



OSADY PALEOGEŃSKIE W POLSKIEJ CZĘŚCI NIECKI ŻYTAWSKIEJ – NOWE ŚWIATŁO NA PROBLEM WIEKU ZAPADLIKA TEKTONICZNEGO

PALEOGENE DEPOSITS IN THE POLISH PART OF THE ZITTAU BASIN – NEW LIGHT ON THE AGE OF THE TECTONIC DEPRESSION

JACEK R. KASIŃSKI¹, JANUSZ BADURA¹, MAGDALENA PAŃCZYK¹, ZOLTÁN PÉCSKAY², ANDRZEJ SATERNUS¹,
BARBARA SŁODKOWSKA¹, PAWEŁ URBAŃSKI¹

Abstrakt. Celem prac było rozpoznanie i zbadanie profilu osadów kenozoicznych na południowo-wschodnim obrzeżeniu niecki żytawskiej (ryft Ohrzy) u zbiegu granic Polski, Czech i Niemiec oraz określenie wieku skał osadowych i wulkanicznych związanych z wulkanizmem synsedymencyjnym. Zlokalizowany w sąsiedztwie miejscowości Markocice otwór wiertniczy Opolno Zdrój PIG-1³ osiągnął głębokość 200,0 m p.p.t. i został zatrzymany w utworach podłoża krystalicznego niecki żytawskiej; przewiercono nim cały profil serii osadowej wraz z wulkanitami. Próbkę pobraną z rdzenia wiertniczego posłużyły do badań litologiczno-sedymentologicznych oraz laboratoryjnych, w tym do badań mineralogiczno-petrograficznych skał wulkanicznych i do oznaczenia wieku radiometrycznego metodą K-Ar (trzy próbki z rdzenia i jedna próbka referencyjna z odsłonięcia w sąsiedztwie otworu wiertniczego) oraz do badań zespołów sporowo-pyłkowych i fitoplanktonu obecnych w warstwie osadów węglistych nawierconej pod skałami wulkanicznymi (sześć próbek). Skały wulkaniczne datowano na 24,9–32,7 mln lat BP, a zatem utwory te mogły powstać nie później niż w późnym oligocenie. Wyniki badań palinologicznych nie pozwoliły na szczegółowe określenie wieku skał osadowych znajdujących się pod wulkanitami, jednak z superpozycji tych ostatnich wynika jednoznacznie, że są one starsze od górnego oligocenu, a zatem nie mogły powstać później niż we wczesnym oligocenie i stanowią zapewne ekwiwalent stratygraficzny formacji turowskiej. Wyniki badań przesuwają zatem początek sedimentacji utworów węglonośnych w niecce żytawskiej co najmniej do późnego paleogenu.

Słowa kluczowe: paleogen, datowania K-Ar, niecka żytawska, rów kruszcogórski, bazaltoidy, Dolny Śląsk.

Abstract. The aim of the study was to identify and examine the Cenozoic strata in the southeastern margin of the Zittau Basin (Ohře Rift) at the crossborder of Poland, Czech Republic and Germany, and to determine the age of the sedimentary and volcanic rocks related to synsedimentary volcanic events. The Opolno Zdrój PIG-1 borehole, located near the village of Markocice, reached a depth of 200.0 m b.g.l. and it was stopped in the crystalline basement of the Zittau Basin, piercing the whole sedimentary series together with the volcanites. A number of sedimentological and lithological studies and laboratory examinations have been performed on samples taken from drill cores. They included (1) a mineralogical/ petrographic study of volcanic rocks and absolute age determination using the K-Ar method (three samples from the borehole and one reference sample from a nearby outcrop) and (2) research of pollen-spore and phytoplankton assemblages from a layer of lignite-bearing sediments lying below the volcanic rocks (six samples). This work determined the age of the covering volcanic rocks at the 24.9–32.7 million years BP, and therefore, the lignite-bearing rocks may have been deposited no later than the Late Oligocene. Although the results of palynological studies did not allow detailed determination of the age of the sedimentary rocks lying below the volcanites, but the superposition of the latter shows evidently that they are older than the Late Oligocene. They could not have been deposited later than in the Early Oligocene and are probably a stratigraphic equivalent of the Turowszów Formation. Thus, the results move the beginning of sedimentation of the coal-bearing layers in the basin Zittau Basin at least to the Late Paleogene.

Key words: Paleogene, K-Ar dating, Zittau Basin, Ore Mts. Graben, basaltoids, Lower Silesia.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: jacek.kasinski@pgi.gov.pl.

² Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Science (Atomki), H-4026 Debrecen, Bem tér 18/c, PO Box 51.

³ Nazwy otworów wiertniczych podano zgodnie z dokumentacją.

WSTĘP

Niecka żytawska jest rejonem o szczególnym znaczeniu geologicznym, co wynika z jej położenia na obszarze rowu kruszcogórskiego, uznawanego za jeden z ważniejszych europejskich ryftów kontynentalnych (ryft Ohrzy) i stanowiącego strefę suturalną między masywem czeskim i Sudetami a blokiem łużyckim i Górami Kruszcowymi (fig. 1). Północna część strefy ryftowej, w której leży niecka żytawska, jest zarazem szwem strukturalnym między Sudetami a Górami Kruszcowymi (wraz z masywem łużyckim).

Niecka żytawska powstała na styku dwóch dużych jednostek regionalnych: bloku łużyckiego i bloku karkonosko-izerskiego. W jej podłożu i w obrzeżeniu występują proterozoiczne i paleozoiczne skały magmowe – granitoidy rumburskie, granitognejsy i gnejsy izerskie, podrzędnie także staropaleozoiczne skały osadowe i paleozoiczne skały wulkaniczne. Na podłożu krystalicznym spoczywają paleogeńskie wulkanity najstarszej generacji, a ponad nimi – utwory paleogeńsko-neogeńskiej asocjacji brunatnowęglowej, wy-

kształcone jako ily, mułki, piaski i żwiry z dwoma grubymi pokładami węgla brunatnego (fig. 2), eksploatowanymi obecnie w odkrywkowej Kopalni Węgla Brunatnego Turów w Bogatyni.

Najstarszym ogniwem kenozoicznym niecki żytawskiej jest dolny pokład węgla brunatnego, pod względem litostratygraficznym odpowiadający III pokładowi ścinawskiemu na Niżu Polskim (Kasiński, 2000b), datowany palinostratygraficznie na najniższy miocen (Ziemińska-Tworzydło, 1992). Z poglądem tym nie zgadzają się niektórzy badacze czescy (np. Pešek, 1988), według których niecka żytawska jest znacznie młodsza od centralnych zapadłisk ryftowych, a jej geneza wiąże się z odmiennym epizodem tektono-wulkanicznym rozwoju basenu. Jednak nowsze wyniki badań (Brause, 1989; Kasiński, 1991, 2000b) wskazują, że zarówno wiek pokładów węgla (tab. 1), jak i wiek poszczególnych generacji skał wulkanicznych jest w pełni korelatywny z danymi dotyczącymi innych basenów, co potwierdzałoby ścisły związek

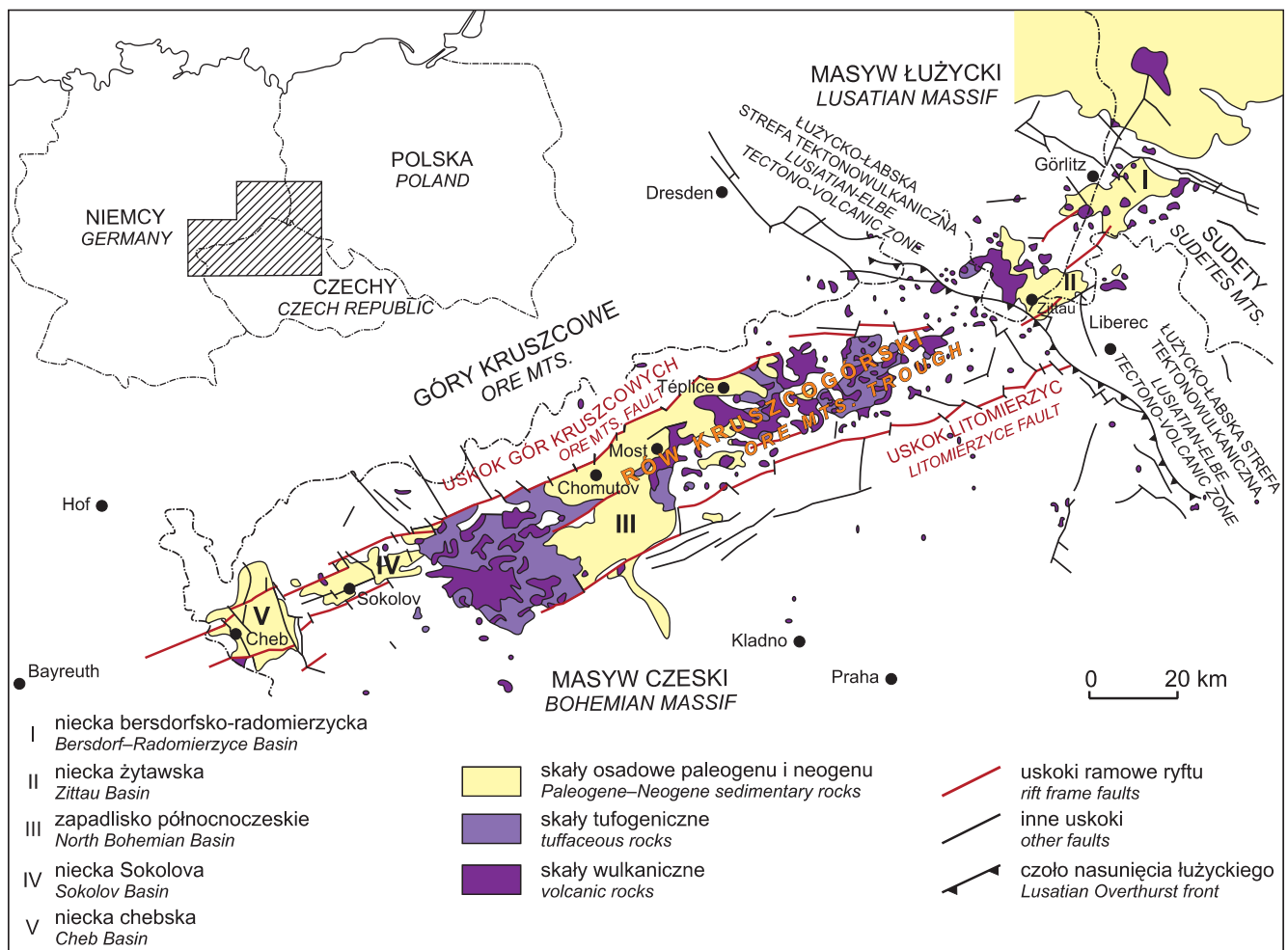


Fig. 1. Niecka żytawska na tle zapadłisk tektonicznych ryftu Ohrzy (wg Kasińskiego, 1991)

Zittau Basin on a background of the Ohře Rift tectonic depressions (after Kasiński, 1991)

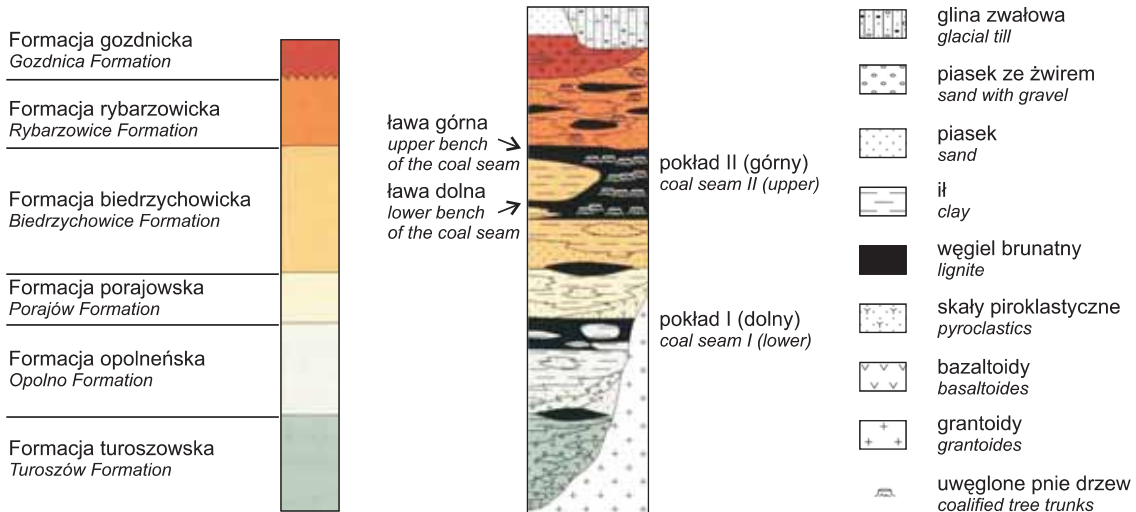


Fig. 2. Syntetyczny profil stratygraficzny osadów paleogenu (I) i neogenu (II–VI) w polskiej części niecki żytawskiej (wg Kasińskiego, 2000a, uzupełnione)

Polish part of the Zittau Basin – synthetic stratigraphical profile of Paleogene (I) and Neogene (II–VI) deposits (after Kasiński, 2000a, completed)

Tabela 1

Korelacja stratygraficzna utworów paleogeńsko-neogeńskiej asocjacji brunatnowęglowej w basenach sedymentacyjnych riftu Ohrzy, Dolnych Łużyc i przyległej części Nizy Polskiego (wg Kasińskiego, 2000b, uaktualnione)

Stratigraphic correlation of Paleogene/ Neogene lignite-bearing association within Ohře Rift, Lower Lusatian and adjacent part of the Polish Lowlands (after Kasiński, 2000b, updated)

Chronostratygrafia		Poziomy sporowo-pyłkowe	Niż Polski	Dolny Śląsk	Dolne Łużycy	Północne Czechy	Niecka bersdorfsko-radomierzycka		Niecka żytawska	
Morze Północne	Paratetyda						część polska	część niemiecka		
von Daniels i in., 1985; Zagwijn, Hager 1987	Steininger i in., 1985	Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997	Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997	Dyjur, 1986, 1994	Ahrnes, Lotsh, 1963; Standke, 1996	Vané, 1987; Pešek, 1988			Informaciá... 1978	
REINBEK	BADEN	VII	FORMACJA PAWŁOWICKA	SERIA MUŻAKOWA	MEURO FM.	NS	FORMACJA ZAWIDOWSKA	FORMACJA RYBARZOWICKA	ZITTAUER BEDS D	
		VI				GS				
HEMMOR	KARPAT	V	FORMACJA ŚCINAWSKA	SERIA ŚLĄSKO-ŁUŻYCKA	BRIESKE FM.	WS	FORMACJA KOZMIŃSKA	FORMACJA BIEDRZYCHOWICKA	ZITTAUER BEDS C	
		IV				W. OSIECKIE W. LOMSKIE W. LIBKOWICKIE				
VIERLAND	OTTNANG	III	FmR	OŻ	SERIA ŻARSKA	DS	FORMACJA OSIECKA	FORMACJA OPOLEŃSKA	ZITTAUER BEDS B	
		II				BS				FmM
CHAT	EGGER	I	FORMACJA LESZCZYŃSKA	SL	SERIA ŻARSKA	LS	FORMACJA KUNOWSKA	FORMACJA TUROSZOWSKA	ZITTAUER BEDS A	
						VS				SS
			ODb	PG	SENVTENBERG FM.	VS				
			WP	WL	COTTBUS FM.	SS				

FmR – formacja rawicka, ODb – ogniwo dąbrowskie, OŻ – ogniwo żarskie, SL – seria lubuska, WP – warstwy polkowickie, WL – warstwy lubińskie, PG – pokład głogowski, SS – warstwy ze Striesa, VS – warstwy z Vetschau, LS – warstwy z Lübbenau, BS – warstwy z Buchhain, DS – warstwy z Drebkau, WS – warstwy z Welzow, GS – warstwy z Greifenhain, NS – warstwy z Nochten, FmM – formacja mostecka, OD – ogniwo duchnowskie, OH – ogniwo holeszyckie
FmR – Rawicz Fm., ODb – Dąbrowa Mb., OŻ – Żary Mb., SL – Lebus Series, WP – Polkowice Beds, WL – Lubin Beds, PG – Głogów Lignite Seam, SS – Striesa Beds, VS – Vetschau Beds, LS – Lübbenau Beds, BS – Buchhain Beds, DS – Drebkau Beds, WS – Welzow Beds, GS – Greifenhain Beds, NS – Nochten Beds, FmM – Most Fm., OD – Duchnov Mb., OH – Holešice Mb.

genetyczny między wszystkimi zapadliskami ryftowymi. Nie można zatem wykluczyć, że najstarsza część profilu asocjacji brunatnowęglowej, na którą składa się ponad 50 m utworów w spągu dolnego pokładu węgla, powstała jednak już w oligocenie (Kasiński, 2000a). Zdają się to potwierdzać korelacje regionalne: w pobliskim zapadlisku tektonicznym Seifhennersdorf–Varnsdorf, sąsiadującym z niecką żytawską od południowego zachodu, już od XIX w. znajdowano w diatomitach przykrytych bazaltami liczne skamieniałości

ryb i owadów, szczątki żab i salamander oraz koproliity krokodyli (Ahrens, 1959; Walther, 1996; Böhme, 2007). Wiek wyżej leżących bazaltów określono na dolny oligocen na podstawie datowania radiometrycznego metodą K-Ar (Bellon i in., 1998; tab. 2). Z kolei najstarsze osady rzeczne znane z Hrádku nad Nysą Łużycką w południowej części zapadliska żytawskiego są uważane za górniooceńskie (Václ, 1966; Dittrich, Steding, 1989; Fejfar, Kvaček, 1993).

Tabela 2

Wiek radiometryczny skał wulkanicznych (oznaczony metodą K-Ar) z ryftu Ohrzy i przyległych obszarów Gór Kruszcowych, masywu łużyckiego, masywu czeskiego oraz Sudetów i bloku przedsudeckiego (dane archiwalne, wg Todta i Lippolta, 1975¹⁾; Bellona i Kopecky'ego, 1980²⁾; Pfeiffera i in., 1984³⁾, 1990⁴⁾; Panasiuka, 1985⁵⁾; Alibert i in., 1987⁶⁾; Birkenmajera i Pécskay'a, 2002⁷⁾; Badury i in., 2005⁸⁾; Birkenmajera i in., 2007⁹⁾)

Absolute age of volcanic rocks (defined after K-Ar metod) from the Ohře Rift and adjoining areas of the Ore Mts., Lusatian Massif, Bohemian Massif and Sudetes Mts. with the Fore-sudetic Block (archival data after Todt, Lippolt, 1975¹⁾; Bellon, Kopecky, 1980²⁾; Pfeiffer *et al.*, 1984³⁾, 1990⁴⁾; Panasiuk, 1985⁵⁾; Alibert *et al.*, 1987⁶⁾; Birkenmajer, Pécskay, 2002⁷⁾; Badura *et al.*, 2005⁸⁾; Birkenmajer *et al.*, 2007⁹⁾)

Numer próbki	Lokalizacja	Rodzaj skały	Zawartość potasu	Zawartość izotopu argonu ⁴⁰ Ar(rad)		Wiek radiometryczny
			[%]	[ccSTP/g]	[%]	[mln lat BP]
TL-1 ¹⁾	Bärenstein	nefelinit augitowy	b.d.	b.d.	b.d.	18,10 ±0,70
TL-2 ¹⁾	Scheibenberg	nefelinit augitowy	b.d.	b.d.	b.d.	21,50 ±1,80
TL-3 ¹⁾	Pöhlberg	nefelinit augitowy	b.d.	b.d.	b.d.	24,20 ±0,90
PKP ²⁾	Crottendorf	nefelinit augitowy	b.d.	b.d.	b.d.	23,30 ±1,20
b.d. ²⁾	Varnsdorf	bazalt	b.d.	b.d.	b.d.	30,20 ±1,50
b.d. ²⁾	Seifhennersdorf	bazalt	b.d.	b.d.	b.d.	30,70 ±0,70
1.2-30 ³⁾	Oberwiesenthal	fonolit/ nefelinit	b.d.	b.d.	b.d.	46,50 ±8,40
1.2-30 ³⁾	Oberwiesenthal	fonolit/ nefelinit	b.d.	b.d.	b.d.	43,00 ±6,00
1.2-32 ³⁾	Oberwiesenthal	nefelinit	b.d.	b.d.	b.d.	39,20 ±2,70
1.2-32 ³⁾	Oberwiesenthal	nefelinit	b.d.	b.d.	b.d.	39,10 ±6,30
1.3-34 ³⁾	Oberwiesenthal	nefelinit	b.d.	b.d.	b.d.	38,70 ±4,80
1.3-34 ³⁾	Oberwiesenthal	nefelinit	b.d.	b.d.	b.d.	37,40 ±3,90
1.5-8 ⁴⁾	Oberwiesenthal	nefelinit	b.d.	b.d.	b.d.	33,50 ±5,00
1.5-8 ⁴⁾	Oberwiesenthal	nefelinit	b.d.	b.d.	b.d.	31,20 ±4,00
1.5-9 ⁴⁾	Oberwiesenthal	nefelinit	b.d.	b.d.	b.d.	39,90 ±7,60
2.4-33 ⁴⁾	Oberwiesenthal	fonolit	b.d.	b.d.	b.d.	52,00 ±4,00
3.2-4 ⁴⁾	Oberwiesenthal	fonolit/ nefelinit	b.d.	b.d.	b.d.	46,00 ±4,00
4.0-21 ⁴⁾	Oberwiesenthal	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	51,00 ±4,00
4.0-21 ⁴⁾	Oberwiesenthal	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	50,00 ±3,00
ALPZ-1 ^{5,6)}	Markocice	nefelinit	0,93	1,312 · 10 ⁻⁶	29,6	41,40 ±1,20
ALPZ-4 ^{5,6)}	Markocice	bazanit	0,77	5,950 · 10 ⁻⁷	62,5	19,80 ±0,80
ALPZ-9 ^{5,6)}	Opolno-Zdrój	trachit	4,35	5,085 · 10 ⁻⁶	44,2	30,00 ±1,00
ALPZ-10 ^{5,6)}	Opolno-Zdrój	trachit	4,34	5,236 · 10 ⁻⁶	34,1	30,80 ±0,90
BP-34 ⁷⁾	Sichów	ankaratryt	0,79	8,561 · 10 ⁻⁷	40,7	27,80 ±1,27
BP-35 ⁷⁾	Wilków	bazanit	1,05	7,029 · 10 ⁻⁷	41,3	19,41 ±0,88
BP-36 ⁷⁾	Wilków	bazanit	1,41	8,728 · 10 ⁻⁷	57,6	19,58 ±0,79
BP-37 ⁷⁾	Wilków	bazanit	1,68	8,535 · 10 ⁻⁷	47,0	18,72 ±0,81

Tabela 2 cd.

