



DARIUSZ BOTOR*

Wiek uwęglenia utworów górnokarbońskich w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym w świetle datowań apatytów za pomocą metody trakowej i helowej

Wprowadzenie

Wiek różnorodnych procesów diagenetycznych (w tym uwęglenia) oprócz wartości czysto poznawczej ma bardzo ważne znaczenie praktyczne, ponieważ jednym z szeroko rozumianych efektów, postdepozycyjnych procesów diagenetycznych–katagenetycznych utworów karbońskich Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) są złoża węgla kamiennego i gazu ziemnego (metanu) (Kotas i in. 1983; Kotas red. 1994; Kędzior 2008; 2009; 2011; Kędzior i in. 2013), a być może również cynku i ołowiu w obrębie GZW (Wodzicki 1987). Szczególnie wiek generowania metanu stanowi bardzo istotną przesłankę poszukiwawczą. Zasoby metanu w utworach karbońskich GZW są różnie szacowane, od 350 miliardów m³ (Kotas red. 1994) do 1300 miliardów m³ (Pilcher i in. 1991). Temperatura, obok składu i ilości materii organicznej, jest jednym z podstawowych czynników determinujących procesy uwęglenia i generowanie metanu. Zatem pełniejsze wyjaśnienie ewolucji paleogeotermicznej GZW – w tym wieku uwęglenia – jest niezbędne dla prawidłowej oceny potencjału gazowego tego basenu.

Największą część zasobów GZW tworzą węgle energetyczne (typy 31 i 32), znacznie mniej jest węgla koksowych (typy 34, 35 i 36). Znane są także węgle chude (typ 38), węgle antracytowe (typ 41) i antracyty (typ 42). Węgla wyższych typów technologicznych wy-

* Dr inż., AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Kraków.

stępują w części zachodniej zagłębia (Kotas i in. 1983; Komorek 2000; Kędzior 2008, 2009; Probiez i Marcisz 2010). Skład macerałowy węgla w GZW jest zróżnicowany przestrzennie. Dominuje grupa wityrynytu, a jej udział wzrasta w kierunku zachodnim do ponad 80%. Zawartość grupy inertynitu waha się od 10 do 50 %, a najmniejszy jest udział grupy liptynytu, który rzadko przekracza 10% (m.in. Jurczak-Drabek 1996; Misiak 2006, 2011; Kędzior 2008, 2009). Węgla o wysokiej zawartości wityrynytu wykazują wyższą przepuszczalność niż węgle bogate w inertynit (Kędzior i Jelonek 2013). Metan w GZW został wygenerowany głównie wskutek procesów termogenicznych na etapie przedasturyjskiego pograżania basenu karbońskiego (Kotarba 2001), aczkolwiek metan we wtórnych akumulacjach w partiach stropowych karbonu wykazuje znaczną składową bakteryjnego pochodzenia (Kotarba 2001; Kędzior i in. 2013). Przestrzenny rozkład ilości metanu w utworach węglonośnych GZW został ukształtowany głównie w wyniku wypiętrzenia górotworu karbońskiego. Oprócz gazów autochtonicznych, powstałych i zakumulowanych w węglach, występują gazy migracyjne (Kotarba 2001; Kędzior 2008, 2009; Kędzior i in. 2013). Rozmieszczenie metanu w pokładach węgla GZW jest nierównomierne. Najbardziej zasobna w metan jest południowa (SW) oraz centralna część GZW, w miarę przesuwania się na północ i wschód ilość metanu obniża się (Kędzior 2008, 2009). Zasoby wydobywalne metanu w GZW skoncentrowane są poniżej głębokości 400–1000 m w zależności od regionu zagłębia (wyjątek stanowi SW część GZW, gdzie występują wtórne nagromadzenia metanu w partiach stropowych karbonu), co jest wynikiem migracji metanu z pokładów węgla (Kotarba 2001; Kędzior 2008, 2009, 2011). Remobilizacja metanu w górotworze mogła być spowodowana przez zróżnicowane procesy postwaryscyjskie (Kędzior 2008, 2009; Kędzior i in. 2013).

