOBOŃ-PODGÓRSKA J., 1993 — Givetian and Frasnian calcareous microbios of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeont. Pol.*, **37**, 2–4: 255–289.
- RACKI G., TURNAU E., 2000 — Devonian series and stage boundaries in Poland. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **225**: 145–158.
- ROMANEK A., RUP M., 1990 — Podział litostratygraficzny dewonu w profilu otworu wiertniczego Kowala 1. *Kwart. Geol.*, **34**, 2: 221–242.
- SANDBERG Ch.A., DREESEN R., 1984 — Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **196**: 143–178.
- SANDBERG Ch.A., ZIEGLER W., 1973 — Refinement of standard Upper Devonian conodont zonation based on section in Nevada and west Germany. *Geol. Palaeont.*, **7**: 97–122.
- SANDBERG Ch.A., HASENMUELLER N.R., REXROAD C.B., 1994 — Conodont biochronology, biostratigraphy, and biofacies of Upper Devonian part of New Albany Shale, Indiana. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **168**: 227–253.
- SANDBERG Ch.A., ZIEGLER W., BULTYNCK P., 1989 — New standard conodont zones and Early *Ancyrodella* phylogeny across Middle–Upper Devonian boundary. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**: 195–230.
- SANDBERG Ch.A., ZIEGLER W., DREESEN R., BUTLER J.L., 1988 — Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**: 267–307.
- SANDBERG Ch.A., ZIEGLER W., DREESEN R., BUTLER J.L., 1992 — Conodont biochronology, biofacies, taxonomy, and event stratigraphy around Middle Frasnian Lion Mudmound (F2h), Frasnes, Belgium. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **150**: 1–87.
- SANDBERG Ch.A., ZIEGLER W., LEUTERITZ K., BRILL S.M., 1978 — Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). *Newsl. Stratigr.*, **7**, 2: 102–120.
- SAVAGE N.M., FUNAI C.A., 1980 — Devonian conodonts of probable Early Frasnian age from the Coronados Islands of southeastern Alaska. *J. Paleont.*, **54**, 4: 806–813.
- SCHINDLER E., 1990 — Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **46**: 1–115.
- SCHÖNLAUB H.-P., FEIST R., KORN D., 1988 — The Devonian–Carboniferous boundary at the section „Grüne Schneid“ (Carnic Alps, Austria): a preliminary report. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**: 149–167.
- SHUGANG T., COEN M., 2005 — Conodont evolution and stratotype sign of carboniferous Tournaisian–Visean boundary in South China. *Sci. China, Ser. D, Earth Sci.*, **48**, 12: 2131–2141.
- SKOMPSKI S., 1992 — Kamieniołom Ostrówka. *W: Przewodnik wycieczkowy XV Konferencji Paleontologów „Paleontologiczny zapis zdarzeń późnego dewonu i karbonu”*, Bocheniec 1992: 1–4. Warszawa.
- SKOMPSKI S., 2006 — Karbon Gór Świętokrzyskich. *W: LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r. Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich* (red. S. Skompski, A. Żylińska): 65–66. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SKOMPSKI S., SZULCZEWSKI M., KONON A., 2006 — Stanowisko 4. Kamieniołom Ostrówka. *W: LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r. Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich* (red. S. Skompski, A. Żylińska). Wycieczka 4: Dewon zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Bukowa Góra–Mogiłki–Wietrznia–Ostrówka): 15–18. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SOBSTEL M., MAKOWSKA-HAFTKA M., RACKI G., 2006 — Conodont ecology in the Early–Middle Frasnian transition on the South Polish carbonate shelf. *Acta Palaeont. Pol.*, **51**, 4: 719–746.
- SZULCZEWSKI M., 1968 — Slump structures and turbidites in Upper Devonian limestones of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **18**, 2: 303–323.
- SZULCZEWSKI M., 1971 — Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 1: 1–129.
- SZULCZEWSKI M., 1972 — Interspecific relation of some Upper Devonian polygnathid conodonts. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 3: 449–458.
- SZULCZEWSKI M., 1973 — Famennian–Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dalnia in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **23**, 1: 15–59.
- SZULCZEWSKI M., 1978 — The nature of unconformities in the Upper Devonian–Lower Carboniferous condensed sequence in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **28**, 3: 283–298.
- SZULCZEWSKI M., 1981a — Dewon środkowy i górny zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *W: Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce, 6–8 września 1981* (red. H. Żakowa): 68–82. Wydaw. Geol., Warszawa.