Numer próbki	Lokalizacja	Rodzaj skały	Zawartość potasu	Zawartość izotopu argonu $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$		Wiek radiometryczny
			[%]	[ccSTP/g]	[%]	[mln lat BP]
BP-38 ⁷⁾	Trupień	bazanit	1,00	$7,920 \cdot 10^{-7}$	39,1	20,19 ±0,94
BP-39 ⁷⁾	Wilcza Góra	ankaratryt	1,02	$7,965 \cdot 10^{-7}$	42,9	20,07 ±0,90
BPZ-1 ⁸⁾	Nowa Cerkiew	bazalt	0,97	$8,491 \cdot 10^{-7}$	68,9	22,31 ±0,87
BPZ-2 ⁸⁾	Nowa Cerkiew	bazalt	0,77	$7,955 \cdot 10^{-7}$	69,1	26,41 ±1,03
BPZ-3 ⁸⁾	Pogroda	bazalt	0,72	$8,503 \cdot 10^{-7}$	66,1	30,33 ±1,09
BPZ-4 ⁸⁾	Dębowiec	bazanit	0,69	$7,867 \cdot 10^{-7}$	64,7	29,09 ±1,07
BPZ-5 ⁸⁾	Chroślice	bazalt	0,61	$6,643 \cdot 10^{-7}$	57,6	27,88 ±1,13
BPZ-6 ⁸⁾	Kościelna Góra	bazanit	0,66	$5,434 \cdot 10^{-7}$	63,6	20,99 ±0,83
BPZ-7 ⁸⁾	Winnik	bazalt	0,76	$9,273 \cdot 10^{-7}$	58,5	31,28 ±1,26
BPZ-8 ⁸⁾	Zamek Grodziec	bazanit	0,61	$7,746 \cdot 10^{-7}$	48,7	32,16 ±1,37
BPZ-9 ⁸⁾	Kozów	bazanit	0,63	$5,191 \cdot 10^{-7}$	47,7	21,14 ±0,91
BPZ-10 ⁸⁾	Dębina	bazanit	0,79	$7,592 \cdot 10^{-7}$	57,4	24,46 ±0,99
BPZ-11 ⁸⁾	Krajów	foidyty	0,41	$6,225 \cdot 10^{-7}$	58,1	38,27 ±1,55
BPZ-12 ⁸⁾	Górzec	bazalt	0,76	$1,004 \cdot 10^{-6}$	45,4	33,67 ±1,48
BPZ-13 ⁸⁾	Wzg. Muchowskie	bazalt	0,82	$1,018 \cdot 10^{-6}$	69,6	31,62 ±1,23
BPZ-14 ⁸⁾	Mokrzyszów	bazalt	1,27	$2,208 \cdot 10^{-6}$	8,0	44,10 ±7,70
BPZ-15 ⁸⁾	Jeźów Sudecki	pikrobazalt	0,46	$1,072 \cdot 10^{-6}$	14,2	58,70 ±5,90
BP-47A ⁹⁾	Leśna-Brzozy	trachybazalt	2,01	$2,418 \cdot 10^{-6}$	78,6	30,70 ±1,20
BP-47B ⁹⁾	Leśna-Brzozy	trachybazalt	1,59	$1,751 \cdot 10^{-6}$	73,8	28,10 ±1,10
BP-48A ⁹⁾	Stożek Perkuna	ankaratryt	0,81	$8,148 \cdot 10^{-7}$	53,9	25,70 ±1,10
BP-48B ⁹⁾	Stożek Perkuna	ankaratryt	0,58	$6,171 \cdot 10^{-7}$	38,9	27,20 ±1,10
BP-48C ⁹⁾	Stożek Perkuna	ankaratryt	0,65	$6,360 \cdot 10^{-7}$	42,8	25,00 ±1,00
BP-49 ⁹⁾	Bukowa Góra	ankaratryt	0,75	$8,406 \cdot 10^{-7}$	31,0	28,70 ±1,50
BP-51 ⁹⁾	Lubań Śląski	bazanit	0,60	$6,406 \cdot 10^{-7}$	45,6	27,30 ±1,20
BP-52 ⁹⁾	Uniegoszcz	bazanit	1,19	$1,031 \cdot 10^{-6}$	60,7	22,20 ±0,70
BP-53A ⁹⁾	Zaręba	ankaratryt	0,70	$6,883 \cdot 10^{-7}$	56,1	25,10 ±0,90
BP-53B ⁹⁾	Zaręba	ankaratryt	0,60	$5,819 \cdot 10^{-7}$	49,3	24,80 ±0,90
BP-53C ⁹⁾	Zaręba	ankaratryt	0,58	$7,250 \cdot 10^{-7}$	42,5	31,90 ±1,20
BP-53D ⁹⁾	Zaręba	ankaratryt	0,61	$6,349 \cdot 10^{-7}$	52,7	26,60 ±0,90
BP-53E ⁹⁾	Zaręba	ankaratryt	0,79	$8,630 \cdot 10^{-7}$	74,2	27,90 ±0,90
BP-54 ⁹⁾	Sulików	ankaratryt	0,69	$7,971 \cdot 10^{-7}$	70,6	29,40 ±1,10
BP-55⁹⁾	Markocice	bazanit	0,67	$6,983 \cdot 10^{-7}$	51,8	26,50 ±1,10
BP-56A⁹⁾	Opolno-Zdrój	trachit	4,20	$4,821 \cdot 10^{-7}$	88,1	29,30 ±1,10
BP-56B⁹⁾	Opolno-Zdrój	trachit	4,20	$4,448 \cdot 10^{-7}$	86,9	27,00 ±1,00

Objaśnienia barw/ Explanation of colours

	wulkanity fazy ryftowej (generacja dolnomiocenska) – 20,2–18,1 mln lat BP / volcanites of the rifting phase (Lower Miocene generation)
	wulkanity fazy ryftowej (generacja oligocenska) – 33,5–21,4 mln lat BP / volcanites of the rifting phase (Oligocene generation)
	wulkanity fazy ryftowej (generacja gornoeocenska) – 46,5–37,4 mln lat BP / volcanites of the rifting phase (Upper Eocene generation)
	wulkanity fazy przedryftowej (generacja paleocenska-dolnoeocenska) – 58,7–50,0 mln lat BP / volcanites of the pre-rifting phase (Paleocene–Lower Eocene generation)

Dane archiwalne dotyczące niecki żytańskiej w bezpośrednim sąsiedztwie otworu Opolno Zdrój PIG-1 zaznaczono pogrubieniem / Archiwal data from Zittau Basin in the immediate vicinity of Opolno Zdrój PIG-1 borehole are in bold
b.d. – brak danych / no data

Na obszarze niecki żytawskiej stwierdzono występowanie zróżnicowanych skał wulkanicznych (Szymkowiak, Panasiuk, 1985), przy czym wyróżniono tam dotychczas trzy piętra wulkanizmu (Panasiuk, 1985; Alibert i in., 1987; Kasiński, Panasiuk, 1987): późnoeoceneskie – 46–40 mln lat BP, oligoceneskie – 33–21 mln lat BP i wczesnomioceneskie – 20–18 mln lat BP (tab. 2). W sąsiadujących partiach masywu czeskiego oznaczono również wiek radiometryczny najmłodszego piętra wulkanicznego (ok. 850 tys. lat BP; Šibrava, Havlíček, 1980). Ponieważ proces powstawania marginalnych części zapadliska ryftowego był prawdopodobnie nieco opóźniony w stosunku do formowania się jego części centralnej (Kopecký, 1971, 1979), był to zapewne wulkanizm inicjalny poprzedzający powstawanie niecki żytawskiej. Pogląd ten jest ogólnie zgodny z modelem genezy ryftu Ohrzy proponowanym w nowszych pracach czeskich badaczy, zakładających, że istniały trzy fazy aktywności wulkanicznej, ściśle powiązane ze zmianami reżimu tektonicznego zachodzącego na północ od Alp (Ulrych i in., 1999, 2011): faza przedryftowa – 79–49 mln lat BP, faza ryftowa – 42–16 mln lat BP i faza postryftowa – 16–0,3 mln lat BP. Z tego punktu widzenia szczególnie interesujące wydaje się występowanie wulkanitów śródformacyjnych w najniższej części profilu paleogeńsko-neogeńskiej asocjacji brunatnowęglowej, które stwierdzono na obszarze niecki żytawskiej w rejonie Opolna-Zdroju podczas prac dotyczących poszukiwania pierwiastków promieniotwórczych (Jęczmyk i in., 1982). Zgodnie z archiwalnymi wynikami badań profili otworów złożowych pod przewierconą pokrywą skał wulkanicznych zalega tam lokalnie najniższa część paleogeńsko-neogeńskiej asocjacji brunatnowęglowej z cienkim pokładem węgla brunatnego. Ze względu na utajnienie wyników badań oraz brak zainteresowania wykonawców utworami kenozoicznymi nie zachowały się materiały dotyczące najniższego odcinka profilu (prawdopodobnie rdzenie z utworów osadowych były likwidowane natychmiast po opisaniu). Profil utworów kenozoicznych rozpoznany we wspomnianych otworach wiertniczych jest jednak w pełni korelowalny z niemiecką częścią basenu, gdzie ten pokład węglowy jest znany jako tzw. Basisflöz (Hirsch i in., 1989); jednak i tam nie prowadzono bardziej szczegółowych badań najstarszej części profilu serii

osadowej. Wiek tych utworów nie jest dokładnie zdefiniowany, wiadomo tylko, że są one starsze od dolnego pokładu węgla brunatnego, datowanego na najniższą część dolnego miocenu.

Żeby wypełnić tę istotną lukę, dotyczącą w szczególności znajomości wieku i wykształcenia najniższej części paleogeńsko-neogeńskiej asocjacji brunatnowęglowej, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (PIG-PIB) wykonał w ramach programu pt. „Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski” w 2011 r. otwór wiertniczy Opolno Zdrój PIG-1 (Kasiński i in., 2011; Kasiński, Saternus, 2011) w sąsiedztwie południowego obrzeżenia niecki żytawskiej (fig. 3, 4). Celem prac było ustalenie pozycji utworów niższej części paleogeńsko-neogeńskiej asocjacji brunatnowęglowej w niecce żytawskiej, a w tym:

- uzyskanie dowodu występowania wulkanitów śródformacyjnych w paleogeńsko-neogeńskiej asocjacji brunatnowęglowej,
 - określenie wieku pokładu węgla znajdującego się pod przykryciem skał wulkanicznych (badania palinologiczne),
 - określenie wieku radiometrycznego wulkanitów podścielających paleogeńsko-neogeńską asocjację brunatnowęglową i wulkanitów śródformacyjnych (datowania izotopowe metodą K-Ar),
 - określenie składu petrograficznego i mineralogicznego skał wulkanicznych podścielających paleogeńsko-neogeńską asocjację brunatnowęglową i wulkanitów śródformacyjnych.
- Otwór wiertniczy Opolno Zdrój PIG-1 posadowiony na rzędnej 316,2 m n.p.m. osiągnął głębokość 200,0 m p.p.t. i został zatrzymany w utworach podłoża krystalicznego niecki żytawskiej.

W południowo-zachodnim obrzeżeniu zapadliska żytawskiego, na pograniczu czesko-niemieckim, występują rozległe paleocentra wulkaniczne z wylewami bazaltowymi i fonolitowymi. W obrzeżeniu sąsiadującej z niecką żytawską niecki Seifhennersdorf-Varnsdorf w dwóch stanowiskach określono wiek radiometryczny wulkanitów metodą argonowo-potasową (tab. 2): w rejonie Seifhennersdorfu wiek bazaltu wynosi $30,7 \pm 0,7$ mln lat BP, a w Varnsdorfie $30,2 \pm 1,5$ mln lat BP (Bellon i in., 1998).

METODY BADAŃ

BADANIA SEDYMENTOLOGICZNE

Badania sedymentologiczne przeprowadzono na materiale rdzeniowym pozyskanym z otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1. Uzysk rdzenia z serii osadowej wynosił średnio 85,9% (Kasiński, Saternus, 2011). Rozpoznając sekwencję depozycyjną, zidentyfikowano powierzchnie granicznych jednostek warstwowania (za szczególnym uwzględnieniem granic warstwy węgla brunatnego), kontakty między skałami osadowymi i skałami wulkanicznymi, zmiany uziarnienia i wysortowania oraz struktury depozycyjne i deformacyjne.

BADANIA SKAŁ WULKANICZNYCH

W celu określenia litologii, tekstury, składu mineralnego i typu przeobrażeń skał wulkanicznych wykonano ich badania mineralogiczno-petrograficzne w świetle przechodzącym. Do badań petrograficznych zastosowano mikroskop Nikon Eclipse LV100POL wraz z kamerą cyfrową Nikon i oprogramowanie NIS-Elements AR 2.20. Ponadto zbadano skład fazowy i chemiczny w mikroobszarze, wykonano też zdjęcia dokumentacyjne w świetle elektronów wtórnie odbitych (BSE) z użyciem mikroskopy elektronowej CAMECA SX 100

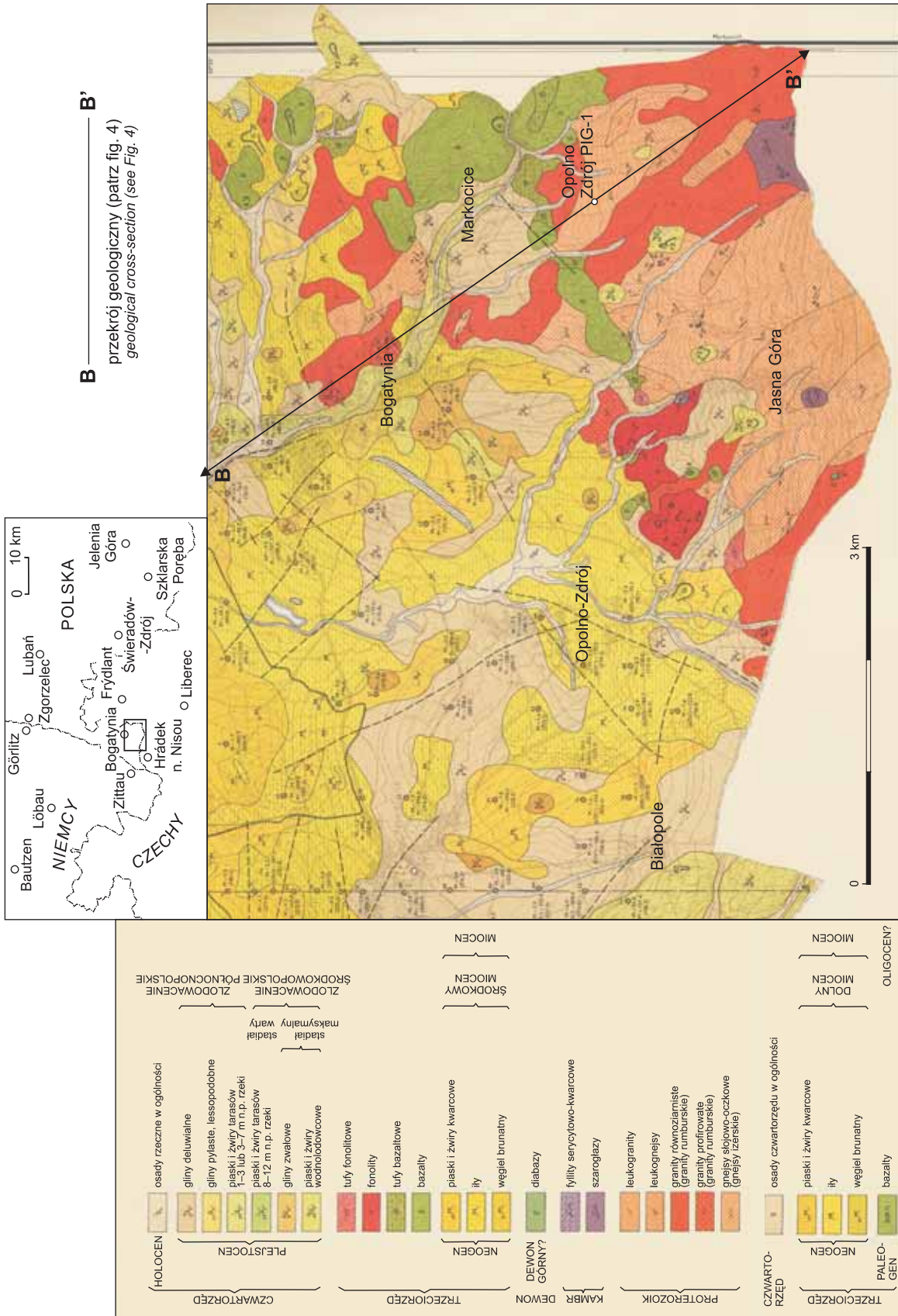


Fig. 3. Położenie otworu wiertniczego Opolno Zdrój FIG-1 na tle mapy geologicznej południowo-wschodniej części nieckii żytawskiej (fragment arkusza Bogatynia Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:25 000; Berezowski, 1973)

Opolno Zdrój FIG-1 borehole on a background of the geological map of the south-eastern part of the Zittau Basin (fragment of the Bogatynia sheet of the Detailed Geological Map of Poland in 1:25 000 scale; Berezowski, 1973)