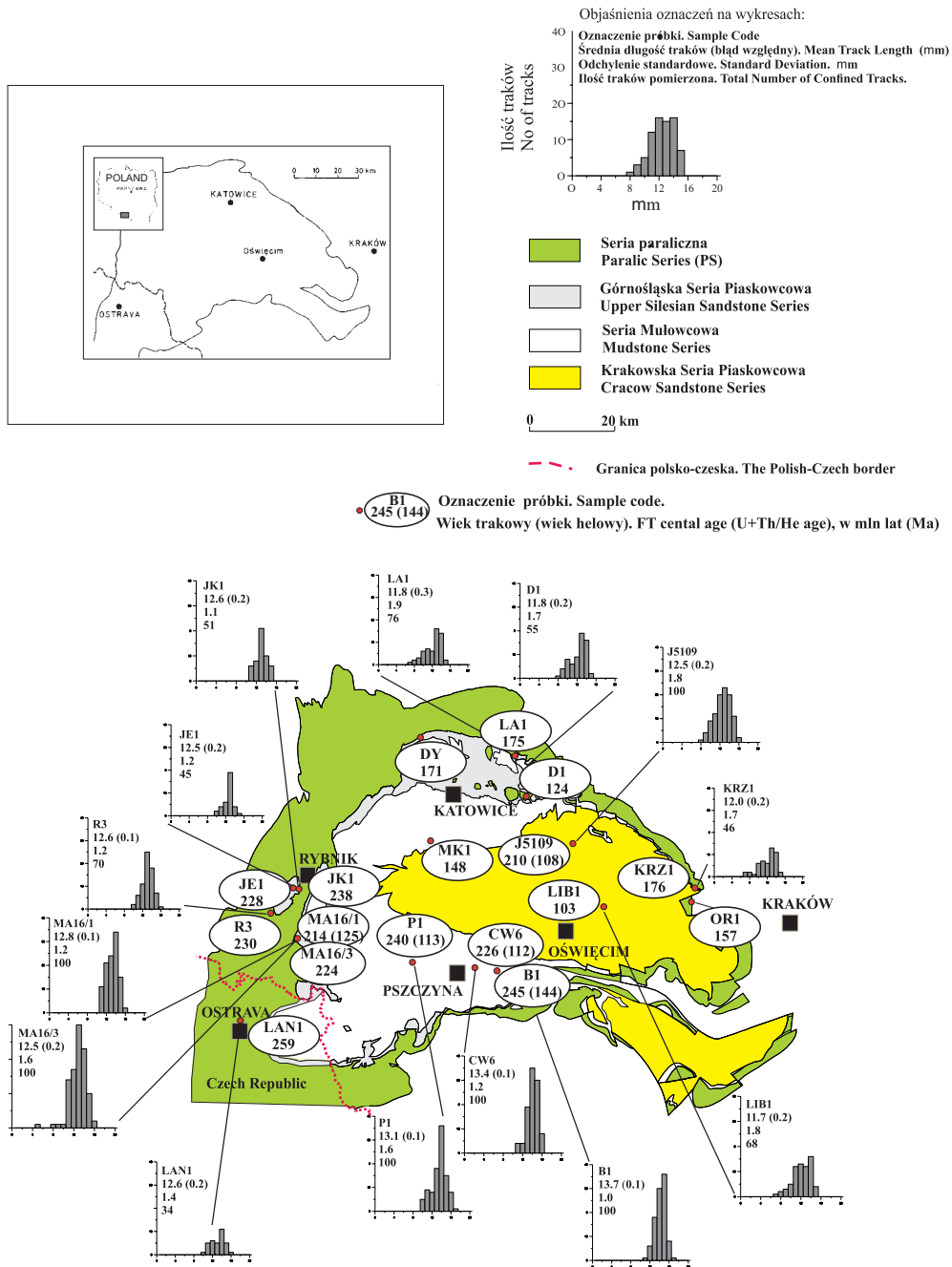
Dotychczasowe rekonstrukcje ewolucji paleotermicznej GZW są oparte na dowodach geologicznych, stopniu uwęglenia pokładów węgla kamiennych (Kotas 1971; Kotas i in. 1983; Kosakowski i in. 1995; Jura i Trzepierczyński 1996; Kotas 2001; Jura 2002; Poprawa i in. 2006), wskaźniku zmian zabarwienia konodontów (CAI) (Bełka 1993), wskaźnikach mineralnych przemian (illit–smektyt) i datowaniach metodą K–Ar (Środoń 1995; Środoń i in. 2006). Wiek procesów diagenetycznych i katagenetycznych osadów karbońskich GZW w tych pracach jest szacowany diametralnie odmiennie: od późnego karbonu aż po okres pomioceński. Rozbieżności w poglądach sięgają zatem prawie 300 milionów lat.