- SZULCZEWSKI M., 1981b — Kadzielnia. *W: Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce, 6–8 września 1981* (red. H. Żakowa): 110–115. Wydaw. Geol., Warszawa.
- SZULCZEWSKI M., 1981c — Stratygrafia utworów dewonu i dolnego karbonu w kamieniołomie Ostrówka. *W: Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce, 6–8 września 1981* (red. H. Żakowa): 193–197. Wydaw. Geol., Warszawa.
- SZULCZEWSKI M., 1995a — Stop 1. Kowala. Devonian succession in the Kowala quarry and railroad cut. *W: XII International Congress Carboniferous–Permian, August 28–September 2, 1995, Kraków, Poland* (red. M. Szulczewski, J. Dvořák). Guide to excursion B4. Evolution of Polish-Moravian carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous: Holy Cross Mts., Kraków Upland, Moravian Karst: 13–15. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SZULCZEWSKI M., 1995b — Depositional evolution of the Holy Cross Mountains in the Devonian and Carboniferous – a review. *Geol. Quart.*, **39**, 4: 471–488.
- SZULCZEWSKI M., 1996 — Devonian succession in the Kowala quarry and railroad cut. *W: Sixth European Conodont Symposium ECOS VI. Excursion Guide* (red. M. Szulczewski, S. Skompski): 27–30. Inst. Paleobiol. PAN, Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- SZULCZEWSKI M., RACKI G., 1981 — Early Frasnian bioherms in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **31**, 3/4: 147–162.
- SZULCZEWSKI M., SKOMPSKI S., 1995 — Stop 4. Ostrówka quarry. *W: XII International Congress Carboniferous–Permian, August 28–September 2, 1995, Kraków, Poland* (red. M. Szulczewski, J. Dvořák). Guide to excursion B4. Evolution of Polish-Moravian carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous: Holy Cross Mts., Kraków Upland, Moravian Karst: 20–23. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SZULCZEWSKI M., ŻAKOWA H., 1976 — Nowe dane o famenie synkliny gałęzickiej. *Biul. Inst. Geol.*, **296**: 51–73.
- SZULCZEWSKI M., BELKA Z., SKOMPSKI S., 1996a — The drowning of a carbonate platform: an example from the Devonian–Carboniferous of the southwestern Holy Cross Mountains, Poland. *Sediment. Geol.*, **106**, 1/2: 21–49.
- SZULCZEWSKI M., BELKA Z., SKOMPSKI S., 1996b — Stop 6. Ostrówka quarry. *W: Sixth European Conodont Symposium ECOS VI. Excursion Guide* (red. M. Szulczewski, S. Skompski): 42–49. Inst. Paleobiol. PAN, Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- ŚLOSARZ J., ŻAKOWA H., 1975 — Dewon antykliny Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, **282**: 7–68.
- TARNOŃSKA M., 1990 — Sekwencja osadów dewonu dolnego i eiflu w otworze wiertniczym Jaronowice IG 1. *Kwart. Geol.*, **34**, 3: 563–564.
- WALLISER O.H., 1996 — Global events in the Devonian and Carboniferous. *W: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic* (red. O.H. Walliser): 225–250. Springer, Berlin.
- WALLISER O.H., GROOS-UFFENORDE H., SCHINDLER E., ZIEGLER W., 1989 — On the Upper Kellwasser Horizon (boundary Frasnian/ Famennian). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**: 247–256.
- WANG Ch.-Y., ZIEGLER W., 1983 — Devonian conodont biostratigraphy of Guangxi, south China, and the correlation with Europe. *Geol. Palaeontol.*, **17**: 75–107.
- WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KORN D., 2009 — Carboniferous stratigraphy and depositional environments in the Ahnet Mouydir area (Algerian Sahara). *Facies*, **55**, 3: 443–472.
- WOLSKA Z., 1967 — Górno-dewońskie konodonty z południowo-zachodniego regionu Gór Świętokrzyskich. *Acta Palaeont. Pol.*, **12**, 4: 363–435.
- WORONCOWA-MARCINOWSKA T., 2006 — Upper Devonian goniatites and co-occurring conodonts from the Holy Cross Mountains: studies of the Polish Geological Institute collections. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, **76**: 113–160.
- WOŹNIAK P., 2001 — Biostratygrafia utworów dewonu węglanowego w krawędziowej, wschodniej części bloku górnośląskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **398**: 85–106.
- ZAJĄC R., 1984 — Stratygrafia i rozwój fałszywy dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpacciego. *Kwart. Geol.*, **28**, 2: 291–316.
- ZAJĄC R., 1987 — Stratygrafia i rozwój fałszywy dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpacciego. Odpowiedź. *Kwart. Geol.*, **31**, 4: 599–608.
- ZIEGLER W., SANDBERG Ch.A., 1984 — Important candidate sections for stratotype of conodont based Devonian–Carboniferous boundary. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **67**: 231–239.
- ZIEGLER W., SANDBERG Ch.A., 1990 — The Late Devonian standard conodont zonation. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**: 1–115.
- ŻAKOWA H., 1981 — Rozwój i stratygrafia karbonu Gór Świętokrzyskich. *W: Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce, 6–8 września 1981* (red. H. Żakowa): 89–100. Wydaw. Geol., Warszawa.
- ŻAKOWA H., MIGASZEWSKI Z., 1995 — Lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development; Góry Świętokrzyskie Mts. *W: The Carboniferous system in Poland* (red. A. Zdanowski, H. Żakowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 109–115.
- ŻAKOWA H., RADLICZ K., 1990 — Makro- i mikrofauna oraz petrografia famenu z otworu wiertniczego Kowala 1. *Kwart. Geol.*, **34**, 2: 243–270.
- ŻAKOWA H., NEHRING-LEFELD M., MALEC J., 1985 — Devonian–Carboniferous boundary in the borehole Kowala 1 (southern Holy Cross Mts, Poland). Macro- and microfauna. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **33**, 1/2: 87–95.
- ŻAKOWA H., SZULCZEWSKI M., CHLEBOWSKI R., 1983 — Dewon górny i karbon synkliny borkowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **345**: 5–134.

SUMMARY

The conodont study was performed on Devonian and Lower Carboniferous carbonate rocks from the Węgrzynów IG 1 and Pągów IG 1 boreholes located in the central and NW parts of the Małopolska Massif (Fig. 1). More than 80 conodont species and subspecies have been identified, and standard conodont zones and their biostratigraphic

position have also been recognized (Figs. 2, 3, Tables 1, 2, Plates I–VII).

In the Węgrzynów IG 1 borehole, the conodonts from a depth of 1367.5–2528.1 m point to the presence of the uppermost Givetian, Frasnian, Famennian, Tournaisian and Viséan. The Devonian sediments (1478.5–2528.1 m depth)

have been assigned to the lower *falsiovalis*–upper *postera* zones, whereas the Carboniferous ones (1367.5–1448.8 m depth) – to the *delicatus*–*texanus* zones (cf. Chorowska, 1972).

In this section, which is characterised by continuous deposition of Devonian sediments, the boundary between the Givetian and Frasnian extends above a depth of 2496.8 m, whereas the Frasnian/ Famennian boundary is within a depth interval of 1831.7–1976.5 m. The Devonian–Carboniferous boundary is located within an interval of 1448.8–1477.0 m (cf. Jurkiewicz, 1973). In Węgrzynów, there is a stratigraphic gap at the Devonian–Carboniferous boundary linked to the *expansa*–*crenulata* zones of the latest Famennian and early Tournaisian. This gap may be of similar size as that in the area of the Upper Silesian Massif and the western part of the Holy Cross Mountains where, in different sections, it ranges from the middle *praesulcata* Zone to the *cuneiformis* Zone (cf. Bełka, 1985; Szulczewski *et al.*, 1996a).