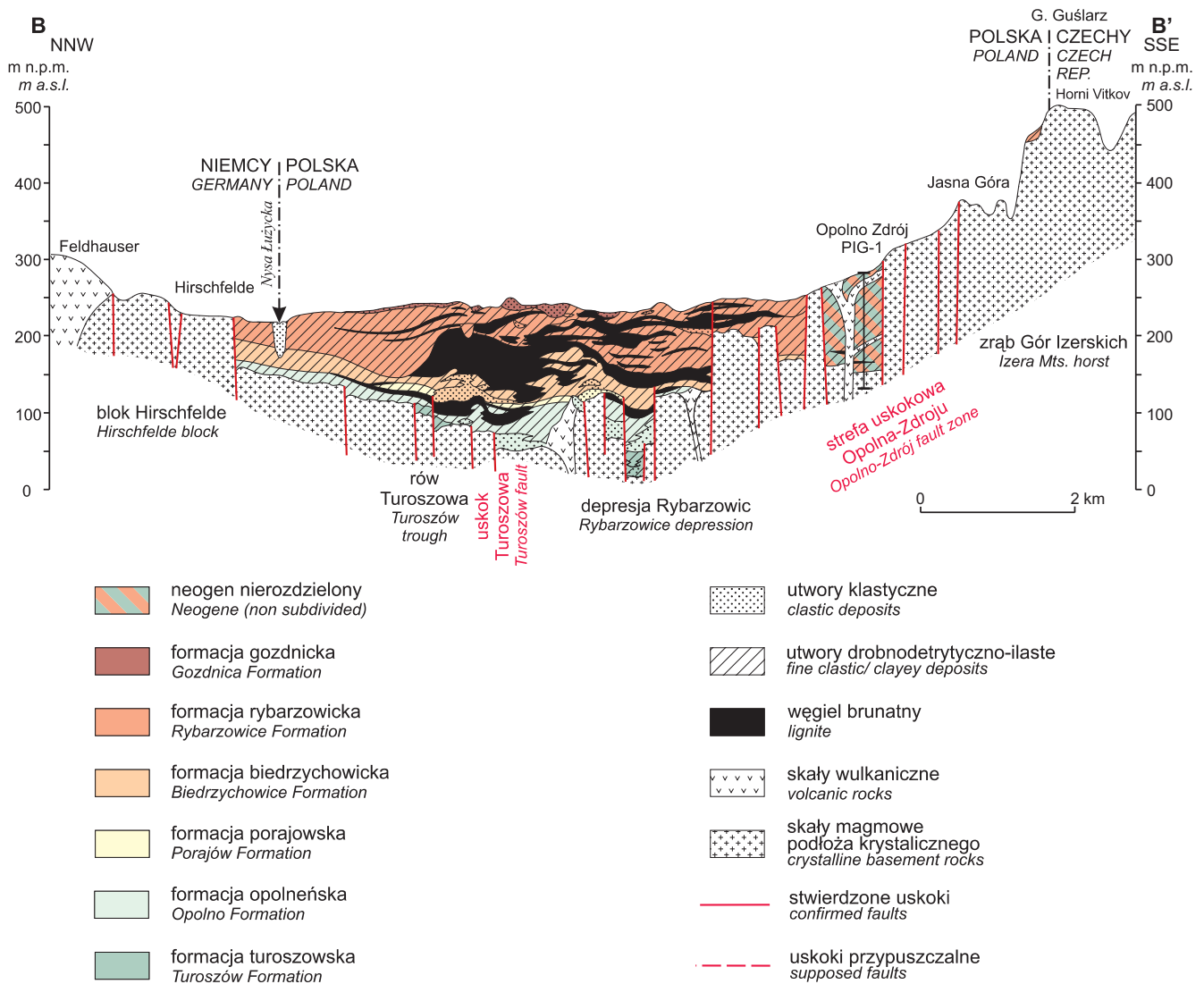


Fig. 4. Przekrój geologiczny utworów paleogenu i neogenu w niecce żytawskiej (wg Kasińskiego, 2000a; w okolicy Opolna-Zdroju zmieniony zgodnie z wynikami badań otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1)

Zittau Basin – geological cross-section of Paleogene and Neogene deposits (after Kasiński, 2000a, in the Opolno-Zdrój vicinity modified according to the results of the Opolno Zdrój PIG-1 borehole studies)

w Laboratorium Analiz w Mikroobszarze PIG-PIB. Analizy składu chemicznego w mikroobszarze przeprowadzono za pomocą spektrometrów WDS, przy następujących parametrach: napięcie przyspieszające HV – 20 kV; prąd emisji I_{emi} – 60 μA, prąd wiązki I(nA) – 20–25 nA, średnica wiązki – 5 μm, czas zliczania impulsów – 120 s.

Z otrzymanych maceratów sporządzono preparaty mikroskopowe (o wymiarach 20 × 20 mm), które badano pod mikroskopem biologicznym Aristoplan firmy Leica.

W analizie uwzględniono cały zespół materii palinologicznej obecnej w preparatach mikroskopowych – palinomorfy (sporomorfy i fitoplankton) i fitoklasty (fragmenty drewna itd.).

ANALIZY PALINOLOGICZNE

Próbki do badań palinologicznych poddano standardowej preparacji. Na początku maceracji oddzielono frakcję organiczną od mineralnej, stosując separację gęstościową, przy użyciu wodnego roztworu jodku kadmu (CdJ₂) i jodku potasu (KJ) o gęstości 2,21 g/cm³. Materiał organiczny macerowano zmodyfikowaną metodą acetolizy według Erdtmanna.

OZNACZENIA WIEKU RADIOMETRYCZNEGO

Wiek radiometryczny skał wulkanicznych z rdzenia z otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 wyznaczono metodą potasowo-argonową, polegającą na określeniu stosunku zawartości izotopu argonu ⁴⁰Ar jako produktu rozpadu radioaktywnego izotopu potasu ⁴⁰K do pozostałej w próbce zawartości potasu (Dalrymple, Lanphere, 1969).

Potas występuje w przyrodzie w postaci trzech izotopów w następujących proporcjach: ^{39}K – 93,2581%, ^{40}K – 0,0117% oraz ^{41}K – 6,7302%. Na skutek rozpadu 88,8% jąder atomowych izotopu ^{40}K powstają jądra wapnia ^{40}Ca , jednocześnie jest emitowane promieniowanie β . Rozpad pozostałych 11,2% jąder izotopu ^{40}K w wyniku absorpcji wolnego elektronu przez jądro atomowe prowadzi do powstania izotopu argonu ^{40}Ar . Ponieważ izotop wapnia ^{40}Ca występuje w skałach powszechnie i jego ilość wielokrotnie przewyższa ilości pochodzące z radioaktywnego rozpadu potasu, te produkty rozpadu nie są przydatne w datowaniach radiometrycznych. Udział izotopu argonu pochodzącego z powietrza atmosferycznego – $^{40}\text{Ar}(\text{atm})$ – jest natomiast bardzo niski, zatem wzrost zawartości izotopu argonu w wyniku radioaktywnego rozpadu potasu – $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ – w istotny sposób zmienia skład izotopowy argonu obecnego w skałach. Stałe połowicznego rozpadu izotopu ^{40}K wynoszą odpowiednio:

$$\lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10} a^{-1}$$

$$\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} a^{-1}$$

gdzie:

$\lambda_{\beta}, \lambda_e$ – stałe połowicznego rozpadu,

a – czas [lata],

a całkowity okres rozpadu wyraża się wzorem:

$$\lambda = \lambda_{\beta} + \lambda_e = 5,543 \cdot 10^{-10} a^{-1} \quad [1]$$

Argon atmosferyczny $\text{Ar}(\text{atm})$ występuje w naturze w postaci trzech izotopów w następujących proporcjach: ^{36}Ar – 0,337%, ^{38}Ar – 0,063% i ^{40}Ar – 99,600%, tak więc stosunek ^{40}Ar do ^{36}Ar wynosi 295,5. Udział uwiecznionego w skałach argonu atmosferycznego (dla wszystkich trzech izotopów łącznie) wynosi od $5 \cdot 10^{-8}$ do $5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$ i nie ulega zmianie, podczas gdy udział argonu radioaktywnego $\text{Ar}(\text{rad})$ wzrasta nieustannie wraz z upływem czasu. Ponieważ rozróżnienie argonu atmosferycznego i argonu pochodzącego z radioaktywnego rozpadu potasu nie jest możliwe metodami analitycznymi, zawartość tego ostatniego komponentu – $^{40}\text{Ar}(\text{atm})$ – może być obliczona na podstawie pomiaru zawartości izotopu argonu $^{36}\text{Ar}(\text{atm})$, która pozostaje stała, z równania:

$$\begin{aligned} ^{40}\text{Ar}(\text{rad}) &= ^{40}\text{Ar}(\text{całkowity}) - \frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \cdot ^{36}\text{Ar}(\text{atm}) = \\ &= 295,5 \cdot ^{36}\text{Ar}(\text{atm}) \end{aligned} \quad [2]$$

Skład izotopowy wapnia jest wielkością stałą, dlatego ilość powstałego argonu radioaktywnego zależy wyłącznie

od pierwotnej zawartości wapnia w skałach i od czasu, który upłynął od jej wystudzenia do temperatury uniemożliwiającej dyfuzję gazów. Dla skał wulkanicznych czas ten jest praktycznie równy czasowi, który upłynął od powstania skały. Jego miarą jest stosunek ilości potasu do argonu radioaktywnego, obliczony ze wzoru:

$$t_{\text{Kar}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda^{40}\text{Ar}(\text{rad})}{\lambda_e^{40}\text{K}} \right) \quad [3]$$

gdzie:

t_{Kar} – wiek radiometryczny wyznaczony metodą potasowo-argonową,

umożliwiający określenie wieku skały.

Wyniki oznaczenia wieku skał metodą potasowo-argonową są zadowalające, przy założeniu, że:

– skład izotopowy argonu uwiecznionego w skałach był zbliżony do dzisiejszego składu izotopowego argonu atmosferycznego;

– badane skały stanowiły układ zamknięty, uniemożliwiający migrację potasu i argonu od chwili ich powstania;

– czas potrzebny do ochłodzenia skały po jej powstaniu jest pomijalny w porównaniu z jej wiekiem.

Próbki skał wulkanicznych o masie 0,05 g trawiono w kwasach i ostatecznie rozpuszczono w 0,2-molowym HCl. Zawartość potasu określono metodą fotometrii płomieniowej w obecności bufora Na przy wzorcu wewnętrznym Li. Do sprawdzenia wyników pomiarów zastosowano międzylaboratoryjne wzorce Asia 1/65, LP-4, HD-B1 i GL-O. Argon ekstrahowano z próbek w tyglach molibdenowych w zestawie próżniowym wykonanym ze stali nierdzewnej. Izotop argonu ^{38}Ar pobrano do systemu pipet gazowych i oczyszczono za pomocą „pułapek” ciekłego azotu Ti i SAES (por. Odin i in., 1982; Balogh, 1985). Oczyszczony argon przekazywano bezpośrednio do spektrometru masowego, gdzie zmierzono jego skład izotopowy w trybie statycznym przy użyciu aparatury o 15-centymetrowym promieniu sektora magnetycznego.

Do obliczeń wieku radiometrycznego zastosowano stałe atomowe proponowane przez Steigera i Jägera (1977). Wszelkie błędy analityczne opisuje jedna wartość odchylenia standardowego na poziomie ufności 68%. Poważnym źródłem błędów analitycznych mogła być także niehomogeniczność próbek.

Ze względu na znaczny stopień zwietrzenia skał wulkanicznych, szczególnie w górnej części profilu, wykonano oznaczenia wieku radiometrycznego jedynie trzech warstw skalnych. Dodatkowo oznaczono wiek radiometryczny próbki skały pobranej z kamieniołomu spod szczytu góry Świniec. Badania te przeprowadzono w Instytucie Badań Jądrowych Węgierskiej Akademii Nauk (Atomki).

PROFIL OTWORU WIERTNICZEGO OPOLNO ZDRÓJ PIG-1

OSADY CZWARTORZĘDOWE

Otwór wiertniczy Opolno Zdrój PIG-1 (fig. 5, apendyks) znajduje się w odległości 2 km od krawędzi Gór Izerskich, o które oparł się lądolód zlodowacenia sanu. W związku z tym spodziewano się rozpoznać w tym miejscu profil osadów glacialnych (glin zwałowych i osadów wodnolodowcowych), które na przedpolu gór miały występować powszechnie. W wyższych partiach przedgórza utworów tych z reguły nie uwzględniano na arkuszach mapy geologicznej (Berezowski, 1973), ponieważ zakładano, że tworzą tam bardzo ciekawą pokrywę. W rzeczywistości pod warstwą gleby gliniastej typu bagiennego o miąższości 30 cm zalega warstwa gliny żółto-rdzawej ze żwirami kwarcu i skaleni pochodzącymi ze skał miejscowych oraz melanokratycznych odmian gnejsów o miąższości 7 m. W tej glinie nie stwierdzono obecności materiału eratycznego. Jej rdzawe plamiste zabarwienie jest efektem wtórnych procesów związanych z wahaniem poziomu wody gruntowej, nie należy zatem korelować tych utworów z podobnie makroskopowo wyglądającą gliną zwałową odsłoniętą w odkrywcę Kopalni Węgla Brunatnego Turów (pole Turów III), gdzie udział materiału skalnego pochodzącego z obszaru Morza Bałtyckiego i Skandynawii wynosi ok. 0,5% (Kasiński i in., 2003). W rejonie Opolna-Zdroju rozpoznano neogeńską glinę barwy ciemno-żółtej zawierającą wyłącznie ziarna kwarcu i silnie zwietrzałych skaleni, którą uznano za produkt spływu błotnego. Ponieważ utwory te znajdują się w stropie kompleksu neogeńskiego i są przykryte przez osady glacialne, ich wiek można pośrednio określić na młodszy od dolnego miocenu i starszy od środkowego plejstocenu. Na arkuszu Bogatynia *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000* (Badura, 2009) przyjęto miocenijski wiek tych osadów. Nie stwierdzono występowania w nich skał eratycznych, można więc przyjąć, że powstały w późnym miocenie i zostały redeponowane w plejstocenie w warunkach klimatu peryglacialnego. W świetle wyników badań profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 należy zweryfikować wystąpienia gliny zwałowej pomiędzy Jasną Górą, Opolnem-Zdrojem i Bogatynią. Prawdopodobnie wszędzie na tym obszarze występuje glina koluwalna wtórnie zabarwiona na rdzawo-brązowo lub (w wyniku oglejenia) na szaroniebiesko-rdzawo.

Na głębokości 7,5–8,4 m p.p.t. w profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 zalega glina szarozółta z dużym udziałem frakcji żwirowej i głazowej do 10 cm. Glina ta jest bardzo podobna do występującej w rejonie Opolna-Zdroju między wychodniami fonolitów a odkrywką kopalni Turów. Powstała w wyniku powierzchniowego spływu silnie nawodnionych, półplastycznych osadów.

NEOGEŃSKIE

REDEPONOWANE UTWORY PIROKLASTYCZNE

Na głębokości 8,4 m p.p.t. występuje 10-centymetrowej miąższości wkładka drobnolaminowanego, jasnobieżowego iłu bentonitowego. Obecność minerałów ilastych, prawdopodobnie należących do grupy montmorylonitu, może wskazywać, że osad powstał w wyniku depozycji pyłu wulkanicznego lub zwietrzelin tufowych w zbiorniku wodnym. Ponieważ na obszarze ryftu Ohrzy faza ryftowa aktywności wulkanicznej skończyła się ok. 16 mln BP, można uznać, że jest to osad limniczny powstały w wyniku akumulacji frakcji ilastych pochodzących ze zwietrzałych skał zasadowych oraz kwaśnych (granitognejsów i fyllitów). Poniżej iłu bentonitowego występuje warstwa gliny z drobnymi (2–3 mm) lapillami, miąższości 30 cm, a pod nią znajduje się poziom tufu, w stropie barwy zielonkawej, a niżej szarozółtej. Powierzchnie spękań są zabarwione na brunatno związkami żelaza.

GÓRNA FORMACJA BAZALTOWA

Na głębokości 9,1–14,0 m p.p.t. występuje szary, mocno zwietrzały bazalt. W skale makroskopowo są widoczne silnie zwietrzałe oliwiny (iddyngsyty). Na głębokości 9,3 m p.p.t. znajduje się kilkudziesięciocentymetrowej miąższości warstwa czarnego bazaltu z oliwinami. Kompleks bazaltów składa się z produktów co najmniej trzech potoków lawowych i jest podścielony serią tufitową o miąższości 3,0 m z wyraźnie zachowanymi teksturami fluidalnymi. Pod nimi występuje ponownie kompleks silnie zwietrzałych bazaltów, którego miąższość wynosi 3,1 m. W spągu kompleksu zalega warstwa niezwiertzałego bazaltu o miąższości 10 cm. W masie skalnej są obecne liczne, makroskopowo widoczne pseudomorfozy po oliwinach (iddyngsyty). Pod bazaltami znajduje się warstwa gliny koluwalnej z licznymi okruchami granitognejsów o rozmiarach do 3 cm, której miąższość wynosi 70 cm, a pod nią – warstwa gliny o miąższości 10 cm zawierająca zwietrzałe okruchy zielonych skał wulkanicznych.

POZIOM UTWORÓW FLUWIALNYCH NEOGENU

Na głębokości 20,9–22,4 m p.p.t. znajduje się piaski rzeczne silnie zailone z domieszką frakcji żwirowej, w których spągu występuje poziom zaglinionego żwiru o miąższości 2 cm. Żwir składa się z kwarcu, agregatów kwarcowo-skaleńowych oraz otoczków fyllitów. Osad jest bardzo źle wysortowany, z dużą ilością frakcji pylastej. Cechy sedymentacyjne wskazują, że był to osad efemerycznej rzeki, niosącej materiał na krótkim odcinku, prawdopodobnie w wyniku

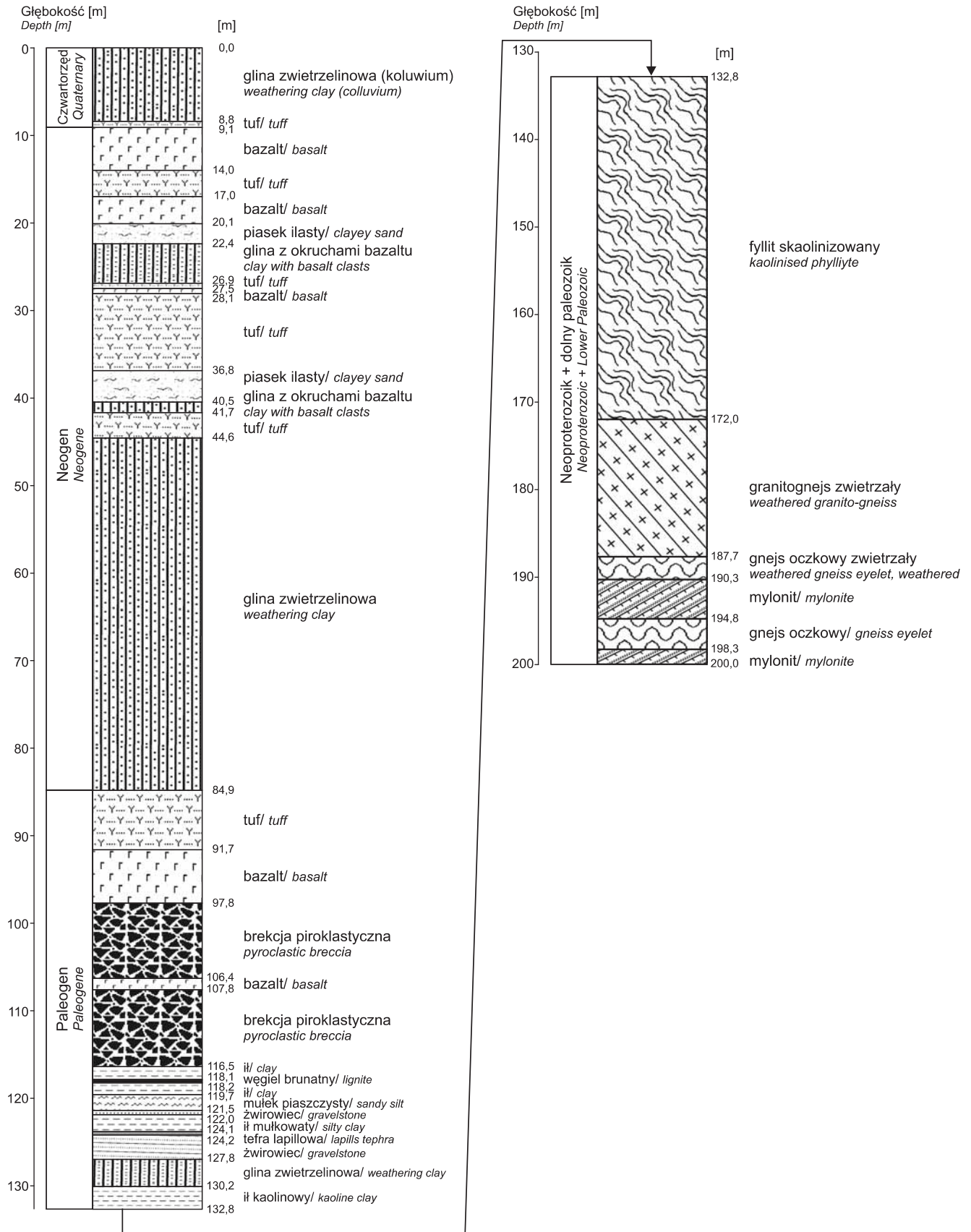


Fig. 5. Profil litologiczno-stratigraficzny otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1

Lithologic-stratigraphical section of the Opolno Zdrój PIG-1 borehole

gwałtownych opadów. Niżej ponownie zalega glina koluwalna z licznymi okruchami bazaltu: na głębokości 23,5–23,6 m p.p.t. jest ona przeławicona warstwą piasku gruboziarnistego, silnie zaglinionego.