Obecnie zarysowała się możliwość rozstrzygnięcia kontrowersji dotyczących zasadniczego wieku diagenety i katagenety osadów karbońskich GZW na drodze datowań radiometrycznych. Jedną z podstawowych metod stosowanych w niskotemperaturowej termochronologii basenów sedymentacyjnych jest metoda trakowa (FT), która pozwala oszacować paleotemperatury i czas ich występowania dla zakresu 60–110°C (dla fluoroapatytu, Donelick i in. 2005). W minionej dekadzie nastąpił ponadto znaczący rozwój metody helowej, który pozwolił rozszerzyć zakres szacowania paleotemperatur w stosunku do dotychczas stosowanych metod. Wiarygodne informacje na temat paleotemperatur uzyskuje się poniżej zakresu stosowania metody trakowej (ang. *partial annealing zone*, PAZ) czyli

strefa częściowego zaniku traków), czyli poniżej przedziału temperatur 60–110°C (Donelick i in. 2005), ponieważ analogiczny interwał częściowej retencji helu (ang. *partial retention zone*, PRZ) w apatycie waha się pomiędzy 40 a 75°C (Farley 2002; Botor i Anczkiewicz 2010). W niniejszej pracy zastosowano kombinację obu metod – tj. trakowej i helowej – do datowania apatytów z utworów karbońskich GZW w celu określenia ram czasowych procesów uwęglania w GZW.

1. Zarys budowy geologicznej GZW

Węgłonośne utwory górnego karbonu rozwinięte są w zapadlisku przedgórskim morawsko-śląskiej strefy fałdowej waryscyów (Kotas 1982; Buła i Kotas 1994; Kotas 1995; Narkiewicz 2007). Utwory węglonośne obejmują cztery serie litostratigraficzne (rys. 1–2). Zasadnicze struktury fałdowe powstały podczas fazy asturyjskiej z końcem karbonu (Kotas 1995). Waryscyjska inwersja basenu doprowadziła do znacznej erozji osadów karbońskich (Kosakowski i in. 1995; Kotas 1995; Środoń 1995; Kotas 2001; Poprawa i in. 2006). W czasie ruchów alpejskich, orogen waryscyjski – w skład którego weszło GZW – stanowił dla alpidów skonsolidowane podłoże. W fazie kimeryjskiej doszło do zwiększenia zrzutów uskoków i powstania towarzyszących im antytetycznych rowów (Kotas 1995). Ponadto laramijska przebudowa alpidów spowodowała w GZW dalsze podnoszenie obszaru i jego silne zróżnicowanie morfologiczne (Kotas 1982; Kotas red. 1994; Kotas 1995). Na węglonośnych utworach namuru i westfalu leżą osady młodsze reprezentowane przez skały stefanu (arkoza kwaczalska) – znane jedynie ze wschodniej części GZW, gdzie również występują utwory permu dolnego (Kotas 1982, 1995). Utwory mezozoiku reprezentowane są przez trias, a podrzędnie jurę dolną, brak natomiast wyższych ogniwi jury i całej kredy (Kotas 1982, 1995). Kenozoik reprezentowany jest przez osady miocenu i czwartorzędu o miąższości do 500 m na większości obszaru GZW, z wyjątkiem stref niektórych rynien erozyjnych na południu zagłębia, gdzie miąższość miocenu przekracza 500 m (Kotas 1982; Kotas red. 1994; Kędzior 2009). Oprócz utworów osadowych, ze wschodniej głównie części brzeżnej GZW są znane skały magmowe. Można wyróżnić dwie główne fazy aktywności magmatycznej. Starsza faza była związana z uskokami w podłożu zapadliska strefy morawsko-śląskiej. Obecność sili i poziomów tonsteinów w sekwencji osadowej karbonu wskazuje, że procesy wulkaniczne rozpoczęły się już w turneju i trwały do późnego westfalu (Chodyncka i Sankiewicz 1972, 1978; Gabzdyl 1990; Łapot 1992). Młodsza faza wulkanizmu, znacznie bardziej intensywna, była związana z końcowymi etapami tektonicznej inwersji basenu górnośląskiego i kontynuowała się do wczesnego permu (Harańczyk 1979; Nawrocki i in. 2010).