In the Pałów IG 1 borehole, conodonts from a depth of 2994.5–3094.5 m prove the Frasnian *jamieae*–upper *rhenana* zones and Famennian zones from the lower *expansa* Zone. The conodont data indicate that the Frasnian/ Famennian boundary lies in this borehole within the rock series at a depth of 3000.0–3040.7 m, i.e. within a non-cored interval including the *linguiformis*–*postera* zones. There is certainly a stratigraphic gap between the Frasnian and Famennian

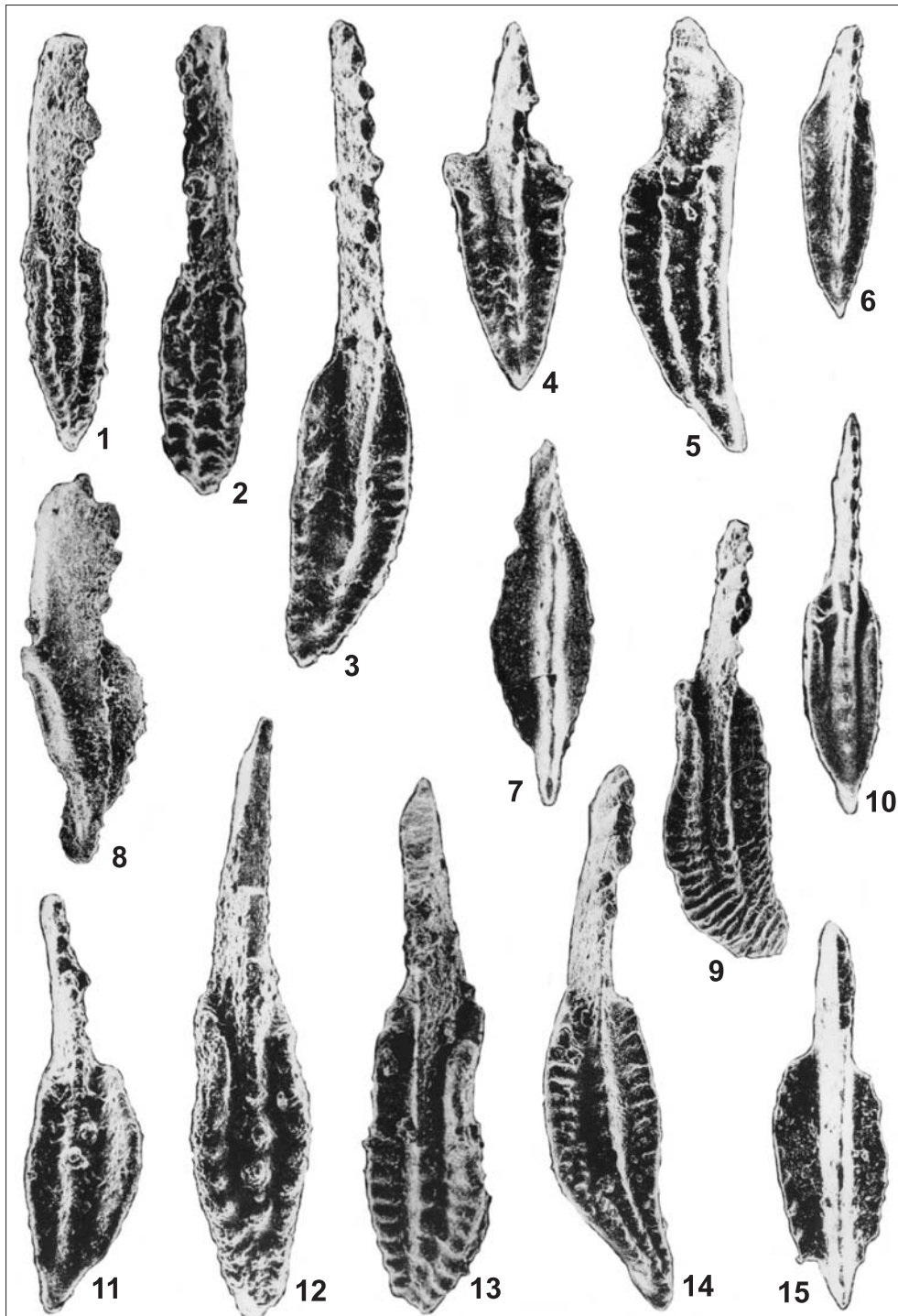
linked to a sedimentation break in submarine environments. In this section, a prominent stratigraphic gap also occurs between the Devonian and Carboniferous, including the latest Famennian, Tournaisian, and early Visean. The upper Famennian carbonate are overlain by upper Visean mudstone–sandstone sediments (Jurkiewicz, 1975). In the Pałów area, deposition of Upper Devonian sediments occurred in a basin showing lower subsidence than in the Węgrzynów area.

In the Upper Devonian of the Małopolska Massif and adjacent areas, rocks of the same lithologic and biofacies characteristics occur within the intervals of similar conodont zones (Table 3). In Węgrzynów, the Middle–Upper Devonian boundary section is similar to that of the Chęciny Beds (according to Racki, 1993) from the Kielce region of the Holy Cross Mountains. The Frasnian and Famennian section shows the closest affinity to the Upper Devonian succession of the south-western and eastern parts of the Kielce region from the Holy Cross Mountains, as well as of the eastern margin of the Upper Silesian Massif. In the Węgrzynów area, sedimentation of the Lower Carboniferous carbonate series in the form of submarine gravitational flows began in the Tournaisian, in the *delicatus* Zone. Equivalent sediments dated as the *bilineatus* Zone from the Middle Visean occur in the Carboniferous section of the western part of the Holy Cross Mountains (Szulczewski *et al.*, 1996a).