DOLNA FORMACJA BAZALTOWA

Poniżej poziomu glin koluwalnych ponownie występuje poziom tufu z lapillami o miąższości 60 cm, a pod nim kolejna cienka wkładka gliny koluwalnej o miąższości 40 cm, spoczywająca na bazalcie o miąższości 20 cm, który można interpretować raczej jako oderwany gład bazaltowy, a nie cienki poziom lawowy. Niżej, na głębokości 28,1–36,8 m p.p.t. znajduje się poziom tufu z lapillami przecięty uskokiem postsedymentacyjnym.

Pod poziomem tufowym zalega warstwa łu laminowanego o miąższości 10 cm, leżąca w stropie niższego litosomu piasków rzecznych o miąższości 3,6 m, a niżej – kolejny poziom glin koluwalnych z okruchami bazaltów o miąższości 1,2 m. Głębiej najpierw ponownie występuje poziom tufu z lapillami, a następnie – na głębokości 44,6–84,9 m p.p.t. – miąższy kompleks glin koluwalnych, w którym wyróżniono dziesięć litosomów różniących się barwą i zawartością frakcji żwirowej, zróżnicowanej pod względem udziału bazaltów i granitognejsów.

Pod pakietem glin koluwalnych, na głębokości 84,9–116,5 m p.p.t. zalega miąższy kompleks skał wulkanicznych, złożony z tufów, bazaltów i brekcji piroklastycznych o miąższości 31,6 m.

UTWORY WĘGLONOŚNE PALEOGENU

Poniżej spągu dolnej formacji wulkanicznej zalega warstwa szarego łu o miąższości 1,6 m, stanowiąca najwyższe ogniwo paleogeńskiej formacji osadowej. W ile tym występują intraklasty łu jasnobeżowego i pojedyncze ziarna żwiru. Nie można wykluczyć, że osad ten był przemieszczany po stoku wraz z wyżej leżącymi utworami wulkanicznymi.

Pod łem leży warstewka węgla brunatnego, silnie ilasteo, z wtrąceniami łu kaolinowego, o miąższości 10 cm, zalegająca na silnie zapiaszczonym łu kaolinowym o miąższości 1,5 m. W spągu warstwy ilastej znajduje się warstwa brekcji piroklastycznej o miąższości 20 cm, zapewne redeponowanej, a jeszcze niżej kompleks mułków piaszczystych, w części spągowej drobnolaminowanych. Mułki te powstały prawdopodobnie na równi zalewowej, jedynie dolna część kompleksu utworzyła się przypuszczalnie u podłoża stoku, gdzie w zależności od intensywności opadów atmosferycznych były deponowane na przemian osady frakcji mułkowej i piaszczystej.

Na głębokości 121,5–122,0 m p.p.t. zalega polimiktyczny żwirowiec spojony łem mułkowatym, który oprócz żwirów lokalnych skał metamorficznych zawiera liczne toczące nieuzbrojone. Pod warstwą żwirowca zalegają ły mułkowate i ły z bioturbacjami oraz mułki.

PALEOGEŃSKIE UTWORY PIROKLASTYCZNE

Pod żwirowcem, łem i mułkami znajduje się charakterystyczna oliwkowa brekcja o teksturze „korkowej” (fig. 6), składająca się z drobnych, ostrokrawędzistych okruchów mułku o rozmiarach 0,5–3,0 mm i z drobnych okruchów bazaltu. Osad ten można interpretować jako tefrę lapillową, a ściślej – jako piasek wulkaniczny z lapillami, skonsolidowany związkami żelaza na etapie wczesnodiagenetycznym.

UTWORY KLASTYCZNE

ZWIETRZELIN PODŁOŻA KRystalicznego

Następne ogniwo stanowi warstwa żwirowca o spoiwie ilastym o miąższości 3,6 m. Żwirowiec ten składa się z ziaren kwarcu, skaleni i granitognejsów, zawiera również liczne toczące ilaste. Jest to osad typowy dla rzek torencjalnych, niosących dużą ilość materiału zwietrzelinowego. Razem z wyżej leżącymi mułkami osady te reprezentują pełny prosty cykl sedymentacyjny o ziarnie malejącym ku górze (*fining-upward sequence*), stanowiący zapis sedymentacyjny zmian środowiska od wysokoenergetycznego (korytko rzeki torencjalnej) do skrajnie niskoenergetycznego (starorzecze na równi zalewowej).

Poniżej osadów aluwialnych zalega warstwa gliny stokowej o miąższości 2,4 m, jej spąg znajduje się na głębokości 130,2 m p.p.t. W glinie występują ziarna kwarcu oraz zwietrzałych skaleni.

Na głębokości 130,2–132,8 m p.p.t. leży jasnokremowy łu kaolinowy z licznymi minerałami o pokroju blaszkowym. Brak struktur pierwotnych wskazuje na redepozycję osadu. Utwory te w rejonie otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 stanowią najniższe ogniwo kenozoicznej formacji osadowej i spoczywają bezpośrednio na skałach podłoża krystalicznego – silnie skaolinizowanych jasnobeżowych fyllitach z wyraźnie zachowaną foliacją i z widocznymi spękaniami tektonicznymi oraz żyłkami kwarcowymi.



Fig. 6. Tefra lapillowa z otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 (głęb. 124,1–124,2 m p.p.t.)

Lapillae tephra from the Opolno Zdrój PIG-1 borehole (depth 124.1–124.2 m b.g.l.)

WYNIKI BADAŃ SEDYMENTOLOGICZNYCH

OSADY WĘGLISTE

Pakiet osadów węglistych występuje jedynie w dolnej części profilu utworów kenozoicznych, na głębokości 118,1–118,2 m p.p.t., pod kompleksem utworów wulkaniczno-piroklastycznych. Powierzchnie stropowa i spągowa węgla są nachylone pod kątem 40°. Węgiel jest niewyraźnie warstwowany równoległe, współkształtnie do powierzchni stropu i spągu. We fragmencie rdzenia (o długości ok. 10 cm wraz z przyległymi utworami zawęglonymi; fig. 7) wyróżniono od stropu ku spągowi sześć warstwek o odmiennej litologii.

1. Mułek szaro-żółty z licznymi nieregularnymi wtrąceniami białego kaolinu o rozmiarach do 4 mm (próbka 1). W masie skalnej występują intraklasty szarego mułku o rozmiarach do 8 mm oraz pojedyncze wydłużone ziarna kwarcu o rozmiarach do 3 mm. Na powierzchniach nieregularnych, bardzo drobnych spękań jest obecna mineralizacja związkami żelaza. W spągu znajduje się cienka warstewka laminitu – przejście ciągle do niższego ogniwa.

2. Mułek ilasty zawęglony ciemnoszary, z drobnymi wtrąceniami białego kaolinu i pojedynczymi ziarnami kwarcu (oba o rozmiarach ok. 1 mm; próbka 2).

3. Węgiel brunatny atrytowy, silnie mułkowo-ilasty, czarny, z licznymi wtrąceniami białego kaolinu, intraklastami iłu szarego (oba o rozmiarach do 5 mm) i pojedynczymi wydłużonymi, dobrze obtoczonymi ziarnami kwarcu o rozmiarach do 3 mm (próbki 3, 4; fig. 8A–C). W węglu występują drobne kongrecje żelaziste o rozmiarach do 12 mm, a na spękaniach mineralizacja związkami żelaza. Obecne są drobne uskoki, podkreślone drobnymi lustrami tektonicznymi z rysami.

4. Ił mułkowy silnie węglisty czarny, z licznymi wtrąceniami białego kaolinu o rozmiarach do 3 mm (próbka 5; fig. 8D) i niewielką ilością intraklastów mułkowych. Występują tu ślady żerowania organizmów mułozernych o rozmiarach do 8 mm wypełnione mułkiem (fig. 8E). Tu także znajdują się drobne uskoki, zaznaczające się drobnymi lustrami tektonicznymi z rysami. W spągu zawartość frakcji mułkowej zmniejsza się, a dolna granica ma charakter ostry, choć jest nierówna (pograży).

5. Ił mułkowy zawęglony szary z rozproszonym kaolinem. W stropie i spągu ostre granice (próbka 6a; fig. 8F).

6. Mułek szarozółty z rozproszonym kaolinem, pojedynczymi ziarnami kwarcu o rozmiarach do 1,5 mm i drobnymi skupieniami związków żelaza. W stropie ostra granica (próbka 6b; fig. 8F).

Z każdej z opisanych warstwek pobrano próbki do badań palinologicznych.

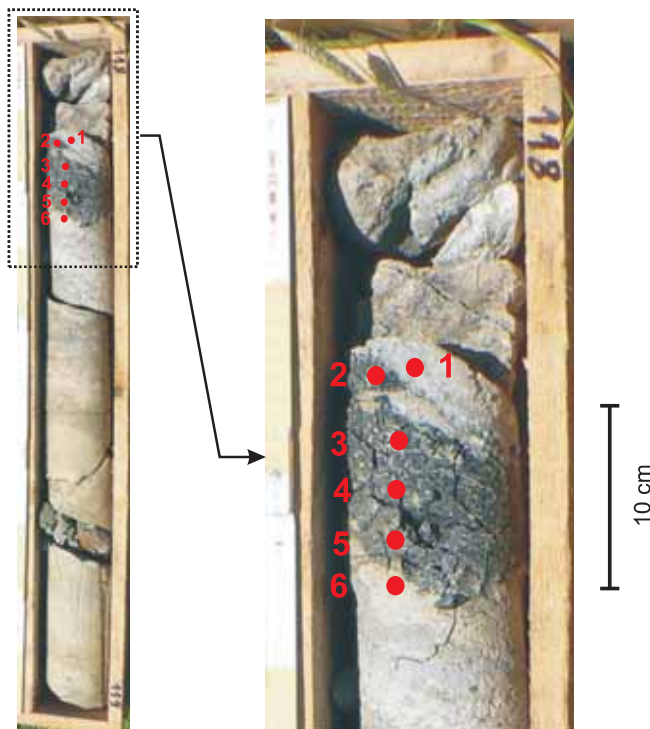


Fig. 7. Fragment rdzenia z otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 z głębokości 118,1–118,2 m p.p.t. z węglem brunatnym i utworami węglistymi. Na czerwono zaznaczono punkty pobrania próbek do badań palinologicznych

Fragment of core from the Opolno Zdrój PIG-1 borehole from the depth 118.1–118.2 m b.g.l. with lignite and coaly rocks. Sampling points for palynological examination marked in red

SKAMIENIAŁOŚCI ŚLADOWE

Na głębokości 123,6–123,7 m p.p.t., w warstwie mułku beżowego, występuje poziom bioturbacji wypełnionych szarym iłem mułkowym. Są to zapewne ślady po korzeniach roślin (rizokrecje). Większe, owalne bioturbacje o rozmiarach do 8 mm, wypełnione mułkiem ilastym napotkano w węglu atrytowym na głębokości 118,1–118,2 m p.p.t. Są one prostopadłe do granic warstw (fig. 8E). Na podstawie kształtu i orientacji można je zaliczyć do śladów żerowania organizmów mułozernych.

ZAPIS PROCESÓW WULKANICZNYCH

Dominującą część profilu skał neogenu i paleogenu stanowi kompleks utworów wulkanicznych, który występuje na głębokości 8,8–116,5 m p.p.t. Ten mięszki i zróżnicowany kompleks tworzą pokrywy lawowe, brekcje skał bazaltoidowych oraz skały piroklastyczne: tufy, tufity i brekcje piroklastyczne. Bazaltoidy zawierają makroskopowo widoczne kryształy oliwinów i pseudomorfozy po oliwinach (iddyngsynt).

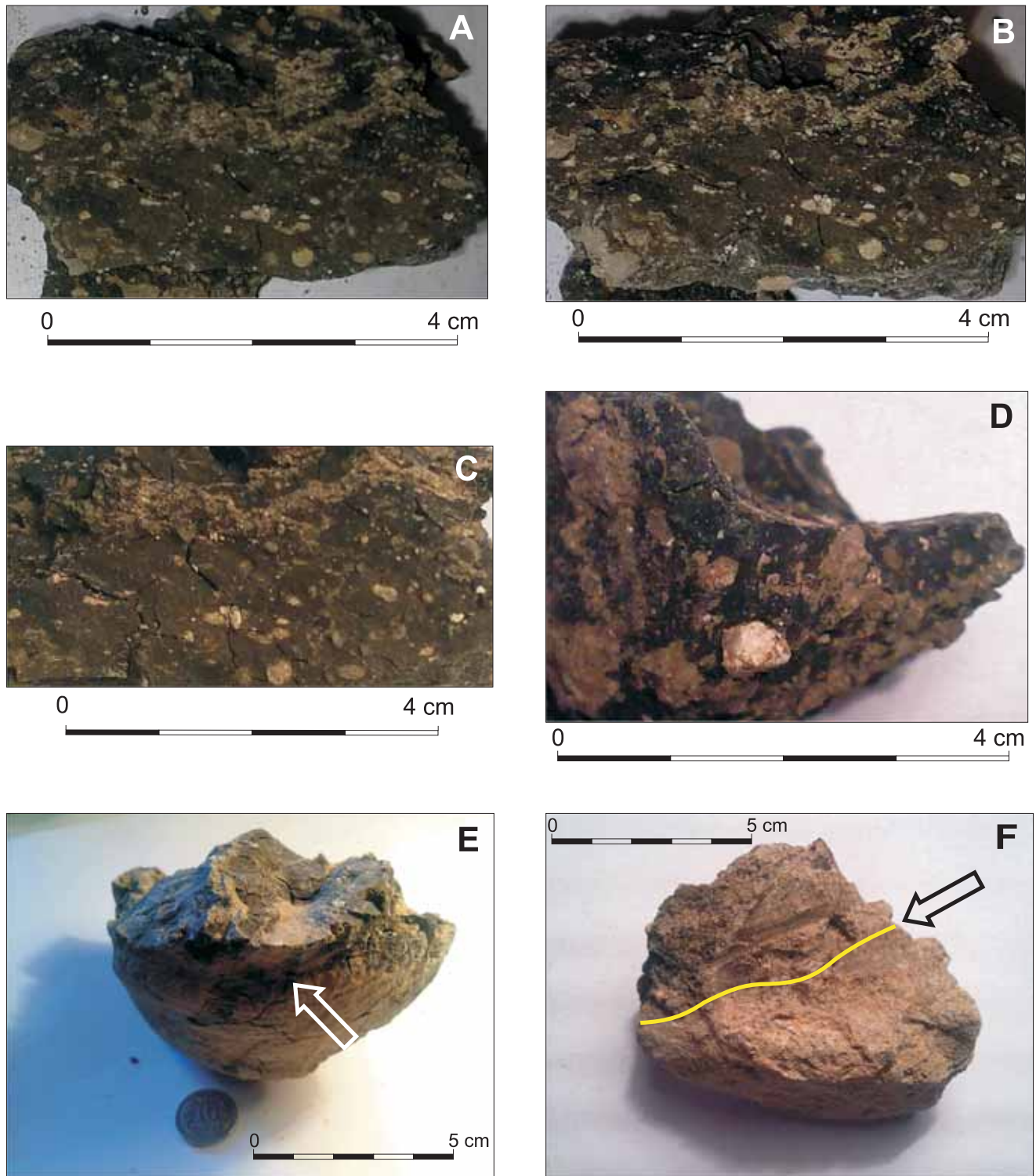


Fig. 8. Odmianny petrograficzne węgla brunatnego i utworów węglistych występujących na głębokości 118,1–118,2 m p.p.t. w profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1

A–C. Węgiel brunatny atrytowy, mułkowo-ilasty, z wtrąceniami kaolinu (beżowe plamy; próbki 3 i 4). D. Il mułkowy węglisty z wtrąceniami kaolinu (próbka 5). E. Kontakt (strzałka) między ilem mułkowym węglistym a ilem mułkowym zawęglonym poniżej spągu warstwy węgla brunatnego (próbka 5). F. Kontakt (strzałka i linia) między ilem mułkowym zawęglonym a mułkiem szarozółtym poniżej spągu warstwy węgla brunatnego (próbka 6)

Lithotypes of lignite and coaly rocks from the depth 118.1–118.2 m b.g.l. in the Opolno Zdrój PIG-1 borehole

A–C. Atritic lignite, silty-clayey, with kaoline inclusions (beige spots; samples 3 and 4). D. Coaly-silty clay with kaoline inclusions (sample 5). E. Contact (arrow) between coaly-silty clay and silty clay with dispersed coaly dust below the bottom of the lignite bed (sample 5). F. Contact (arrow and line) between silty clay with dispersed coaly dust and gray-yellowish silt below the bottom of the lignite bed (sample 6)

Na głębokości 97,8–107,7 m p.p.t. na powierzchniach produktów potoków lawowych i bazaltoidowych okruszków brekcji piroklastycznej (fig. 9A) – szczególnie grubszej frakcji – częsta jest intensywna karbonatyzacja (fig. 9C). Podobna mineralizacja pojawia się na spękaniach tektonicznych w skałach wulkanicznych (fig. 9D). Na głębokości 107,7 m p.p.t., na styku brekcji piroklastycznej i bazaltu, widoczny jest kontakt termiczny (fig. 9B) w postaci brunatnej warstewki spieczonego pyłu o miąższości 5–8 mm i sieci drobnych żyłek karbonatytowych. Brunatne zabarwienie powstało w wyniku utlenienia zawartego w osadzie żelaza.

W brekcjach piroklastycznych powszechnie występuje materiał wulkaniczny różnej frakcji: piasek wulkaniczny, lapille i bomby wulkaniczne (fig. 9E).

DEFORMACJE POSTSEDMENTACYJNE

Warstwy skał osadowych, podobnie jak zestawy laminowane horyzontalnie w ich obrębie (np. na głębokości 36,8–

36,9 m p.p.t.) i przeławiczenia tufitów wśród brekcji piroklastycznych na głębokości 105,2–106,4 m p.p.t., są z reguły wychylone od poziomu pod różnymi, przeważnie znacznymi kątami. Przykładem może być warstwa węgla brunatnego na głębokości 118,1–118,2 m p.p.t., której nachylenie wynosi 40°. Otwór wiertniczy Opolno Zdrój PIG-1 jest zlokalizowany na obszarze odpowiadającym krawędziowej strefie basenu sedimentacyjnego niecki żytawskiej, dlatego wychylenie utworów może świadczyć albo o postsedymentacyjnych procesach paleoosuwiskowych zachodzących wzdłuż południowo-wschodniej krawędzi basenu, albo o tektonice postsedymentacyjnej. Na to ostatnie wskazują także liczne zespoły lusterek tektonicznych o upadach do 80°, występujące w utworach kenozoicznych i zwietrziałych skałach podłoża krystalicznego na głębokości: 31,0–31,1, 52,3–53,5, 70,0–71,0, 116,5–117,6, 119,0–119,3, 112,4–123,6, 131,0–133,6, 151,5–160,3 i 172,1–175,0 m p.p.t. Zapis sedimentacyjny obu tych procesów opisano już wcześniej z licznych stanowisk na całym obszarze niecki żytawskiej (Kasiński, 1990, 2000a).

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH SKAŁ WULKANICZNYCH

W celu określenia litologii, tekstury, składu mineralnego i typu przeobrażeń skał wulkanicznych wykonano badania mineralogiczno-petrograficzne trzech próbek bazaltoidu (próbka 8 – głębokość 103,3–103,4 m p.p.t., próbka 9 – 107,5–107,7 m p.p.t., próbka 22 – 107,3–107,4 m p.p.t.; fig. 10, 11).

Bazaltoid z głębokości 103,3–103,4 m p.p.t. (próbka 8). Skała ma teksturę porfirową, podrzędnie glomeroporfirową. Tło skalne jest drobnokrystaliczne, między drobnymi kryształami minerałów maficznych są spotykane relikty przeobrazonego szkliwa. Występują liczne fenokryształy oliwinu i klinopiroksenu o długości maksymalnie do 2 mm, przeciętnie ok. 1 mm (fig. 11A). Oliwiny – zarówno fenokryształy, jak i drobne kryształy tła – są spękane i przeobrażone (obwódki iddyngsytowe; fig. 10A). Tło skalne oprócz kryształów oliwinu i klinopiroksenu tworzą nefelin, tytanomagnetyt i minerały nieprzezroczyste (fig. 10A, B). Skała uległa słabej karbonatyzacji. Na podstawie obserwacji mikroskopowych można ją zaklasyfikować jako ankaratryt (melanefelinit oliwinowy).

Bazaltoid z głębokości 107,5–107,7 m p.p.t. (próbka 9). Skała charakteryzuje się teksturą porfirową, lokalnie glomero-

porfirową. Tło skalne jest drobnokrystaliczne, prawdopodobnie pierwotnie było obecne szkliwo, które teraz jest zrekrytalizowane i intensywnie przeobrażone (fig. 11B). W skałe występują jedynie fenokryształy klinopiroksenu, często spękane. Drobnokrystaliczne tło oprócz klinopiroksenu zawiera tytanomagnetyt (sporadycznie z wrostkami apatytu). Skała uległa bardzo intensywnym procesom wtórnym, w tle skalnym występują węglany i minerały ilaste (prawdopodobnie smektyt; fig. 10C, D).

Bazaltoid z głębokości 107,3–107,4 m p.p.t. (próbka 22). Skała ma teksturę porfirową, lokalnie glomeroporfirową. Tło skalne jest drobnokrystaliczne. Spotykane są pojedyncze enklawy oliwinowo-piroksenowe, których średnica nie przekracza 1,5 mm (fig. 10F, 11C). W skałe są obecne liczne fenokryształy klinopiroksenu, o długości maksymalnie 2,5 mm. Tło skalne tworzą kryształy klinopiroksenu, tytanomagnetytu i pojedyncze spinele chromowe. Skała jest intensywnie przeobrażona, miejscami występują syderyt i baryt.

OZNACZENIE WIEKU BADANYCH UTWORÓW

BADANIA PALINOLOGICZNE

Na potrzeby badań palinologicznych opróbowano jedyną nawierconą w otworze wiertniczym warstwę mułkowo-ilastego węgla brunatnego atrytowego, zalegającą na głębokości 118,1–118,2 m p.p.t., a więc poniżej najniższego wy-

stąpienia skał wulkanicznych. Pobrano z niej sześć próbek do badań palinologicznych – po jednej z każdej wyróżnionej warstewki osadów węglistych (fig. 7).

Frekwencja palinomorf w próbkach jest bardzo niska, sporomorfy i fitoplankton występują śladowo. Znacznie częściej są obecne fitoklasty, najczęściej brązowe i czarne

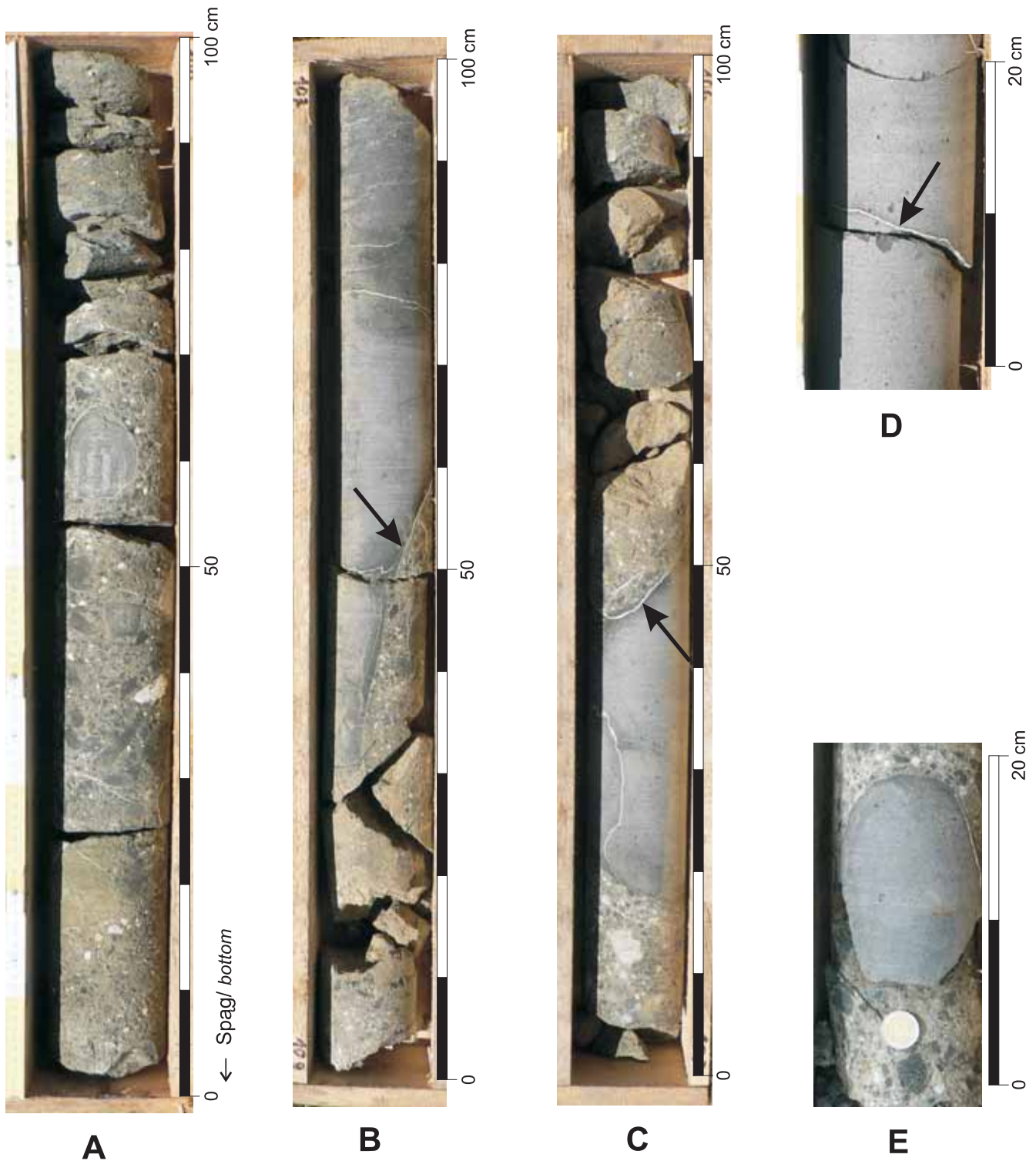


Fig. 9. Ślady procesów wulkanicznych w rdzeniu z otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1

A. Typowa brekcja piroklastyczna z lapillami (głęb. 100,0–101,0 m p.p.t.). **B.** Kontakt termiczny (strzałka) w spągu bazaltu (głęb. 107,5–107,8 m p.p.t.). **C.** Mineralizacja węglanowa (strzałka) na powierzchni bazaltu (głęb. 105,5 m p.p.t.). **D.** Mineralizacja węglanowa (strzałka) wzdłuż spękania w bazalcie (głęb. 104,6–104,8 m p.p.t.). **E.** Bomba wulkaniczna tkwiąca w brekcji piroklastycznej (głęb. 105,5–105,7 m p.p.t.)

Volcanic record in core from the Opolno Zdrój PIG-1 borehole

A. Typical pyroclastic breccia with lapillas (depth 100.0–100.1 m b.g.l.). **B.** Thermal contact (arrow) at the basalt bottom (depth 107.5–107.8 m b.g.l.). **C.** Carbonate mineralisation (arrow) on the basalt surface (depth 105.5 m b.g.l.). **D.** Carbonate mineralization (arrow) along the cracks in basalt (depth 104.6–104.8 m b.g.l.). **E.** Volcanic bomb in pyroclastic breccia (depth 105.5–105.7 m b.g.l.)

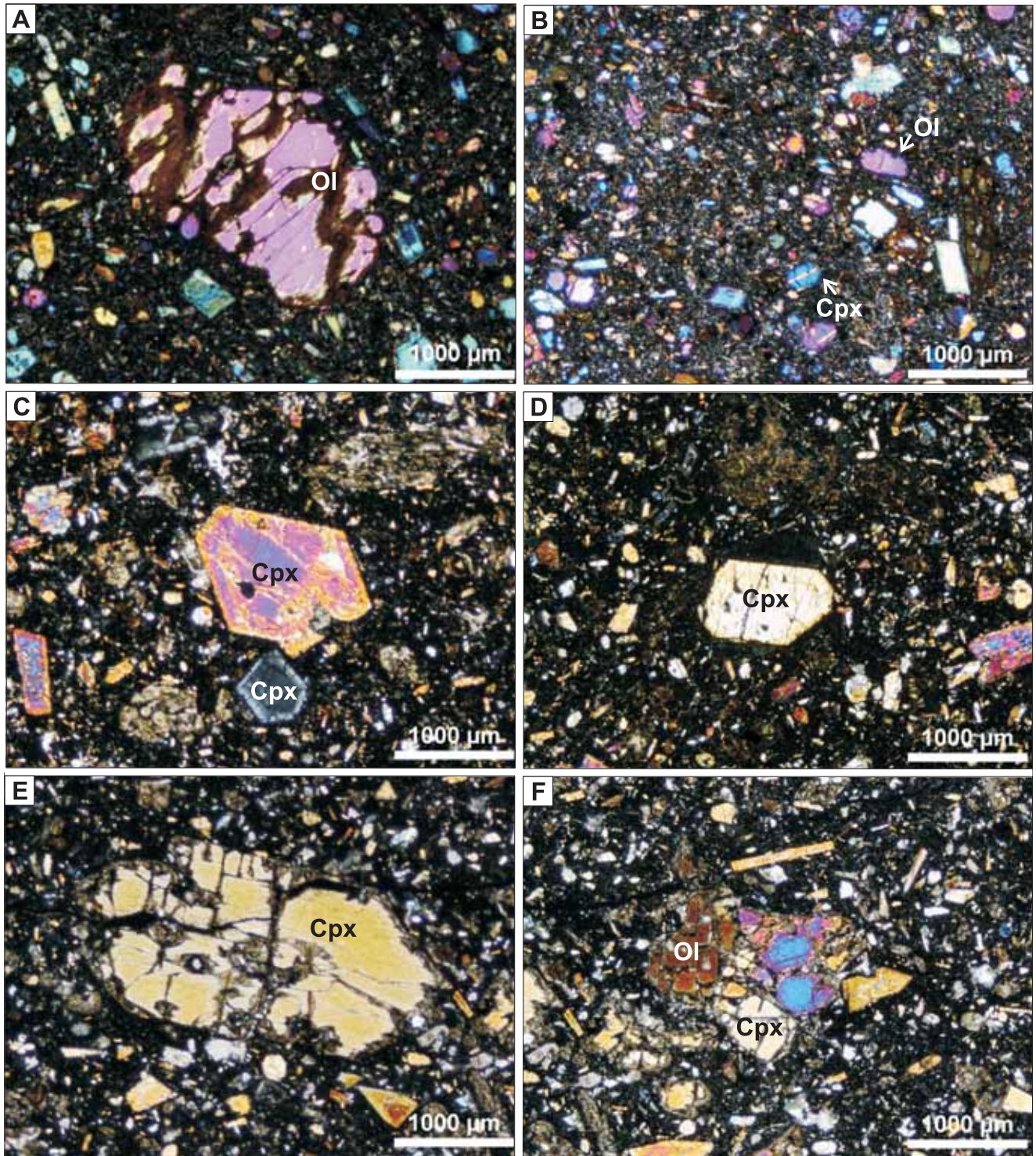
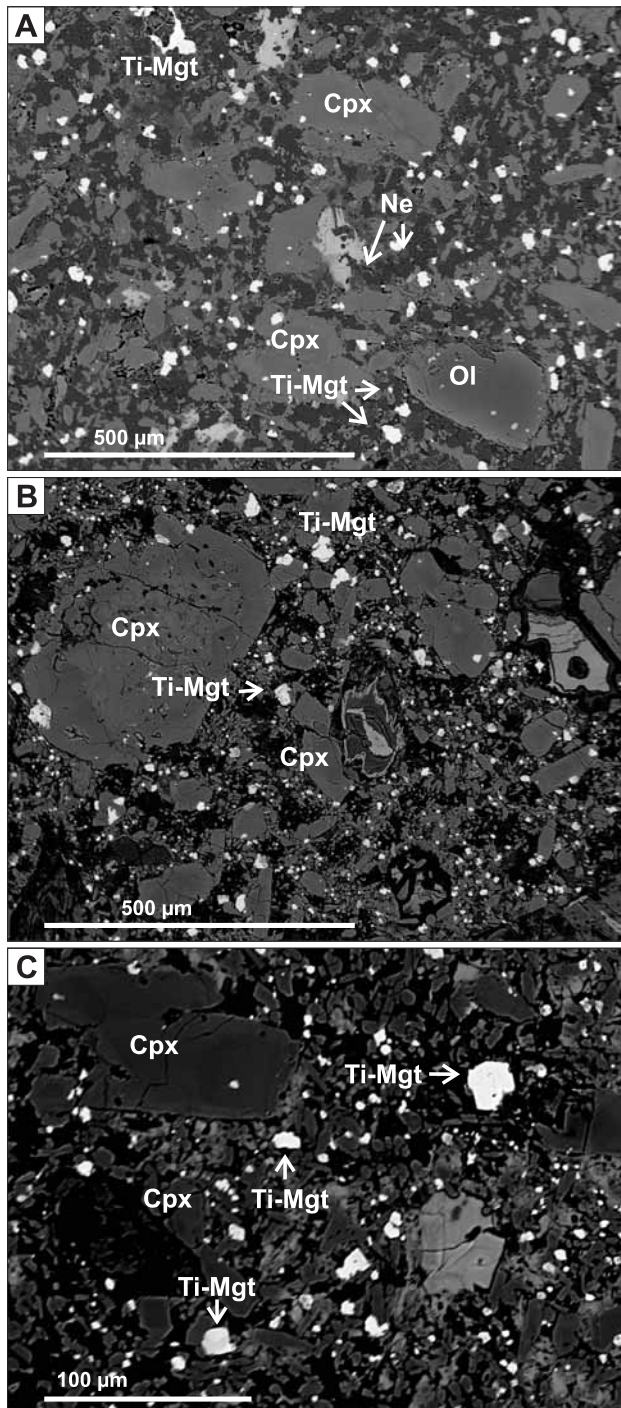


Fig. 10. Mikrofotografie bazaltoidów z profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1

A. Bazaltoid z głębokości 103,3 m p.p.t. (próbka 8). **B.** Fenokryształ oliwinu w bardzo drobno- i mikrokrystalicznym tle skalnym (próbka 8). **C, D.** Bazaltoid z głębokości 107,5 m p.p.t. (próbka 9) – fenokryształy klinopiroksenów. **E.** Bazaltoid z głębokości 107,3 m p.p.t. (próbka 22) – fenokryształ klinopiroksenu. **F.** Bazaltoid z głębokości 107,3 m p.p.t. (próbka 22) – enklawa oliwinowo-piroksenowa. **Symbole:** Cpx – klinopiroksen, Ol – oliwin

Microphotographs of basaltoids from the Opolno Zdrój PIG-1 borehole

A. Basaltoid, depth 103.3 m b.g.l. (sample 8). **B.** Olivine phenocrystal in very fine and cryptocrystalline matrix (sample 8). **C, D.** Basaltoid, depth 107.5 m b.g.l. (sample 9) – clinopyroxene phenocrystals. **E.** Basaltoid, depth 107.3 m b.g.l. (sample 22) – clinopyroxene phenocrystal. **F.** Basaltoid, depth 107.3 m b.g.l. (sample 22) – olivine-pyroxene enclave. **Symbols:** Cpx – clinopyroxene, Ol – olivine



fragmenty drewna oraz nabłonki (fig. 12). Stan zachowania palinomorf jest bardzo słaby, co często uniemożliwia ich rozpoznanie taksonomiczne. Okazy mają zatartą rzeźbę powierzchni, są rozdęte i noszą ślady stresowych warunków sedimentacji i diagenety.

Wszystkie wyróżnione w tym odcinku profilu palinomorfy i fitoklasty zestawiono w tabeli 3.

OZNACZENIA WIEKU RADIOMETRYCZNEGO SKAŁ WULKANICZNYCH

Wyniki analiz wieku radiometrycznego skał wulkanicznych występujących w profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 zestawiono w tabeli 4.

Należy zwrócić uwagę, że dokładność oznaczeń wieku radiometrycznego metodą K-Ar jest tym wyższa, im wyższa jest zawartość argonu ^{40}Ar w próbce, przy czym zmniejszenie się zawartości argonu powoduje wykładniczo rosnący błąd oznaczeń. Tak jest np. w przypadku próbki 8 – argonu jest w niej co najmniej trzykrotnie mniej niż w innych próbkach (tab. 4), czego wynikiem jest duży błąd bezwzględny pomiaru, sięgający ± 7 mln lat (fig. 13).

Fig. 11. Obrazy BSE bazaltoidów z profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1

A. Bazaltoid z głębokości 103,3 m p.p.t. (próbka 8). B. Bazaltoid z głębokości 107,5 m p.p.t. (próbka 9). C. Bazaltoid z głębokości 107,3 m p.p.t. (próbka 22). **Symbole:** Cpx – klinopiroksen, Ne – nefelin, Ol – oliwin, Ti-Mgt – tytanomagnetyt

BSE-images of basaltoids
from the Opolno Zdrój PIG-1 borehole

A. Basaltoid, depth 103.3 m b.g.l. (sample 8). B. Basaltoid, depth 107.5 m b.g.l. (sample 9). C. Basaltoid, depth 107.3 m b.g.l. (sample 22). **Symbols:** Cpx – clinopyroxene, Ne – nepheline, Ol – olivine, Ti-Mgt – titanomagnetite

Fig. 12. Palinomorfy i fitoklasty występujące w utworach węglistych w profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 (głęb. 118,1–118,2 m p.p.t.)

A–D. Ziarna pyłku: A – *Cupuliferoipollenites pusillus*, B – *Trivestibulopollenites betuloides*, C – *Alnipollenites verus*, D – *Celtipollenites bobrovskae*. E–R. Fitoklasty: E, J – tkanki drewna o zachowanej strukturze komórkowej, F, G – cewki nagozależkowych, H, K – tkanki drewna o strukturze masywnej, I, N – nabłonki, L – tkanki drewna o zachowanej strukturze włóknistej, M – pojedyncze naczynia roślin okrytozależkowych, O–R – tkanki drewna o różnym stopniu żelifikacji. Skala liniowa = 60 µm

Palinomorphs and phytoclasts of the coaly sediments from the Opolno Zdrój PIG-1 borehole (depth 118.1–118.2 m b.g.l.)

A–D. Pollen grains: A – *Cupuliferoipollenites pusillus*, B – *Trivestibulopollenites betuloides*, C – *Alnipollenites verus*, D – *Celtipollenites bobrovskae*. E–R. Phytoclasts: E, J – wood tissue with preserved cellular texture, F, G – Gymnosperms tracheids, H, K – wood tissue with massive texture, I, N – cuticulae, L – wood tissue with preserved fibrous texture, M – separated Angiosperms vessels, O–R – wood tissue with various range of gelification. Scale bar = 60 µm

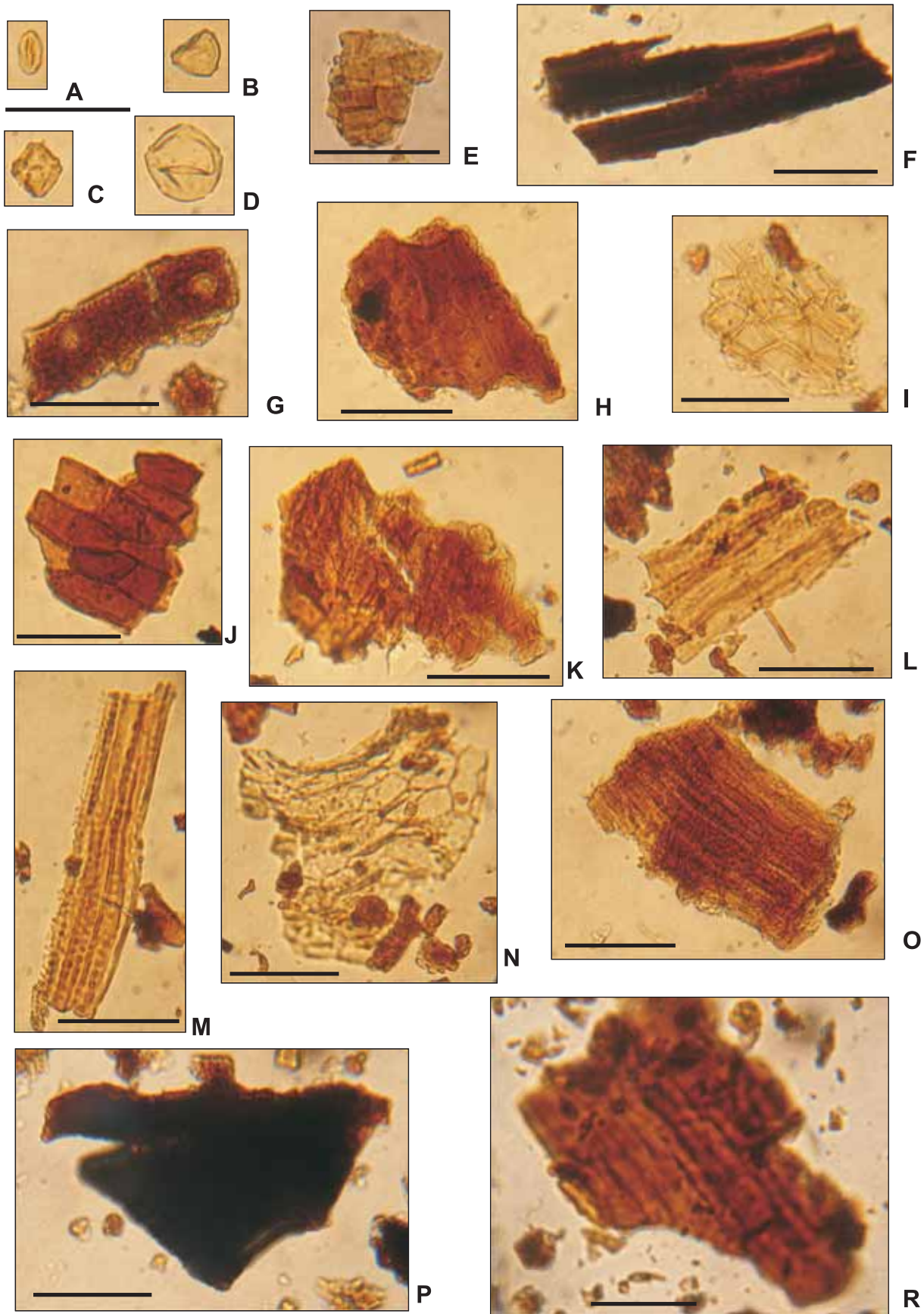


Tabela 3

Zestawienie palinomorf i fitoklastów występujących w utworach węglistych w profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 (głęb. 118,1–118,2 m p.p.t.)