TABLICE
PLATES

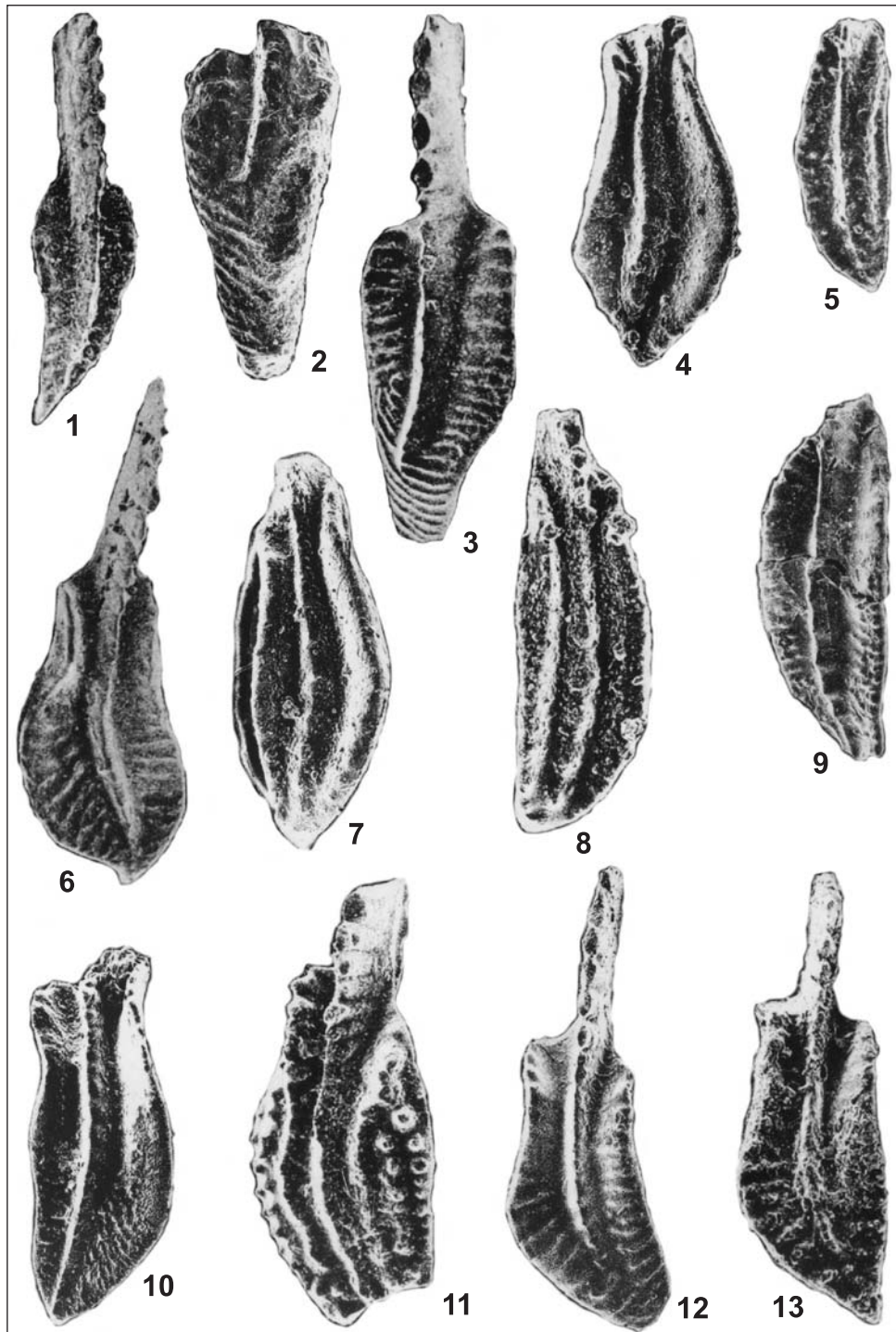
TABLICA I

- Fig. 1, 2, 12. *Polygnathus cf. dubius* Hinde
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, fig. 1, 2 – gł. 2528,1 m, fig. 12 – gł. 2496,8 m, fig. 1, 12 – pow. $\times 60$, fig. 2 – pow. $\times 110$
Węgrzynów IG 1 borehole, Fig. 1, 2 – depth 2528.1 m, Fig. 12 – depth 2496.8 m, Figs. 1, 12 – magnification $\times 60$, Fig. 2 – magnification $\times 110$
- Fig. 3. *Polygnathus decorosus* Stauffer
Otwór wiertniczy Pągów IG 1, gł. 3093,9–3094,5 m, pow. $\times 72$
Pągów IG 1 borehole, depth 3093.9–3094.5 m, magnification $\times 72$
- Fig. 4. *Pseudopolygnathus brevipennatus* Ziegler
Otwór wiertniczy Pągów IG 1, gł. 2994,5–2995,5 m, pow. $\times 90$
Pągów IG 1 borehole, depth 2994.5–2995.5 m, magnification $\times 90$
- Fig. 5. *Polygnathus pennatus* Hinde
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 2364,2 m, pow. $\times 90$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 2364.2 m, magnification $\times 90$
- Fig. 6, 10. *Polygnathus pacificus* Savage et Funai
Otwór wiertniczy Pągów IG 1, gł. 3043,0 m, pow. $\times 90$
Pągów IG 1 borehole, depth 3043.0 m, magnification $\times 90$
- Fig. 7. *Polygnathus cf. dengleri* Bischoff et Ziegler
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 2364,2 m, pow. $\times 110$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 2364.2 m, magnification $\times 110$
- Fig. 8. *Polygnathus cf. brevilaminus* Branson et Mehl
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1671,9 m, pow. $\times 60$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1671.9 m, magnification $\times 60$
- Fig. 9. *Polygnathus obliquicostatus* Ziegler
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1512,4 m, pow. $\times 60$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1512.4 m, magnification $\times 60$
- Fig. 11. *Polygnathus alatus* Huddle
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 2496,8 m, pow. $\times 90$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 2496.8 m, magnification $\times 90$
- Fig. 13, 14. *Polygnathus dubius* Hinde
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, fig. 13 – gł. 2496,8 m, fig. 14 – gł. 2528,1 m, pow. $\times 60$
Węgrzynów IG 1 borehole, Fig. 13 – depth 2496.8 m, Fig. 14 – depth 2528.1 m, magnification $\times 60$
- Fig. 15. *Polygnathus dengleri* Bischoff et Ziegler
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 2364,2 m, pow. $\times 90$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 2364.2 m, magnification $\times 90$