List of the palynomorphes and phytoclasts from the coaly sediments in the Opolno Zdrój PIG-1 borehole section (depth 118.1–118.2 m b.g.l.)

Taksony	Numer próbki					
	1	2	3	4	5	6
Spory						
<i>Leiotriletes</i>						+
<i>Polypodiaceoipollenites</i>		+				
<i>Verrucatosporites favus</i>	+					
Spory grzybów	+		+	+		
Pylek roślin nagozalążkowych						
<i>Pinuspollenites</i>	+	+		+		
Pylek roślin okrytozalążkowych						
<i>Alnipollenites verus</i>	+					+
<i>Trivestibulopollenites betuloides</i>				+		
<i>Carpinipites</i>						+
<i>Caryapollenites</i>						+
<i>Castaneoideaepollis pusillus</i>	+					
<i>Celtipollenites bobrowskiae</i>	+					+
<i>Corylopollis coryloides</i>						+

Taksony	Numer próbki					
	1	2	3	4	5	6
<i>Platanipollis ipelensis</i>	+					
<i>Pterocaryapollenites</i>	+					
<i>Quercoidites</i>				+		
<i>Tricolporopollenites dolium</i>	+					
<i>Ulmipollenites undulosus</i>	+					
Nieoznaczone						+
Fitoplankton						
<i>Botryococcus</i>						
<i>Veryhachium</i>						
Fitoklasty						
Brązowe fragmenty drewna	++	++	+++	+++	++	+
Czarne fragmenty drewna	++		++	++	+	+
Nabłonki		+	+	+	+	+
Krople żywicy	+					

+ – pojedyncze, ++ – częste, +++ – masowe
 + – single, ++ – frequent, +++ – mass

Tabela 4

Wyniki analiz wieku radiometrycznego skał wulkanicznych z profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 metodą K-Ar (wg Pécskay'a i in., 2011)

Results of the absolute age analyses of the volcanic rocks from the Opolno Zdrój PIG-1 borehole with the K-Ar method (after Pécskay *et al.*, 2011)

Numer próbki	Głębokość	Rodzaj skały	Zawartość potasu [%]	Zawartość izotopu argonu $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$		Wiek radiometryczny [mln lat BP]
	[m p.p.t.]			[ccSTP/g]	[%]	
8	103,3–103,4	bazalt nefelinowy	0,194	$1,4636 \cdot 10^{-7}$	3,7	19,30 ± 7,00
22	107,3–107,4	bazalt	0,658	$7,2156 \cdot 10^{-7}$	32,4	28,00 ± 1,30
9	107,5–107,7	bazalt	0,379	$4,2746 \cdot 10^{-7}$	10,0	28,80 ± 3,90
S1*	z powierzchni	bazalt	1,316	$1,3786 \cdot 10^{-6}$	50,4	26,75 ± 0,96

* próbka referencyjna pobrana w odsłonięciu na szczycie góry Świniec/ reference sample from an outcrop at the top of the Świniec Hill

Fig. 13. Pozycja próbek skał wulkanicznych na tle tabeli stratygraficznej paleogenu i neogenu (skala czasowa wg Berggren'a i in., 1995)

Volcanic rocks samples positions on a background of the Paleogene and Neogene stratigraphic table (time scale after Berggren *et al.*, 1995)

Czas [Ma]	Chrony	Polaryzacja	Epoka	Wiek	Poziom otwornicowy		Poziom nanoplanktonowy					
					Berggren i in. (1995)	Martini (1971)	Bukry (1973,1975)					
5	C2Ar, C5n, 4n, C3r		MIOCEN	PÓŹNY	ZANKL	PL1	<i>Gt. cibaoensis-Gib. nepenthes</i>	NN14	CN10	C		
6	C3An, C3Br, C4n, C4r, C4An, C4Ar, C5n					M14	<i>Gt. lenguaensis-Gt. tumida</i>	NN13		b	a	
7	C3Bn, C3Ar, C3Br, C4n, C4r, C4An, C4Ar, C5n					M13	<i>Gd. extremus/Gt. plesiotumida-Gt. lenguaensis</i>	NN11		b	a	
8	C4n, C4r, C4An, C4Ar, C5n					M13	<i>N. acostaensis-Gd. extremus/Gt. plesiotumida</i>	NN10		a	b	
9	C4n, C4r, C4An, C4Ar, C5n					M13	<i>N. acostaensis-Gd. extremus/Gt. plesiotumida</i>	NN9b, NN9a-b		a	b	
10	C4n, C4r, C4An, C4Ar, C5n					M13	<i>N. acostaensis-Gd. extremus/Gt. plesiotumida</i>	NN9b, NN9a-b		a	b	
11	C5r					M12	<i>N. mayen-N. acostaensis</i>	NN9a, NN8		a	b	
12	C5An					M10, M11		NN7		a	b	
13	C5Ar, C5AAn, C5ABr, C5ABn, C5ACn, C5ADn					M9		NN6		a	b	
14	C5Ar, C5AAn, C5ABr, C5ABn, C5ACn, C5ADn					M8	<i>Gt. peripheroacuta</i> Lin.	NN6		a	b	
15	C5Bn		M6	<i>O. sutur.-Gt. peripher.</i>	NN5		a	b				
16	C5Br, CoCn		M5	<i>Pr. glomerosa-O. suturalis/Pr. Sicana-Pr. glomerosa</i>	NN4		a	b				
17	C5Cr, C5Dn		M4	<i>Gd. bispherica-Cat. dissimilis-Gt. bimageae</i>	NN4		a	b				
18	C5Dr, C5En, C5Er		M3	<i>Globigennatella insueta-Catapsydrax dissimilis</i>	NN3		a	b				
19	C6n, C6r, C6An, C6Ar, C6AAn, C6AAr, C6Bn, C6Br, C6Cn, C6Cr		M2	<i>Catapsydrax dissimilis</i>	NN2		a	b				
20	C6n, C6r, C6An, C6Ar, C6AAn, C6AAr, C6Bn, C6Br, C6Cn, C6Cr		M2	<i>Catapsydrax dissimilis</i>	NN2		a	b				
21	C6n, C6r, C6An, C6Ar, C6AAn, C6AAr, C6Bn, C6Br, C6Cn, C6Cr		M2	<i>Catapsydrax dissimilis</i>	NN2		a	b				
22	C6AAn, C6AAr, C6Bn, C6Br, C6Cn, C6Cr		M1	<i>Gt. kugleri-Gq. dehiscens</i> Conc.	NN1		a	b				
23	C6AAn, C6AAr, C6Bn, C6Br, C6Cn, C6Cr		M1	<i>Gt. kugleri-Gq. dehiscens</i> Conc.	NN1		a	b				
24	C6AAn, C6AAr, C6Bn, C6Br, C6Cn, C6Cr		M1	<i>Gt. kugleri-Gq. dehiscens</i> Conc.	NN1		a	b				
25	C7n, C7Ar, C7An		P22	<i>G. ciproensis</i>	NP25		a	b				
26	C8n, C8r, C9n, C9r, C10n, C10r, C11n, C11r, C12n		P21	<i>Gt. angulisuturalis-Pg. opima s. s.</i>	NP24		a	b				
27	C8n, C8r, C9n, C9r, C10n, C10r, C11n, C11r, C12n		P21	<i>Gt. angulisuturalis-Pg. opima s. s.</i>	NP24		a	b				
28	C8n, C8r, C9n, C9r, C10n, C10r, C11n, C11r, C12n		P21	<i>Gt. angulisuturalis-Pg. opima s. s.</i>	NP24		a	b				
29	C8n, C8r, C9n, C9r, C10n, C10r, C11n, C11r, C12n		P20	<i>Gt. sellii</i>	NP23		a	b				
30	C8n, C8r, C9n, C9r, C10n, C10r, C11n, C11r, C12n		P19	<i>T. ampliapertura</i>	NP23		a	b				
31	C8n, C8r, C9n, C9r, C10n, C10r, C11n, C11r, C12n		P19	<i>T. ampliapertura</i>	NP23		a	b				
32	C8n, C8r, C9n, C9r, C10n, C10r, C11n, C11r, C12n		P18	<i>T. cerroazulensis-Pseudohastigerina spp.</i>	NP22		a	b				
33	C8n, C8r, C9n, C9r, C10n, C10r, C11n, C11r, C12n		P18	<i>T. cerroazulensis-Pseudohastigerina spp.</i>	NP22		a	b				
34	C13n, C13r, C15n, C15r, C16n, C16r, C17n		P17	<i>T. cerroazulensis</i>	NP21		a	b				
35	C13n, C13r, C15n, C15r, C16n, C16r, C17n		P16	<i>T. cunialensis/Cr. inflata</i>	NP19-20		a	b				
36	C13n, C13r, C15n, C15r, C16n, C16r, C17n		P15	<i>Po. semiinvoluta</i>	NP18		a	b				
37	C13n, C13r, C15n, C15r, C16n, C16r, C17n		P15	<i>Po. semiinvoluta</i>	NP18		a	b				

Gib. nepenthes/ *N. mayen* Conc.
Gt. robusta-*Gib. nepenthes*
Gt. f. robusta Tot.
Gt. f. lobata Lin.
Gt. lohsi s. s. Lin.
Gt. f. lobata-
Gt. f. robusta

Próbka 8
 19,30 ± 7,00 Ma

Próbka S1
 26,75 ± 0,96 Ma

Próbka 22
 28,00 ± 1,30 Ma

Próbka 9
 28,80 ± 3,90 Ma

WIEK I ŚRODOWISKO DEPOZYCJI UTWORÓW OSADOWO-WULKANICZNYCH

W profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 występują osady akumulowane w środowisku lądowym w pobliżu tektonicznie aktywnych krawędzi zapadliska tektonicznego Żytawy oraz utwory piroklastyczne związane z wulkanizmem w ryfcie Ohrzy. Najstarszymi osadami są paleogeńskie redeponowane iły kaolinowe, które zapewne można wiązać z paleocenem. Cykliczną sedimentację asocjacji brunatnowęglowej rozpoczyna formacja turoszowska, której osady nie były datowane palinologicznie. W stropie formacji lokalnie występuje cienki, rozczłonkowany pokład węgla brunatnego, który nie ma znaczenia ekonomicznego. Formułowano hipotezy, że formacja turoszowska może być wieku górnooligocenckiego – sugestie takie wysuwano na podstawie wyników badań składu minerałów ciężkich obecnych w najniższych osadach rzecznych w rejonie Hrádku nad Nysą Łużycką (Václ, Čadek, 1962), analogii do zapadliska tektonicznego Seifhennersdorf-Varnsdorf, sąsiadującego od zachodu z niecką żytawską, (Fejfar, Kvaček 1993; Suhr, 2003), czy też allostratygrafii asocjacji brunatnowęglowej (Kasiński, 2000a, b), nie przedstawiono jednak jednoznacznych dowodów na poparcie tej tezy. W zapadlisku Seifhennersdorf-Varnsdorf datowano wprawdzie wulkanity przykrywające paleogeńską serię osadową z bogatą kopalną fauną ryb, płazów, gadów i owadów na późny oligocen (Ahrens, 1959; Walther, 1996; Böhme, 2007), nie ma jednak żadnych dowodów na połączenie między oboma basenami. W zapadlisku żytawskim brak jest w ogóle jakiegokolwiek fauny, a oba baseny są rozdzielone kilkunastokilometrowej szerokości blokiem skał krystalicznych należącym do masywu łużyckiego.

W tej sytuacji warstewka osadów węglistych z ubogimi i źle zachowanymi szczątkami flory, stwierdzona na głębokości 118,1–118,2 m p.p.t. i znajdująca się w serii osadów limnofluwialnych pod miąższym kompleksem utworów piroklastycznych i law bazaltowych, stanowi pierwszy ewidentny dowód, że sedimentacja fitogeniczna na obszarze niecki żytawskiej rozpoczęła się przed osadzeniem się skał tego kompleksu. Występujące w osadach węglistych licznie fitoklasty wskazują na intensywny rozwój roślin wokół śródlądowego zbiornika. Wyniki przeprowadzonych badań nie dają jednak podstaw do jednoznacznego określenia wieku wyróżnionego zespołu palinomorf. Z pewnym prawdopodobieństwem można założyć, że zawarte w tym zespole taksony *Tricolporopollenites dolium*, *Platanipollis ipelensis*, *Castaneoideaepollis pusillus* czy *Leiotriletes* wskazują na spektra paleogeńskie – oligoceniczne, w których występują częściej, ale są one notowane także w utworach dolnego miocenu. Nie można również wykluczyć, że omawiany pakiet osadów węglistych uległ redepozycji. Z uwagi na obecny w osadach węglistych zespół palinomorf i fitoklastów można uznać, że prawdopodobnie zostały one zdeponowane w zbiorniku śródlądowym, podlegającym zmianom w warunkach stresowych. Stan okazów upoważnia do stwierdzenia, że zbiornik ulegał okresowym wynurzeniom i osuszaniu, co miało duży wpływ na ilość i stan zachowania palinomorf w osadzie. Na

stan zachowania palinomorf wpływały też procesy wulkaniczne oddziałujące na strop osadów węglistych, w których wyniku podlegały one stresowi termicznemu.

Kompleks wulkaniczny o miąższości ok. 30 m, który przykrywa osady limnofluwialne, jest wykształcony w dolnej części w postaci brekcji piroklastycznych z cienkimi potokami lawowymi oraz dużymi bombami wulkanicznymi. Są to utwory powstałe w niedalekim sąsiedztwie wulkanu. W rejonie wybuchu najbliższą okolicę przykryły opadające popioły,

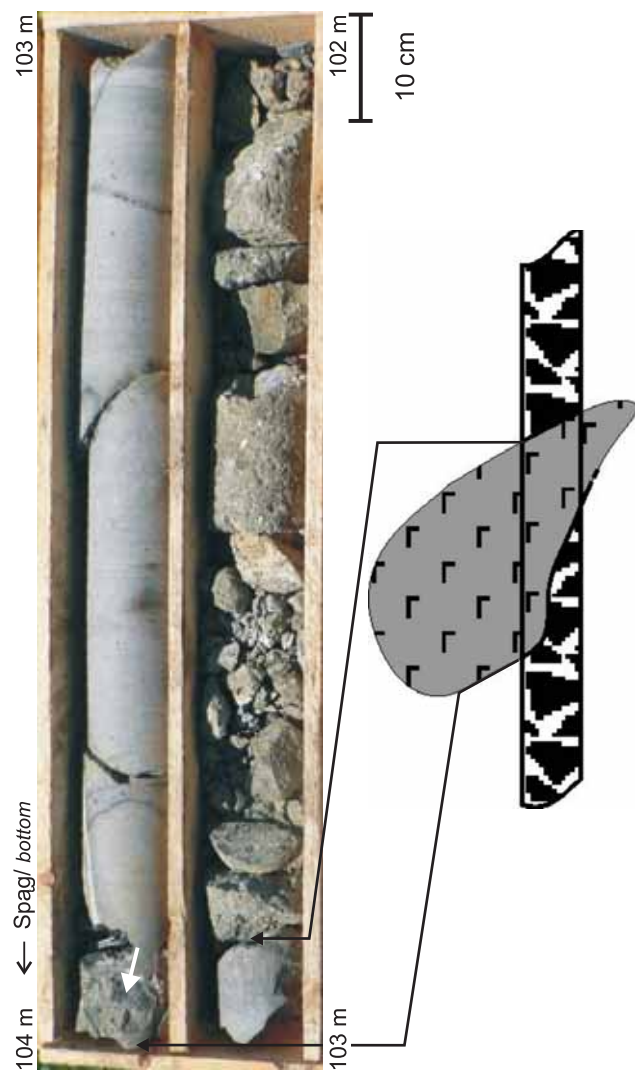


Fig. 14. Fragment rdzenia z otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 i schematycznie przedstawione położenie bomby wulkanicznej tkwiącej w brekcji piroklastycznej na głębokości 102,9–103,7 m p.p.t. W spągu ciała bazaltowego widoczne skały zmienione termicznie (strzałka)

Fragment of core from the Opolno Zdrój PIG-1 borehole and schematic diagram position of the volcanic bomb within the pyroclastic breccia from the depth 102.9–103.7 m b.g.l. Thermally changed rock are visible in the bottom (arrow)

lapille i bomby wulkaniczne. Po stokach wulkanu spływały niezbyt obfite potoki lawowe. Po ustaniu fazy eruptywnej całą okolicę pokrył popiół wulkaniczny, który utworzył kilkumetrowej miąższości warstwę tufów.

Bazalt z głębokości 102,9–103,7 m p.p.t., z którego pobrano próbkę 8, jest zapewne dużą bombą wulkaniczną, która wbiła się w brekcję piroklastyczną. Płaszczyzna stropowa bloku bazaltowego jest nachylona pod kątem 40°, a spągowa – pod kątem 70°, przy czym dolna jego część zagłębia się w utwory piroklastyczne (fig. 14). Kontakt termiczny w spągu bloku bazaltowego (por. fig. 9B) wskazuje, że bomba wulkaniczna w momencie upadku była na tyle gorąca, że oddziaływała termicznie na podłoże. Obecność okruchów skalnych pochodzących prawdopodobnie ze ścian komina wulkanicznego świadczy o eksplozywnym charakterze erupcji.

Kolejna seria osadów stożków napływowych o miąższości ok. 40 m, zbudowana z redeponowanych glin kolu-

wialnych oraz erodowanych skał wulkanicznych, powstała zapewne w neogenie. Seria ta jest przykryta przez kompleks przemieszanych utworów wulkanicznych i stokowych. Jedynie lokalnie występują tu poziomy piasków i żwirów, będących osadami efemerycznych potoków spływowych. Geneza tego kompleksu nie jest jednoznaczna. Mogą to być w całości osady deluwalne powstałe z niszczenia starszych zwietrzelin i pokryw stokowych oraz utworów piroklastycznych pochodzących z nieczynnych już wulkanów, jak też mogły powstać w bardzo dynamicznym tektonicznie środowisku, w którym zachodziły gwałtowne przemieszczenia grawitacyjne pokryw gliniasto-gruzowych na stokach, także w najbliższym sąsiedztwie otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1. Być może i tutaj uaktywniały się wówczas neogeńskie wulkany. Brakuje jednak w pełni wiarygodnego radiometrycznego potwierdzenia wczesnomiocenijskiej aktywności wulkanicznej.

DYSKUSJA WYNIKÓW

Wyniki analiz wieku radiometrycznego dwóch próbek bazaltoidowych (9 i 22) wskazują na górny oligocen. Z kolei wyniki badań próbki 8 wskazują na dolny miocen, jednak mała ilość argonu, prawdopodobnie będąca efektem silnego zwietrzania skały lub procesów hydrotermalnych (powszechna iddyngsytyzacja oliwinów), mogła wpłynąć na zaniżenie wyniku, co dopuszcza istniejący duży margines błędu (tab. 4). W związku z tym oznaczenie to jest niepewne i nie powinno być traktowane z taką samą ufnością jak pozostałe. Kompletna sekwencja utworów wulkanicznych, na którą składają się tefry, lawy bazaltowe, brekcje piroklastyczne i tufy, świadczy o tym, że cały pakiet powstał w jednym cyklu eruptywnym.

Mimo nieprecyzyjnych wyników datowania palinostratygraficznego osadów węglistych wyniki datowania wieku radiometrycznego leżących wyżej wulkanitów jednoznacznie dowodzą, że sedymentacja fitogeniczna w niecce żytawskiej rozpoczęła się nie później niż w późnym oligocenie i że poprzedziła ją sedymentacja osadów mineralnych. Uprawdopodobnia to hipotezę, że cienki pokład węgla brunatnego odpowiadający najniższemu cyklowi sedymentacyjnemu asocjacji brunatnowęglowej jest wieku oligocenijskiego, co potwierdza także jego pozycja w profilu: od leżącego wyżej III ścinawskiego pokładu węgla brunatnego (dolnego pokładu złożowego w złożu Turów), który jest datowany na najniższy miocen (Ziemińska-Tworzydło, 1992; Kasiński i in., 2010), oddziela go jeszcze pakiet osadów mineralnych kilkudziesięciometrowej miąższości. Zgodnie z tymi faktami moment powstania zapadliska tektonicznego przesuwają się co najmniej do połowy, a może nawet do początku oligocenu.

W toku rekonstrukcji sedymentacji formacji osadowo-wulkanicznej w rejonie Opolna-Zdroju, wskazując na brak dowodów na wczesnomiocenijską aktywność wulkaniczną

w niecce żytawskiej, autorzy zdecydowali się na pominięcie wyników badań wieku radiometrycznego bazaltoidów z kamieniołomu w Markocicach (Panasiuk, 1985; Alibert i in., 1987; Birkenmajer i in., 2007; por. tab. 2) – uzyskany wynik nie musi być w tym przypadku wiarygodny, ponieważ bazaltoidy z Markocic mają silnie rozwiniętą tzw. zgorzel słoneczną (Zagożdżon w: Białek i in., 2003).

Intensywna karbonatyzacja występująca w śródformacyjnych utworach wulkaniczno-piroklastycznych w profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 jest znana także z centralnej części niecki żytawskiej (Kanasiewicz, 1990a, b), tam jednak jest obecna jedynie w serii wulkanitów inicjalnych znajdującej się w stropie podłoża krystalicznego basenu, której powstanie poprzedziło sedymentację asocjacji brunatnowęglowej.

Problemem otwartym pozostaje geneza i wiek górnego kompleksu glin z intraklastami skał lokalnych. Ich barwa jest podobna do typowych glin zwałowych, ale brak ewidentnych skał eratycznych wskazuje, że są to raczej zwietrzałe gliny spływów błotnych, takich samych, jakie stwierdzono niżej w badanym profilu i jakie występują powszechnie na całym obszarze podnóża Gór Izerskich i zapadliska żytawskiego. Czoło lądolodu zatrzymało się w plejstocenie ok. 2 km na południe od miejsca, gdzie odwiercono otwór wiertniczy Opolno Zdrój PIG-1, dlatego też pod lądolodem nie mogło dojść do powstania tzw. bazalnych glin zwałowych. Powstać mogły wyłącznie gliny wytopieniowe, które podczas ostatnich 400 tys. lat mogły zostać całkowicie zdenudowane. Wydaje się, że na starszych mapach geologicznych (np. Berzowski, 1973) gliny zwałowe w tym rejonie definiowano wyłącznie na podstawie barwy osadu, a nie analizy składu petrograficznego frakcji żwirowej.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 występują skały osadowe zdeponowane w środowisku lądowym w pobliżu ram zapadliska żytawskiego, wykazujących synsedymenacyjną aktywność tektoniczną, oraz utwory wulkaniczno-piroklastyczne związane z aktywnością wulkaniczną, zaznaczającą się powszechnie w ryfcie Ohrzy. W południowo-wschodniej części basenu najstarszymi osadami są redeponowane paleogeńskie ropy kaolinowe, na których leżą osady stożków napływowych, żwiry rzeczne oraz ropy i mułki jeziorne, związane z epizodem spokoju tektonicznego; w ich części stropowej stwierdzono występowanie cienkiego poziomu osadów węglistych. Utwory jeziorne są przykryte przez skały bazaltoidowe, które datowano radiometrycznie.

Z przeprowadzonych badań wynika także kilka bardziej szczegółowych wniosków:

1. W sekwencji osadowo-wulkanicznej paleogenu i neogenu w profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 stwierdzono występowanie wulkanitów śródformacyjnych; w dolnej części profilu, poniżej skał wulkaniczno-piroklastycznych, występują utwory asocjacji brunatnowęglowej, które muszą być starsze od tych wulkanitów.

2. Wyniki datowania radiometrycznego (wykonane metodą potasowo-argonową) skał formacji wulkanicznej definiują jej wiek na 24,9–32,7 mln lat BP, a zatem utwory te powstały nie wcześniej niż w późnym oligocenie.

3. Mimo że na podstawie wyników badań palinostratygraficznych nie udało się jednoznacznie wydatować utworów

asocjacji brunatnowęglowej występującej w profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1, z ich superpozycji wynika, że utwory te nie mogły powstać później niż we wczesnym oligocenie. Pozwala to przesunąć początek sedymentacji utworów węglonośnych w niecce żytawskiej co najmniej do późnego paleogenu. Najstarsze utwory niecki żytawskiej są zatem zapewne równowiekowe z wypełnieniem sedymentacyjnym pobliskiego zapadliska tektonicznego Seifhennersdorf–Varnsdorf.

4. W śródformacyjnych utworach wulkanicznych w profilu otworu wiertniczego Opolno Zdrój PIG-1 zaznacza się intensywne karbonatyzacja, opisana dotychczas z centralnej części niecki żytawskiej jedynie z inicjalnej serii skał wulkanicznych, których powstanie poprzedziło sedymentację asocjacji brunatnowęglowej.

Podziękowania. Autorzy dziękują dr Grzegorzowi Zielińskiemu z Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego za wykonanie analiz w mikroobszarze oraz Erzsébet Tóth i Annie Mízsák z Instytutu Badań Jądrowych Węgierskiej Akademii Nauk (Atomki) za współpracę przy wykonaniu oznaczeń wieku radiometrycznego.

Opracowanie wykonano na zamówienie ministra środowiska za środki finansowe wypłacone przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej oraz ze środków statutowych PIG-PIB (projekt nr 6.94.0005.00.0).

LITERATURA

- AHRENS H., 1959 — Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Tertiär von Seifhennersdorf. *Geologie*, **8**: 340.
- AHRENS H., LOTSCH D., 1963 — Tektonische Bewegungen im Tertiär der zentralen Niederlausitz. *Geologie*, **12**: 833–849.
- ALIBERT C., LETTERRIER J., PANASIUK M., ZIMMERMANN J.-L., 1987 — Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. *Lithos*, **20**: 311–321.
- BADURA J., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Bogatynia (782). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BADURA J., PÉCSKAY Z., KOSZOWSKA E., WOLSKA A., ZUCHIEWICZ W., PRZYBYLSKI B., 2005 — New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland. *Acta Geodyn. Geomater.*, **139**: 7–15.
- BALOGH K., 1985 — K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: experimental technique, experiences and methods of chronologic studies. *Hung. Acad. Sci. Inst. Nucl. Sci. (Atomki)*, **D**: 277–288.
- BELLON H., KOPECKÝ L., 1980 — Radiometric age datation of the rift volcanism of the Bohemian Massif. *Modern Geol.*, **7**: 178–185.
- BELLON H., BŮŽEK Č., GAUDANT J., KVAČEK Z., WALTHER H., 1998 — The České středohoří magmatic complex in Northern Bohemia ^{40}K - ^{40}Ar ages for volcanism and biostratigraphy of the Cenozoic freshwater formation. *Newsl. Stratigr.*, **36**: 77–103.
- BEREZOWSKI Z., 1973 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, ark. Bogatynia. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER III C.C., AUBRY M.-P., 1995 — A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *W: Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (red. W.A. Berggren i in.). *SEMP Spec. Publ.*, **54**: 129–212.
- BIAŁEK D., BADURA J., KASIŃSKI J.R., PRZYBYLSKI B., WIŚNIEWSKI J., ZAGOŹDŹON P.P., 2003 — Wycieczka 5. Wędyjskie podłoże i kenozoiczna pokrywa pogranicza łużycko-izerskiego. *W: Przewodnik do wycieczek LXXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 26–39. WIND, Wrocław.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., 2002 — Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali basaltic rocks of the Opole region. *Bull. Pol. Akad. Sci., Ser. Sci. Terre*, **50**: 31–50.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M.W., ZAGOŹDŹON P.P., 2007 — Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. V. K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the North-Sudetic Depression. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, **77**: 1–16.

- BÖHME M., 2007 — Revision of the cyprinids from the Early Oligocene of the České Středohoří Mountains and the phylogenetic relationships of *Protothymallus* Laube 1901 (Teleostei, Cyprinidae, Gobioninae). *Acta Mus. Nar. Pragae, Ser. B, Hist. Natur.*, **63**: 175–194.
- BRAUSE H., 1989 — Miozäne tektonische Bewegungen in der SE-Lausitz. *Wissensch.-techn. Informationsdienst Zentr. Geol. Inst.*, **A 30**: 31–34.
- DALRYMPLE G.B., LANPHERE M.A., 1969 — Potassium-argon dating: principles, techniques and applications to geochronology. W.H. Freeman, San Francisco.
- von DANIELS C.H., CICHA I., SPIEGLER D., 1985 — Correlation of Neogene regional stages between the boreal Tertiary of NW Germany and the Paratethys using *Uvigerina* (Foraminifera). *W: 8th Symposium on European Late Cenozoic Mineral Resources. Abstracts: 163–165.* Hungarian Geol. Surv., Budapest.
- DITTRICH P., STEDING D., 1989 — Vorratsberechnung Braunkohlenerkundung Zittau 1988: Bereichsteil Geologie. VEB Geol. Forsch. Erkund. Arch. Sächs. Landesamt für Umwelt und Geol., Bereich Boden und Geol., Freiberg.
- DYJOR S., 1986 — Evolution of sedimentation and palaeogeography of near-frontier areas of the Silesian part of Paratethys and of the Tertiary Polish-German basin. *Zeszyty Nauk. AGH, 1077, Geologia*, **12**: 7–23
- DYJOR S., 1994 — Formacja młodotrzeciorzędowa i związane z nią węgle brunatne Dolnego Śląska. *Prac. Nauk. Inst. Gór. Politechn. Wrocl.*, **74, Konferencje**, **16**: 82–90.
- FEJFAR O., KVAČEK Z., 1993 — Excursion nr 3. Tertiary basins in Northwest Bohemia. *Jahr. Paläont. Gesellsch.*, **63**: 1–35.
- HIRSCH D., RASCHER J., SCHULZE H., 1989 — Die Braunkohlen-Lagerstätten der Oberlausitz (Tertiärbecken von Berzdorf und Zittau). *Wissensch.-techn. Informationsdienst Zentr. Geol. Inst.*, **A 30**: 10–19.
- Informacja po II i III etapem 1977/78 gg. podtęmy 1.13.2.: Sostavlěné kart prognoza uglěnosnosti pěrspektyvnych těritórij strančlenov SEV i ich promyšlěna oćenka. 1978. Sov. Ekon. Vzaimopom., Post. Komm. Geol. – Deleg. GDR, Berlin.
- JĘCZMYK M., BERESTKA A., BELOK A., BITTMAROWA M., IWASIŃSKA I., JUSKOWIAKOWA M., KANASIEWICZ J., KOŚCIÓWKO H., MARCINKOWSKI S., MORAWSKA T., PANASIUK M., SOKOŁOWSKA G., 1982 — Wyniki rozpoznania geologiczno-surowcowego mineralizacji toru i pierwiastków towarzyszących. Rejon Markocice–Opolno-Zdrój. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- KANASIEWICZ J., 1990a — Wyniki badań geologicznych podłoża krystalicznego w rejonie niecki żytańskiej. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- KANASIEWICZ J., 1990b — Structure and mineralization of the ENE part of the Ohře continental rift. *Geotect. Metall.*, **14**: 141–147.
- KASIŃSKI J.R., 1990 — Opracowanie kartograficzne tektoniki podłoża osadów trzeciorzędowych w niecce żytańskiej. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- KASIŃSKI J.R., 1991 — Tertiary lignite-bearing lacustrine facies of the Zittau Basin: Ohře rift system (Poland, Germany and Czechoslovakia). *W: Lacustrine facies analysis (red. P. Anadón). Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment. Geol.*, **13**: 93–107.
- KASIŃSKI J.R., 2000a — Geological atlas of the Tertiary lignite-bearing association in the Polish part of the Zittau Basin, scale 1:50 000. *Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- KASIŃSKI J.R., 2000b — Propozycja podziału litostratygraficznego osadów trzeciorzędowej asocjacji brunatnowęglowej w polskiej części Górnoluzyckiego Zagłębia Węgla Brunatnego. *W: XXIII Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski” (red. I. Lipiński): 69–79.* AGH, Kraków.
- KASIŃSKI J.R., PANASIUK M., 1987 — Geneza i ewolucja strukturalna niecki żytańskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **357**: 5–35.
- KASIŃSKI J.R., SATERNUS A., 2011 — Dokumentacja geologiczna wyników otworu badawczego Opolno Zdrój PIG 1 dla potrzeb zadania geologicznego pt. „Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski”. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- KASIŃSKI J.R., BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2003 — Kenozoiczne zapadliska tektoniczne północno-zachodniego przedpola Sudetów Zachodnich. *W: Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu (red. W. Ciężkowski i in.): 183–196.* WIND, Wrocław.
- KASIŃSKI J.R., PIWOCKI M., SWADOWSKA E., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 2010 — Charakterystyka węgla brunatnego z miocenu Niżu Polskiego na podstawie wybranych profili. *W: Złoża kopalin – aktualne problemy prac poszukiwawczych, badawczych i dokumentacyjnych (red. M. Pańczyk). Biul. Państw. Inst. Geol.*, **439/1**: 99–153.
- KASIŃSKI J.R., SATERNUS A., BADURA J., PAŃCZYK M., PÉCSKAY Z., SŁODKOWSKA B., URBĄŃSKI P., 2011 — Problem 1. Zdefiniowanie wieku zapadliska żytańskiego – otwór Opolno Zdrój PIG-1. *W: Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski (red. J. Nawrocki): 5–57.* *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- KOPECKÝ L., 1971 — Krušnohorská-ohřecká zóna, rýnský prolom a jejich význam pro hlubinnou stavbu. *W: Výzkum hlubinné geologické stavby Československa: 157–185.* Úst. užité geofyziky, Brno.
- KOPECKÝ L., 1979 — Magmatism of the Ohře Rift in the Bohemian Massif, its relationship to the deep fault tectonics and to the geologic evolution, and its mineralization. *W: Czechoslovak geology and global tectonics (red. M. Mahél, P. Reichwalder): 167–181.* Věda, Bratislava.
- ODIN G.S., ADAMS C.J., ARMSTRONG R.L., BAGDASARYAN G.P., BAKSI A.K., BALOGH K., BARNES I.L., BOELRIJK N.A.L.M., BONADONNA F.P., BONHOMME M.G., CASSIGNOL C., CHANIN L., GILLOT P.Y., GLEDHILL A., GOVINDARAJU K., HARAKAL R., HARRE W., HEBEDA E.H., HUNZIKER J.C., INGAMELLS C.O., KAWASHITA K., KISS E., KREUTZER H., LONG L.E., MCDOUGALL I., MCDOVELL F., MEHNERT H., MONTIGNY R., PASTEELS P., RADICATI F., REX D.C., RUNDLE C.C., SAVELLI C., SONET J., WELIN E., ZIMMERMANN J.L., 1982 — Interlaboratory standards for dating purposes. *W: Numerical dating in stratigraphy (red. G.S. Odin): 123–149.* Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane.
- PANASIUK M., 1985 — Wyniki datowania wieku bezwzględne law wulkanicznych rejonu Bogatyni metodą potasowo-argonową (K-Ar). *Prz. Geol.*, **34**, 3: 150–152.
- PÉCSKAY Z., TÓTH E., MIZSÁK A., 2011 — K/Ar dating of Tertiary basaltic rocks from Zittau Basin, West Sudetes, SW Poland. *Hungarian Acad. Sci. Inst. of Nuclear Sciences (Atomki). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- PEŠEK J., 1988 — Brown-coal and lignite deposits in Czechoslovakia. *Folia Mus. Rer. Nat. Bohem. Occid., Geol.*, **27**: 1–56.
- PFEIFFER L., KAISER G., PILOT J., 1984 — K-Ar-Datierung von jungen Vulkaniten im Süden der DDR. *Freib. Forschungsh.*, **C 389**: 93–97.
- PFEIFFER L., WENZEL T., ECKSTEIN L., 1990 — Neue Alterswerte vom Oberwiesenthaler Eruptivstock im Westerzgebirge und ihre geologischen Konsequenzen. *Freib. Forschungsh.*, **C 441**: 115–119.

- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1997 — Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore horizons. *Geol. Quart.*, **41**, 1: 21–40.
- STANDKE G., 1996 — Stratygrafia i facje dolnołużyckiej serii trzeciorzędowej. *Prz. Geol.*, **44**, 12: 1223–1228.
- STEIGER R.H., JÄGER E., 1977 — Subcommission on Geochronology: convention of the use of decay constants in geology and geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359–362.
- STEININGER F., SENES J., KLEEMANN K., RÖGL F. (red.), 1985 — Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. Vol. 1, 2. Inst. Paleont. Univ. Vienna, Wien.
- SUHR P., 2003 — The Bohemian Massif as a catchment area for the NW European Tertiary Basin. *Geolines*, **15**: 147–159.
- ŠIBRAVA V., HAVLIČEK P., 1980 — Radiometric age of Pliocene–Pleistocene volcanic rocks of the Bohemian Massif. *Věst. Ústř. úst. geol.*, **55**: 129–139.
- SZYMKOWIAK A., PANASIUK M., 1985 — Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna law bazaltowych rejonu Bogatyni. *Kwart. Geol.*, **29**, 3/4: 729–754.
- ULRYCH J., DOSTAL J., ADAMOVIČ J., JELINEK E., ŠPAČEK P., HEGNER E., BALOGH K., 2011 — Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). *Lithos*, **123**: 133–144.
- ULRYCH J., PIVEC E., LANG M., BALOGH K., KROPAČEK V., 1999 — Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review. *Geolines*, **9**: 123–129.
- TODT W., LIPPOLT H.-J., 1975 — K-Ar-Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtung. II. Sachsen. *Jb. Geophys.*, **41**: 641–650.
- VÁCL J., 1966 — Tertiary of the Bohemian part of the Žitava Basin. *W: Regional geology of Czechoslovakia* (red. V. Zoubek). T. 1: 543–550. Geol. Surv. Czechoslov., Praha.
- VÁCL J., ČADEK J., 1962 — Geologická stavba hradecké části žitavské panvě. *Sb. Ústř. úst. geol.*, **27**: 331–382.
- VANĚ M., 1987 — Návrh nového stratigrafického dělení severočeského terciéru. *Geol. průzk.*, **29**: 9–11.
- WALTHER H., 1996 — Das Tertiär-Vorkommen von Seifhennersdorf (Oberlausitz, Deutschland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **200**: 5–26.
- ZAGWIJN H.W., HAGER H., 1987 — Correlations of continental and marine Neogene in the south-eastern Netherlands and the Lower Rhine district. *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.*, **24**: 59–78.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1992 — Lower Miocene succession of plant communities in Turów (Poland). *W: Proceedings of Pan-European Palaeobotanical Conference. Palaeovegetational development in Europe and regions relevant to its palaeofloristic evolution: 251–256*. Mus. Nat. Hist., Wien.

SUMMARY

The Zittau Basin is located at the crossborder of Poland, Czech Republic and Germany, and it belongs to the north-eastern part of the continental Ohře Rift developed at the foot of the Ore Mountains. The tectonic depression that formed within the crystalline basement was filled with deposits of the Paleogene/ Neogene lignite-bearing association. Two thick Miocene lignite seams are exploited by the Turów opencast mine in this area.