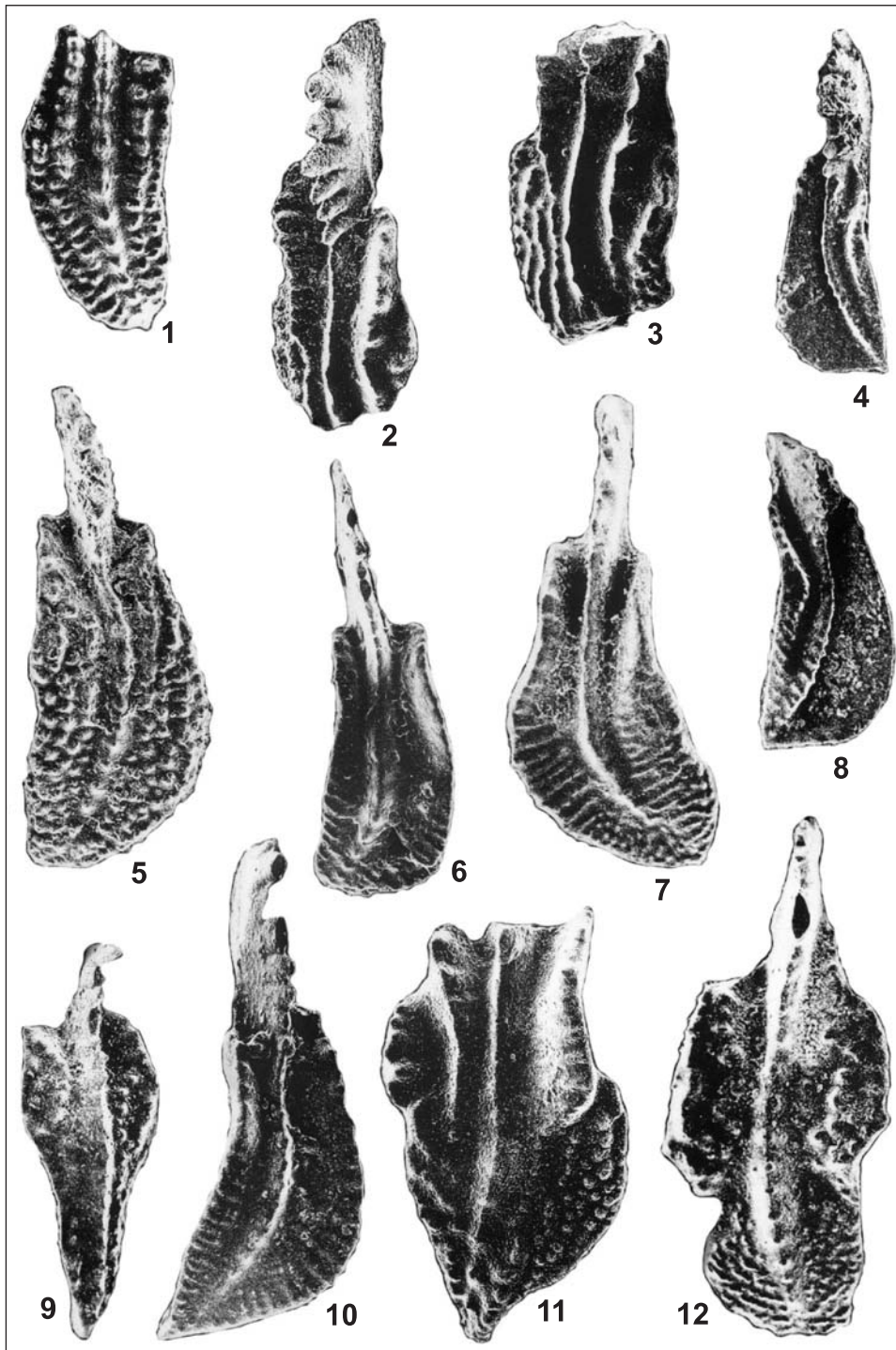
TABLICA II

- Fig. 1. *Polygnathus elegantulus* Klapper et Lane
Otwór wiertniczy Pagów IG 1, gł. 3093,9–3094,5 m, pow. ×90
Pagów IG 1 borehole, depth 3093.9–3094.5 m, magnification ×90
- Fig. 2, 3. *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, fig. 2 – gł. 1512,4 m, fig. 3 – gł. 1671,9 m, pow. ×60
Węgrzynów IG 1 borehole, Fig. 2 – depth 1512.4 m, Fig. 3 – depth 1671.9 m, magnification ×60
- Fig. 4, 7. *Polygnathus alatus* Huddle
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 2496,8 m, pow. ×60
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 2496.8 m, magnification ×60
- Fig. 5. *Polygnathus delicatulus* Ulrich et Bassler
Otwór wiertniczy Pagów IG 1, gł. 2994,5–2995,5 m, pow. ×90
Pagów IG 1 borehole, depth 2994.5–2995.5 m, magnification ×90
- Fig. 6. *Polygnathus normalis* Miller et Youngquist
Otwór wiertniczy Pagów IG 1, gł. 3046,5 m, pow. ×50
Pagów IG 1 borehole, depth 3046.5 m, magnification ×50
- Fig. 8. *Polygnathus* cf. *alatus* Huddle
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 2496,8 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 2496.8 m, magnification ×90
- Fig. 9. *Polygnathus mehli* Thompson
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1413,3 m, pow. ×60
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1413.3 m, magnification ×60
- Fig. 10. *Polygnathus padovani* Perri et Spalletta
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1512,4 m, pow. ×60
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1512.4 m, magnification ×60
- Fig. 11. *Polygnathus margaritatus* Schafer
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1480,4, m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1480.4, m, magnification ×90
- Fig. 12, 13. *Polygnathus szulczewskii* Matyja
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1512,4 m, fig. 12 – pow. ×60, fig. 13 – pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1512.4 m, Fig. 12 – magnification ×60, Fig. 13 – magnification ×90



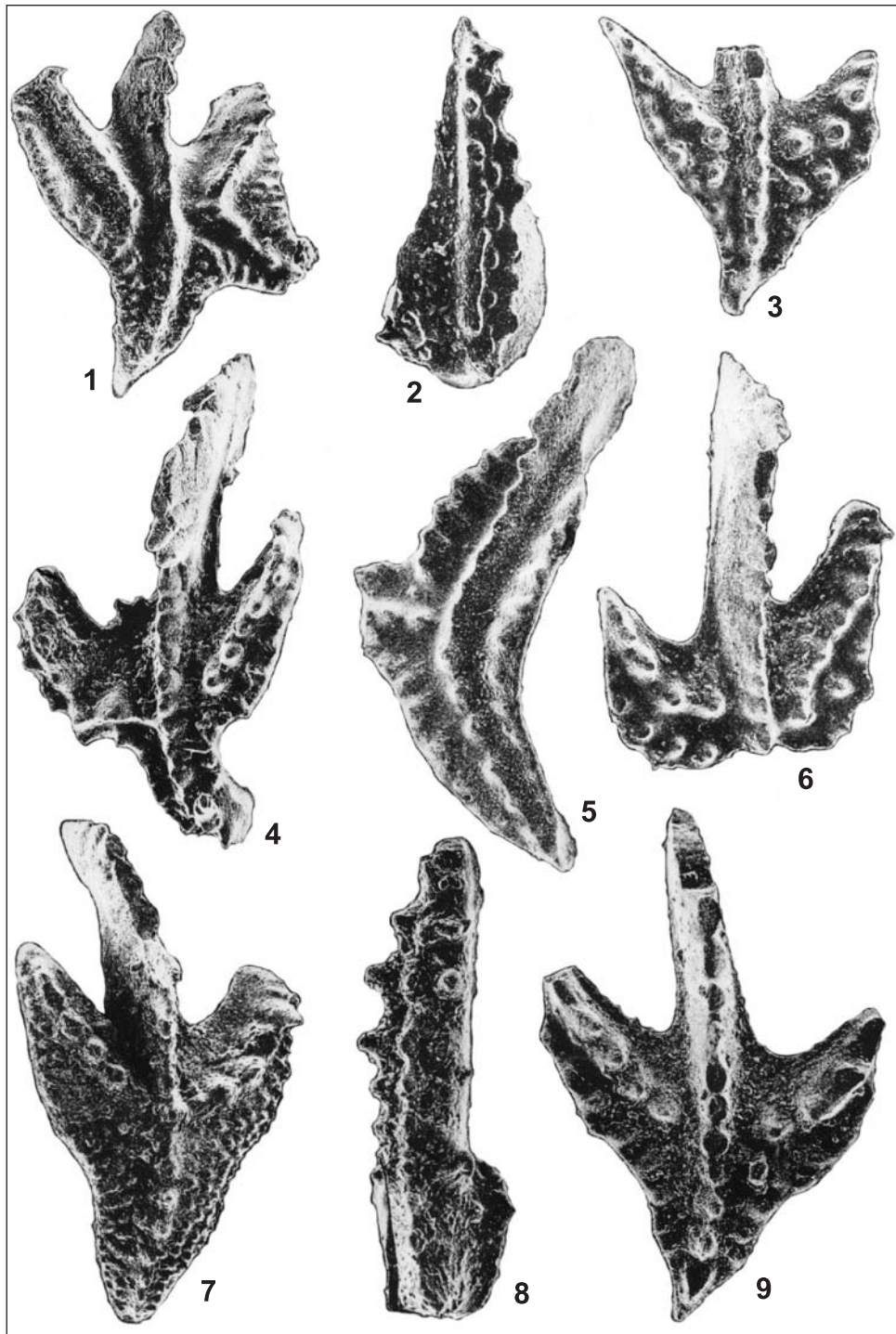
TABLICA III

- Fig. 1. *Polygnathus diversus* Helms
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1594,2 m, pow. ×60
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1594.2 m, magnification ×60
- Fig. 2, 3. *Polygnathus perplexus* Thomas
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1512,4 m, pow. ×60
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1512.4 m, magnification ×60
- Fig. 4, 8. *Polygnathus znepolensis* Spasov
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1480,4 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1480.4 m, magnification ×90
- Fig. 5. *Polygnathus pennatuloideus* Holmes
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1593,3 m, pow. ×60
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1593.3 m, magnification ×60
- Fig. 6, 10. *Polygnathus webbi* Stauffer
Otwór wiertniczy Pagów IG 1, gł. 3046,5 m, pow. ×60
Pagów IG 1 borehole, depth 3046.5 m, magnification ×60
- Fig. 7. *Polygnathus planirostratus* Dreesen et Duser
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1512,4 m, pow. ×45
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1512.4 m, magnification ×45
- Fig. 9. *Polygnathus* cf. *nodocostatus* Branson et Mehl
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1623,4–1624,4 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1623.4–1624.4 m, magnification ×90
- Fig. 11. *Polygnathus experplexus* Sandberg et Ziegler
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1512,4 m, pow. ×60
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1512.4 m, magnification ×60
- Fig. 12. *Polygnathus triphyllatus* (Ziegler)
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1671,9 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1671.9 m, magnification ×90