Age of the Lower Miocene lignite seam, being the oldest unit of the Zittau Basin infill, was determined palynostratigraphically (Ziembińska-Tworzydło, 1992). The underlying clastic-coaly series, several-tens-of-metres thick, has no biostratigraphic evidence. It is possible that these sediments may have been accumulated as early as the Oligocene (see Kasiński, 2000a). This hypothesis seems to be confirmed by a regional correlation: the Eocene fauna was described from the adjacent tectonic depression Seifhennersdorf–Varnsdorf, located to the south-west (Ahrens, 1959; Böhme, 2007). The Eocene sediments are overlain by basalts dated with the K-Ar method as Lower Oligocene (Bellon, Kopecký, 1980; Bellon *et al.*, 1998). The oldest – undated – sediments of the Zittau Basin (fluvial deposits known from Hrádek nad Nisou) were also considered as the Late Eocene (Václ, Čadek, 1962).

The Cenozoic volcanic rocks in the Zittau Basin represent a few generations. Three volcanic stages have been defined there from absolute age examinations (Alibert *et al.*, 1987), corresponding to the Late Eocene, Oligocene and

Early Miocene periods. However, in the Polish part of the basin, the synsedimentary volcanites of the Cenozoic depression infill have not been hitherto evidenced. Several prospecting boreholes drilled southwest of Opolno-Zdrój for radioactive elements (Jęczmyk *et al.*, 1982) suggested that the lowermost part of the Paleogene/ Neogene lignite-bearing association, containing a thin lignite seam, should be covered with volcanic rocks. Based on these premises, the Polish Geological Institute – National Research Institute drilled the Opolno Zdrój PGI-1 borehole, 200 m deep, near the southern margin of the Zittau Basin (Kasiński, Saturnus, 2011; Kasiński *et al.*, 2011). That project focused on the determination of the position of the lower part of the Paleogene/ Neogene lignite-bearing association in the Zittau Basin.

Synsedimentary volcanic rocks have been evidenced in the lower part of the Opolno Zdrój PIG-1 borehole. Sediments of the lignite-bearing association occur there below the volcano-pyroclastic rocks. Their absolute age, determined with the K-Ar method, is 24.9–32.7 Ma. Palynostratigraphical studies did not allow for precise determination of the age of underlying sedimentary rocks because of bad preservation of the sporomorphs; however their result suggests the Oligocene age. The superposition of volcanic rocks confirms evidently such opinion, and it shows that these sediments had to accumulate no later than during the Early Oligocene. It allows to moving the beginning of the lignite-bearing sediments in the Zittau Basin at least to the Late Paleogene. Such

statement supported the hypothesis that the thin coal seam, ending the lowest sedimentary cycle of the lignite-bearing association, is of the same age. The next upper lignite seam – the 3rd Ścinawa Lignite Seam (so-called the lower lignite seam of the Zittau Basin), dated as the lowermost Miocene (Ziemińska-Tworzydło, 1992), is separated from the studied layer by a several-tens-of-metres thick packet of clastic/clayey deposits. Therefore, the studied part of the sequence

could be of the same age as the sedimentary infill of the adjacent Seifhennersdorf–Varnsdorf tectonic depression.

Extensive carbonatisation within the synsedimentary volcanic rocks has been confirmed by the Opolno Zdrój PIG-1 borehole. The same processes were previously described in the central part of the Zittau Basin in rocks of the initial volcanic series (Kanasiewicz, 1990b), which preceded the beginning of sedimentation of the lignite-bearing association.

Apendyks

PROFIL LITOLOGICZNY OTWORU OPOLNO ZDRÓJ PIG-1

Warstwa	Głębokość [m p.p.t.]	Miąższość [m]	Opis litologiczny	Figura
1	0,0–0,3	0,3	gleba mulkowa zwrta ciemnoszara	
2	0,3–7,3	7,0	glina żółtordzawa zwrta z okruchami kwarcu, skaleni i minerałów ciemnych, ziarna kwarcu o rozmiarach do 1,5 cm	
3	7,3–8,4	1,1	glina szarozółta zwrta z bardzo dużą ilością okruchów zwietrzałych skał krystalicznych (gnejsy, fyllity) i kwarcu o rozmiarach do 10 cm	
4	8,4–8,5	0,1	ił bentonitowy zwarty beżowy z popiołem wulkanicznym, drobnolaminowany równolegle; w stropie ostra granica nachylona pod kątem 10°	
5	8,5–8,8	0,3	glina brunatna zwrta z lapillami o rozmiarach 0,2–0,3 cm	
6	8,8–9,1	0,3	tuf szarozółty (w stropie zielonkawy z żółtymi przemazami) z przemazami iłu brunatnego wzdłuż powierzchni teksturalnych	
7	9,1–14,0	4,9	bazalt zwietrzały szary, z oliwinami i iddyngsydami; na głębokości 9,3 m p.p.t. bazalt ciemnoszary z oliwinami, zwietrzały (fragment lawy)	
8	14,0–17,0	3,0	tufit szary ze słabo zachowaną teksturą kierunkową o charakterze fluidalnym	
9	17,0–20,0	3,0	bazalt szarozółty silnie zwietrzały z widocznymi zwietrzałymi oliwinami i iddyngsydami (pokrywa lawowa)	
10	20,0–20,1	0,1	bazalt ciemnoszary – fragment bomby wulkanicznej (?) tkwiącej w stropie utworów leżących niżej	
11	20,1–20,8	0,7	glina koluwalna zwrta brunatna, z okruchami zwietrzałych gnejsów o rozmiarach do 3,0 cm	
12	20,8–20,9	0,1	glina szarozielona zwrta z intraklastami brunatnego żwirowca o rozmiarach do 8,0 cm	
13	20,9–22,1	1,2	piasek skaleniowo-kwarcowy gruboziarnisty (ziarna ciemnych skaleni) szary, ilasty, w części spagowej silnie ilasty (udział iłu rośnie ku spagowi)	
14	22,1–22,2	0,1	żwirowiec ilasty jasnoszary	
15	22,2–22,4	0,2	piasek skaleniowo-kwarcowy gruboziarnisty szarozółty, silnie zailony; w spagu warstewka żwiru o miąższości 2,0 cm	
16	22,4–22,6	0,2	bazalt jasnokremowy skaolinizowany	
17	22,6–23,5	0,9	glina szarozółta zwrta z okruchami bazaltu, często zwietrzałymi	
18	23,5–23,6	0,1	piasek skaleniowo-kwarcowy gruboziarnisty szarozółty, silnie zailony	
19	23,6–26,9	3,3	glina szarozółta zwrta z okruchami bazaltu, silnie zwietrzałymi	
20	26,9–27,5	0,6	tuf jasnoszary z lapillami (zwietrzały)	
21	27,5–27,9	0,4	glina szarozółta zwrta z okruchami kwarcu i dużymi ziarnami zwietrzałych skaleni	
22	27,9–28,1	0,2	bazalt ciemnoszary z kryształami oliwinów – fragment bomby wulkanicznej	
23	28,1–36,8	8,7	tuf szary z lapillami, zwietrzały; na głębokości 31,0 m p.p.t. lustro tektoniczne	
24	36,8–36,9	0,1	ił jasnoszary zwarty laminowany horyzontalnie iłem szarym	
25	36,9–40,5	3,6	piasek skaleniowo-kwarcowy średnioziarnisty, jasnoszary (ziarna białych skaleni)	
26	40,5–41,2	0,7	glina jasnoszara zwrta z niewielką ilością ziaren kwarcu barwy rdzawej, nielicznymi ziarnami skaleni o rozmiarach do 0,5 cm oraz okruchami bazaltu o rozmiarach do 4,0 cm; w spagu przejście ciągłe	

Warstwa	Głębokość [m p.p.t.]	Miąższość [m]	Opis litologiczny	Figura
27	41,2–41,7	0,5	glina jasnoszara zwarta z niewielką ilością ziaren kwarcu barwy rdzawej, nielicznymi ziarnami skaleni o rozmiarach do 1,5 cm oraz okruchami bazaltu o rozmiarach do 4,0 cm	
28	41,7–44,6	2,9	tuf beżowy z dużymi ciemnoszarymi lapillami	
29	44,6–49,9	5,3	glina brunatna zwarta z drobnymi ziarnami skalenia, drobnymi okruchami bazaltu o rozmiarach do 1,5 cm i okruchami gnejsów różnych rozmiarów	
30	49,9–51,0	1,1	glina żółtobrunatna zwarta z okruchami granitoidów i gnejsów o rozmiarach do 3,0 cm	
31	51,0–51,8	0,8	glina ciemnoszara zwarta z licznymi dużymi okruchami bazaltów, okruchami gnejsów oraz ziarnami kwarcu i skaleni; na głębokości 52,3 i 53,5 m p.p.t. lustra tektoniczne	
32	51,8–66,0	14,2	glina żółtobrunatna zwarta z okruchami granitoidów i gnejsów o rozmiarach do 1,0 cm, zawierająca enklawy o barwie ciemnoszarej (prawdopodobnie zwietrzałe okruchy bazaltu)	
33	66,0–67,7	1,7	glina oliwkowa zwarta	
34	67,7–69,0	1,3	glina żółtobrunatna zwarta z okruchami granitoidów i gnejsów o rozmiarach do 1,0 cm, zawierająca enklawy o barwie ciemnoszarej (prawdopodobnie zwietrzałe okruchy bazaltu)	
35	69,0–74,0	5,0	glina oliwkowa zwarta; w spągu przejście ciągłe	
36	74,0–75,0	1,0	glina oliwkowa zwarta ze zwietrzałymi okruchami bazaltu szarego	
37	75,0–79,0	4,0	glina jasnoszara zwarta z dużą ilością materiału gruzowego (spływy błotno-gruzowe)	
38	79,0–84,9	5,9	glina jasnoszara zwarta z okruchami granitognejsów i drobnymi okruchami ciemnoszarych zwietrzałych bazaltów o rozmiarach ok. 1,0 cm	
39	84,9–88,0	3,1	tuf jasnobrązowy z lapillami; w spągu przejście ciągłe	
40	88,0–91,7	3,7	tuf żółtozielony z lapillami	
41	91,7–94,0	2,3	bazalt szary, silnie zwietrzały i spękany, ze zwietrzałymi kryształami oliwinu (iddingsyt) i skaolinizowanych skaleni; spękania wypełnione substancją ilastą; w spągu przejście ciągłe	
42	94,0–96,7	2,7	bazalt szary, silnie zwietrzały i spękany, z kryształami oliwinu	
43	96,7–97,0	0,3	brekcja piroklastyczna szara	
44	97,0–97,3	0,3	bazalt szary, zwietrzały i silnie spękany, z kryształami oliwinu	
45	97,3–97,8	0,5	bazalt ciemnoszary	
46	97,8–99,5	1,7	brekcja piroklastyczna szara złożona z kawałków tufitów o rozmiarach do kilku centymetrów i bardzo drobnych ostrokrawędzistych okruchów granitognejsów o rozmiarach do kilku milimetrów, spojona brunatno-zielonym lepiszczem	
47	99,5–99,7	0,2	bazalt ciemnoszary, powierzchnia stropowa nachylona pod kątem 40°	
48	99,7–102,9	3,2	brekcja piroklastyczna szara złożona z kawałków tufitów o rozmiarach do kilku centymetrów i drobnych ostrokrawędzistych okruchów gnejsów: na głębokości 100,4 m p.p.t. fragment bazaltu o pokroju elipsoidalnym i rozmiarach 5,0 × 8,0 cm (bomba wulkaniczna), o zaokrąglonych granicach podkreślonych żyłką kalcytową o grubości 0,1 cm	9A
49	102,9–103,7	0,8	bazalt ciemnoszary, powierzchnia stropowa nachylona pod kątem 40°, powierzchnia spągowa – pod kątem 70°, podkreślona mineralizacją kalcytową (żyłka o grubości do 0,4 cm)	10A, 10B, 11A, 14
50	103,7–103,8	0,1	skała (brekcja piroklastyczna?) ciemnoszara, zmieniona termicznie	
51	103,8–104,4	0,6	brekcja piroklastyczna szara złożona z kawałków tufitów o rozmiarach do kilku centymetrów i drobnych ostrokrawędzistych okruchów gnejsów; w części spągowej okruchy bazaltu o rozmiarach do 15,0 cm; powierzchnia spągowa nachylona pod kątem 20°	
52	104,4–105,2	0,8	bazalt ciemnoszary	9D
53	105,2–106,4	1,2	brekcja piroklastyczna szara z przeławieniami tufitów; w stropie fragment bazaltu (35 cm) o ostrokrawędzistych granicach podkreślonych kalcylem; część fragmentów tufitowych ma kształt listew o prostokątnym przekroju, wskazującym na powstanie z rozerwania warstewek; ułożenie 40–50°; powierzchnia spągowa nachylona pod kątem 50°	9C, 9E
54	106,4–106,8	0,4	bazalt ciemnoszary; powierzchnia spągowa nachylona pod kątem 30°	
55	106,8–107,0	0,2	brekcja piroklastyczna szara złożona z kawałków tufitów o rozmiarach do kilku centymetrów i drobnych ostrokrawędzistych okruchów gnejsów	
56	107,0–107,8	0,8	bazalt ciemnoszary; powierzchnia spągowa nachylona pod kątem 70°, w spągu kontakt termiczny; spękania, szczeliny i obwódki wokół piroklastów zmineralizowane CaCO ₃	9B, 10C, 10D, 10E, 10F, 11B, 11C

Warstwa	Głębokość [m p.p.t.]	Miąszość [m]	Opis litologiczny	Figura
57	107,8–115,0	7,2	brekcja piroklastyczna szara złożona z kawałków tufitów o rozmiarach do kilku centymetrów i drobnych ostrokrawędzistych okruchów gnejsów; w części spagowej nieliczne okruchy granitoidów i gnejsów o rozmiarach do kilku centymetrów; w spagu przejście ciągłe	
59	115,0–116,5	1,5	brekcja piroklastyczna szara złożona z kawałków tufitów o rozmiarach do kilku centymetrów i licznymi okruchami granitoidów i gnejsów o rozmiarach do kilku centymetrów	
60	116,5–116,6	0,1	ił szary zwarty z ziarnami kwarcu i skalenia o rozmiarach do 0,3 cm i drobnymi intraklastami iłu kremowego i iłu ciemnoszarego węglatego; w spagu przejście ciągłe	
61	116,6–117,5	0,9	ił szary zwarty z intraklastami iłu jasnokremowego oraz ziarnami kwarcu i skalenia o rozmiarach do 0,3 cm; w spagu przejście ciągłe	
62	117,5–117,6	0,1	ił szary zwarty z ziarnami kwarcu i skalenia o rozmiarach do 0,3 cm i drobnymi intraklastami iłu kremowego i iłu ciemnoszarego węglatego; w spagu przejście ciągłe	
63	117,6–118,1	0,5	ił szary zwarty z intraklastami iłu jasnokremowego oraz ziarnami kwarcu i skalenia o rozmiarach do 0,3 cm; w spagu ostra granica nachylona pod kątem 40°	
64	118,1–118,2	0,1	węgiel brunatny atrytowy, szarobrunatny, mułkowo-ilty; w spagu ostra granica, nachylona pod kątem 40°	7, 8, 12
65	118,2–119,7	1,5	ił jasnoszary zwarty, kaolinowy, silnie piaszczysty; na głębokości 119,0 m p.p.t. lustro tektoniczne o upadzie 80°	
66	119,7–119,9	0,2	brekcja piroklastyczna jasnoszara o charakterze spływu błotnego	
67	119,9–121,3	1,4	mułek brunatny półzwarty, silnie piaszczysty	
68	121,3–121,5	0,2	mułek brunatny półzwarty, piaszczysty, laminowany horyzontalnie iłem szarym	
69	121,5–122,0	0,5	żwirowiec piaszczysty szary (ziarna kwarcu i skalenia o rozmiarach do 0,7 cm spojone iłem) z intraklastami iłów o rozmiarach 1,5–3,0 cm	
70	122,0–122,4	0,4	ił mułkowany zwarty brunatny, z licznymi lustrami tektonicznymi	
71	122,4–123,6	1,2	ił zwarty brunatny z bioturbacjami wypełnionymi iłem mułkowanym szarym	
72	123,6–124,0	0,4	mułek piaszczysty półzwarty beżowy z pojedynczymi ziarnami kwarcu o rozmiarach do 3 mm	
73	124,0–124,1	0,1	ił zwarty żółtobrunatny z rdzawymi plamami	
74	124,1–124,2	0,1	tefra lapillowa (gruby piasek wulkaniczny z licznymi lapillami) o teksturze „korkowej”	6
75	124,2–127,8	3,6	żwirowiec ilty z dużymi ziarnami i okruchami gnejsów, kwarcu, skaleni oraz dużymi intraklastami mułków i glin koluwalnych	
76	127,8–129,8	2,0	głina ciemnożółta zwarta z ziarnami kwarcu i skaleni; w spagu przejście ciągłe	
77	129,8–130,2	0,4	głina jasnobrązowa zwarta z ziarnami kwarcu i skaleni	
78	130,2–132,8	2,6	ił kaolinowy zwarty z bardzo drobnymi blaszkami muskowitu; na głębokości 131,0 m p.p.t. lustro tektoniczne	
79	132,8–148,8	16,0	fyllit beżowy, skaolinizowany, z kryształami kwarcu o rozmiarach 0,2–0,3 cm i bardzo drobnymi łuskami zwietrzałego muskowitu; na głębokości 140,4, 141,4 i 144,8 m p.p.t. żyłki kwarcowe, na głębokości 131,5, 132,6 i 133,6 m p.p.t. – lustra tektoniczne	
80	148,8–152,1	3,3	fyllit biały (miejscami brunatny), skaolinizowany; w spagu przejście ciągłe; na głębokości 151,5 m p.p.t. lustro tektoniczne	
81	152,1–152,3	0,2	fyllit biały (miejscami brunatny), skaolinizowany, z wtrąceniami szarymi i wiśniowymi (hematyt); w spagu przejście ciągłe	
82	152,3–152,8	0,5	fyllit biały (miejscami brunatny), skaolinizowany; w spagu przejście ciągłe	
83	152,8–153,0	0,2	fyllit biały (miejscami brunatny), skaolinizowany, z wtrąceniami szarymi i wiśniowymi (hematyt); w spagu przejście ciągłe	
84	153,0–154,0	1,0	fyllit biały (miejscami żółtobrunatny), skaolinizowany; w spagu przejście ciągłe	
85	154,0–159,0	5,0	fyllit biały, skaolinizowany, z drobnymi przemazami żółtobrunatnymi; w spagu przejście ciągłe; na głębokości 155,6 i 158,6 m.p.p.t. lustra tektoniczne o nachyleniu do 80°	
86	159,0–159,1	0,1	fyllit beżowy z wtrąceniami kwarcu i hematytu, skaolinizowany, w spagu przejście ciągłe	
87	159,1–159,4	0,3	fyllit beżowy z wtrąceniami hematytu, skaolinizowany; w spagu warstewka hematytu o grubości 2,0 cm	
88	159,4–166,7	7,3	fyllit beżowy z kryształami kwarcu o rozmiarach 0,1 cm; w spagu przejście ciągłe; na głębokości 160,3 m p.p.t. lustro tektoniczne, na głębokości 160,5 m p.p.t. pokruszona żyła kwarcowa	
89	166,7–172,0	5,3	fyllit jasnoszary z kryształami kwarcu o rozmiarach kilku milimetrów	
90	172,0–176,0	4,0	granitognejs beżowy, zwietrzały; w spagu przejście ciągłe; na głębokości 172,1 i 173,5–175,0 m p.p.t. lustra tektoniczne	
91	176,0–176,2	0,2	gnejs beżowy, zwietrzały; widoczna tekstura kierunkowa i oddzielność (powierzchnie oddzielności nachylone pod kątem 60°)	
92	176,2–187,3	11,1	granitognejs jasnoszary, zwietrzały, z kryształami kwarcu o rozmiarach kilku milimetrów	

Warstwa	Głębokość [m p.p.t.]	Miąższość [m]	Opis litologiczny	Figura
93	187,3–187,7	0,4	gnejs drobnokrystaliczny beżowy	
94	187,7–188,3	0,6	fyllit jasnoszary	
95	188,3–189,6	1,3	gnejs oczkowy jasnoszary, spękany; powierzchnie spękań zmineralizowane hematytem; widoczna tekstura kierunkowa o laminacji nachylonej pod kątem 20°	
96	189,6–190,3	0,7	gnejs rdzawobrunatny z jasnymi plamkami, silnie zhematyzowany	
97	190,3–194,8	4,5	mylonit ciemnoszary	
98	194,8–198,3	3,5	gnejs oczkowy jasnoszary, nieco zwietrzały	
99	198,3–199,4	1,1	mylonit ciemnoszary	
100	199,4–199,5	0,1	kwarc biały (żyła kwarcowa o nieregularnych granicach)	
101	199,5–200,0	0,5	mylonit ciemnoszary	