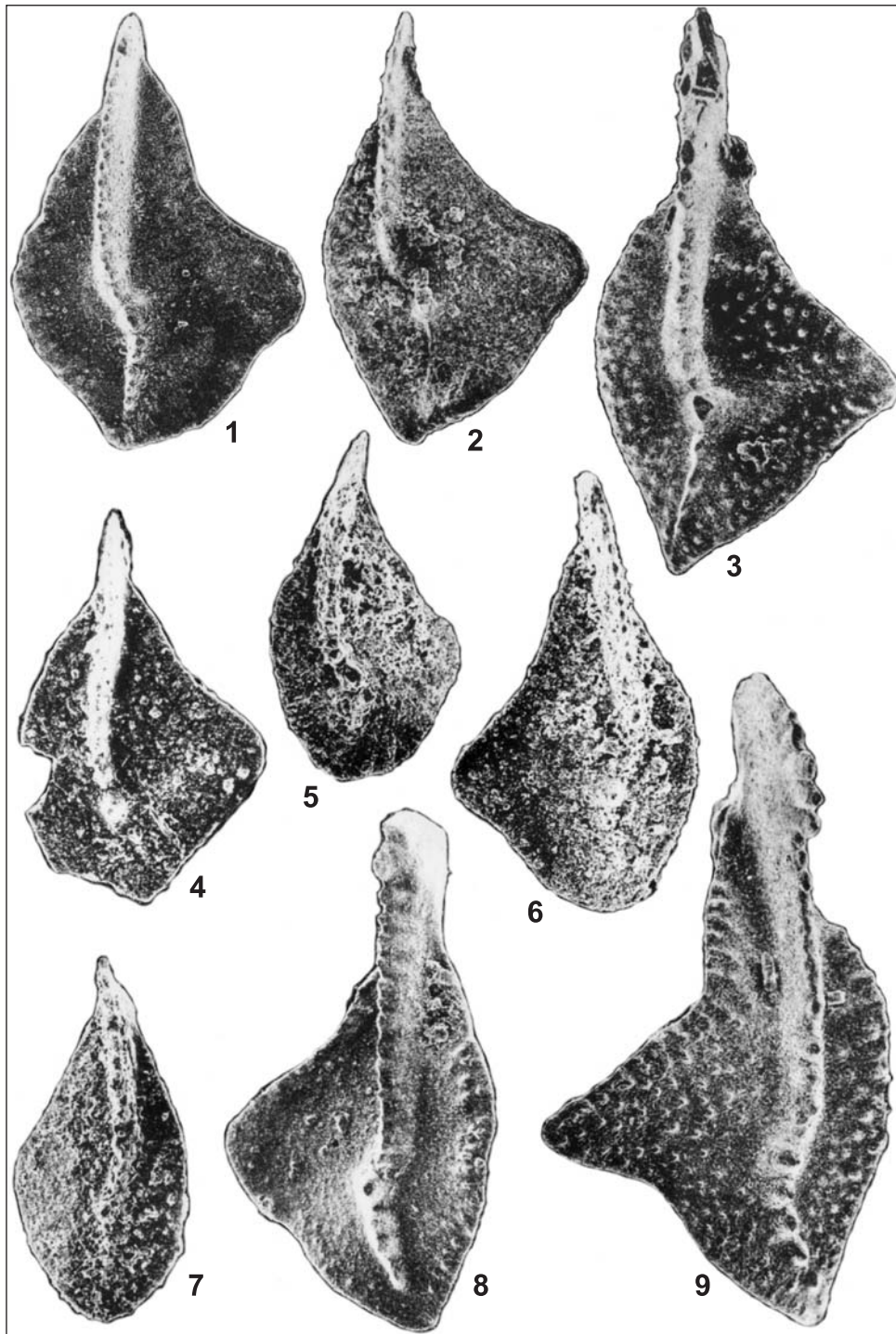
TABLICA IV

- Fig. 1. *Ancyrodella curvata* (Branson et Mehl)
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 2071,4 m, pow. ×60
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 2071.4 m, magnification ×60
- Fig. 2. *Icriodus alternatus alternatus* Branson et Mehl
Otwór wiertniczy Pağów IG 1, gł. 3046,5 m, pow. ×90
Pağów IG 1 borehole, depth 3046.5 m, magnification ×90
- Fig. 3, 6, 9. *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler
Otwór wiertniczy Pağów IG 1, gł. 3040,7–3041,7 m, pow. ×90
Pağów IG 1 borehole, depth 3040.7–3041.7 m, magnification ×90
- Fig. 4. *Ancyrodella lobata* Branson et Mehl
Otwór wiertniczy Pağów IG 1, gł. 3044,2, pow. ×60
Pağów IG 1 borehole, depth 3044.2, magnification ×60
- Fig. 5. *Ancyrognathus tsiensi* Mouravieff
Otwór wiertniczy Pağów IG 1, gł. 3046,5 m, pow. ×90
Pağów IG 1 borehole, depth 3046.5 m, magnification ×90
- Fig. 7. *Ancyrodella gigas* Youngquist
Otwór wiertniczy Pağów IG 1, gł. 3093,9–3094,5 m, pow. ×45
Pağów IG 1 borehole, depth 3093.9–3094.5 m, magnification ×45
- Fig. 8. *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl
Otwór wiertniczy Pağów IG 1, gł. 3093,9–3094,5 m, pow. ×90
Pağów IG 1 borehole, depth 3093.9–3094.5 m, magnification ×90



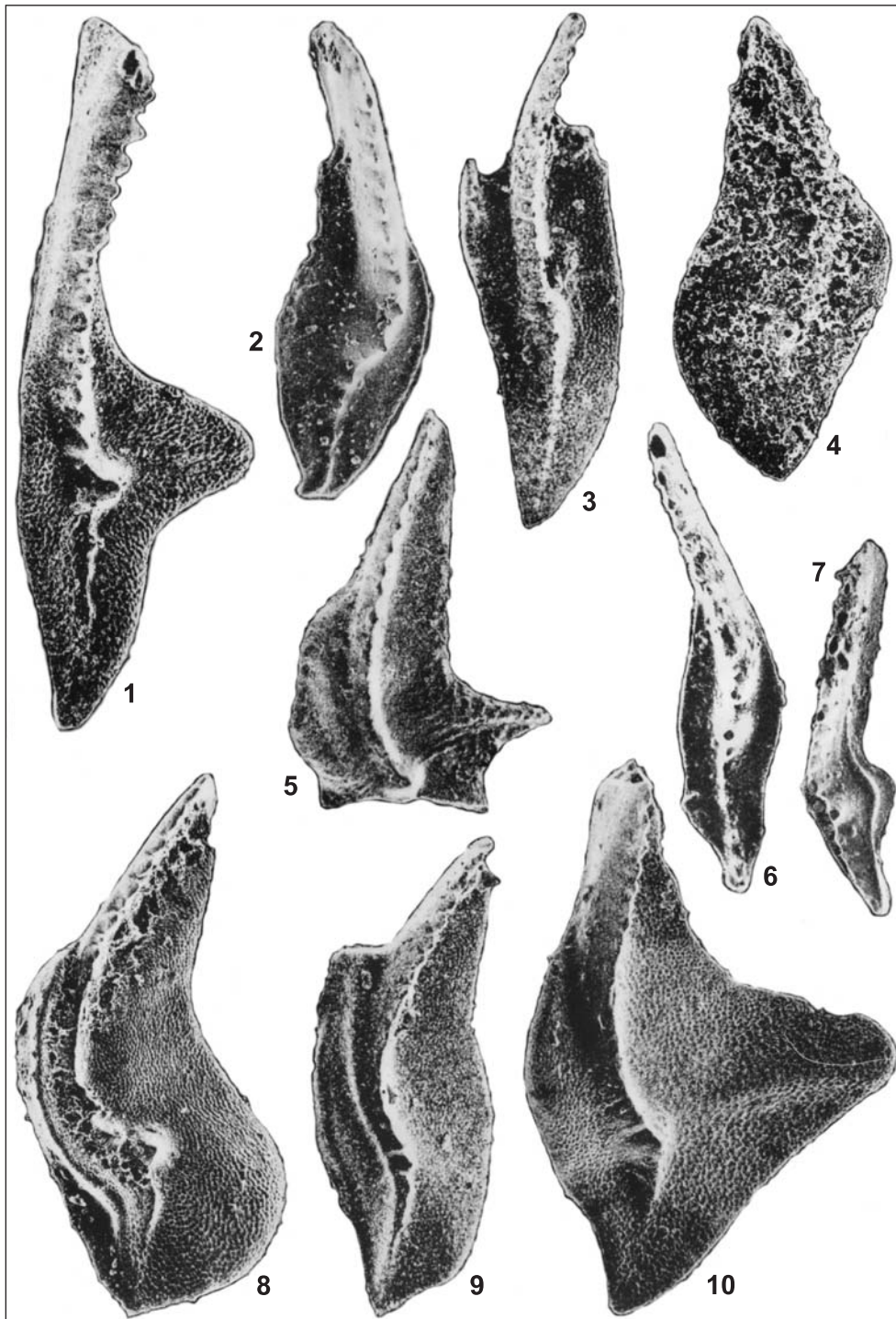
TABLICA V

- Fig. 1. *Palmatolepis* cf. *rotunda* Ziegler et Sandberg
Otwór wiertniczy Pagów IG 1, gł. 3046,5 m, pow. ×60
Pagów IG 1 borehole, depth 3046.5 m, magnification ×60
- Fig. 2, 3. *Palmatolepis jamieae* Ziegler et Sandberg
Otwór wiertniczy Pagów IG 1, fig. 2 – gł. 3093,9–3094,5 m, pow. ×90, fig. 3 – gł. 3044,2 m, pow. ×72
Pagów IG 1 borehole, Fig. 2 – depth 3093.9–3094.5 m, magnification ×90, Fig. 3 – depth 3044.2 m, magnification ×72
- Fig. 4. *Palmatolepis hassi* Muller et Muller
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 2364,2 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 2364.2 m, magnification ×90
- Fig. 5. *Palmatolepis foliacea* Youngquist
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 2072,6 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 2072.6 m, magnification ×90
- Fig. 6, 8. *Palmatolepis subrecta* Miller et Youngquist
Fig. 6 – otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 2072,6 m, fig. 8 – otwór wiertniczy Pagów IG 1, gł. 3043,0 m, pow. ×90
Fig. 6 – Węgrzynów IG 1 borehole, depth 2072.6 m, Fig. 8 – Pagów IG 1 borehole, depth 3043.0 m, magnification ×90
- Fig. 7. *Palmatolepis ederi* Ziegler et Sandberg
Otwór wiertniczy Pagów IG 1, gł. 3093,9–3094,5 m, pow. ×90
Pagów IG 1 borehole, depth 3093.9–3094.5 m, magnification ×90
- Fig. 9. *Palmatolepis rhenana nasuta* Muller
Otwór wiertniczy Pagów IG 1, gł. 3044,2 m, pow. ×90
Pagów IG 1 borehole, depth 3044.2 m, magnification ×90



TABLICA VI

- Fig. 1. *Palmatolepis minuta loba* Helms
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1671,9 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1671.9 m, magnification ×90
- Fig. 2, 6. *Palmatolepis minuta minuta* Branson et Mehl
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1594,2 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1594.2 m, magnification ×90
- Fig. 3. *Palmatolepis glabra glabra* Ulrich et Bassler
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1671,9 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1671.9 m, magnification ×90
- Fig. 4. *Palmatolepis inflexa* Muller
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1655,0 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1655.0 m, magnification ×90
- Fig. 5. *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Muller
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1594,2 m, pow. ×45
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1594.2 m, magnification ×45
- Fig. 7. *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl
Otwór wiertniczy Pągów IG 1, gł. 2994,5–2995,5 m, pow. ×90
Pągów IG 1 borehole, depth 2994.5–2995.5 m, magnification ×90
- Fig. 8. *Palmatolepis marginifera duplicata* Sandberg et Ziegler
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1594,2 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1594.2 m, magnification ×90
- Fig. 9. *Palmatolepis klapperi* Sandberg et Ziegler
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1671,9 m, pow. ×60
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1671.9 m, magnification ×60
- Fig. 10. *Palmatolepis subperlobata helmsi* Ovnatanova
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1671,9 m, pow. ×90
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1671.9 m, magnification ×90



TABLICA VII

- Fig. 1. *Gnathodus pseudosemiglaber* Thompson et Fellows
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1387,7 m, pow. $\times 45$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1387.7 m, magnification $\times 45$
- Fig. 2. *Palmatolepis glabra* cf. *distorta* Branson et Mehl
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1511,7 m, pow. $\times 90$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1511.7 m, magnification $\times 90$
- Fig. 3. *Palmatolepis glabra prima* Ziegler et Huddle
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1594,2 m, pow. $\times 90$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1594.2 m, magnification $\times 90$
- Fig. 4. *Palmatolepis glabra lept*a Ziegler et Huddle
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1511,7 m, pow. $\times 45$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1511.7 m, magnification $\times 45$
- Fig. 5. *Palmatolepis gracilis* cf. *manca* Helms
Otwór wiertniczy Pagów IG 1, gł. 2994,5–2995,5 m, pow. $\times 90$
Pagów IG 1 borehole, depth 2994.5–2995.5 m, magnification $\times 90$
- Fig. 6. *Scaliognathus anchoralis europensis* Lane et Ziegler
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1413,3 m, pow. $\times 90$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1413.3 m, magnification $\times 90$
- Fig. 7. *Palmatolepis glabra* ssp. indet.
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1593,3 m, pow. $\times 90$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1593.3 m, magnification $\times 90$
- Fig. 8. *Palmatolepis marginifera marginifera* Helms
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1623,4–1624,4 m, pow. $\times 90$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1623.4–1624.4 m, magnification $\times 90$
- Fig. 9. *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1547,0 m, pow. $\times 60$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1547.0 m, magnification $\times 60$
- Fig. 10. *Palmatolepis minuta subtilis* Chalimbadzha et Tschernyscheva
Otwór wiertniczy Węgrzynów IG 1, gł. 1671,9 m, pow. $\times 90$
Węgrzynów IG 1 borehole, depth 1671.9 m, magnification $\times 90$