Rys. 1. Rozkład przestrzenny wieków trackowych (i histogramów długości tracków) oraz wieków helowych w GZW (mapa geologiczna oparta na pracy Buła i Kotas 1994)

Fig. 1. Distribution of apatite fission-track ages (including track length histograms) and apatite helium ages in the USCBB (geological map based on Buła i Kotas 1994)

czas (miliony lat)	stratygrafia	Klasyfikacja litostratigraficzna	miąższość max. (m)	Próbki	
300 310 320 330	stefan	luka stratygraficzna			
		WESTFAL	D KSP	warstwy libiąskie	560
	C		luka stratygraficzna		
	B		warstwy łaziskie	1080	CW6
	A	SM	warstwy orzeskie		MK1 B1 P1
			warstwy załęskie	2000	KRZ1
	C	GSP	warstwy rudzkie	800	JE1
			warstwy siodłowe	200	JK1
	A	SP	luka stratygraficzna		J5109 DY R3
			warstwy porębskie	1100	MA16/1 MA16/3 D1 LA1
			warstwy jakłowieckie	380	
			warstwy gruszowskie	1300	
			warstwy pietrkowickie	760	LAN1
C1	wizen	warstwy malinowickie (załaskie)	1500	OR1	

Rys. 2. Uproszczona stratygrafia karbonu GZW (na podstawie Kotas 1995) i pozycja stratygraficzna badanych próbek

Fig. 2. Simplified stratigraphy of the USCB Carboniferous deposits (based on Kotas 1995) and stratigraphic position of analysed samples

2. Metodyka badań

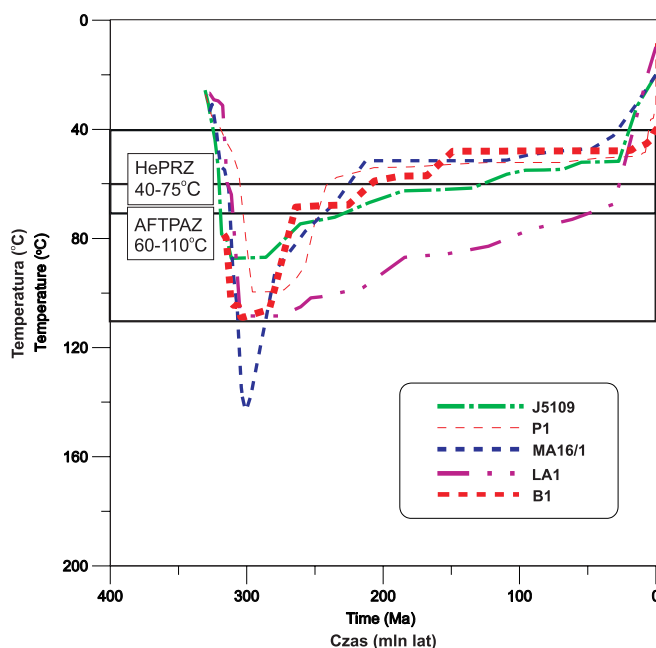
Pobrane z obszaru GZW próbki piaskowców (4–15 kg) i tonsteinów (0,5–0,9 kg) poddano separacji mineralnej w celu wydzielenia minerałów ciężkich. Separacja mineralna objęła 62 próby. Jedynie 17 z nich dało wystarczającą ilość apatytów do analiz. Po skruszeniu próby separowano standardowo: najpierw przy użyciu stołu grawitacyjnego, a następnie przy użyciu cieczy ciężkich i separacji magnetycznej. Po wykonaniu preparatów w żywicy epoksydowej i ich wypolerowaniu, próby trawiono w 5-molowym HNO₃ przez 20 sekund w temperaturze 20°C. Wytrawione próby po dołączeniu detektora zewnętrznego w postaci muskowitu naświetlono neutronami termicznymi w reaktorze Sacley (Francja) (próbki B1, CW6, P1, MA16/1, MA16/3, J5109) oraz Thetis w Gandawie (Belgia, pozostałe próbki).

Następnie muskowitz z preparatów był trawiony w 40% HF przez 20 minut w temperaturze 25°C. Pomiary mikroskopowe metodą zewnętrznego detektora (ang. EDM) były wykonywane z użyciem mikroskopu Nikon Eclipse E600 z wykorzystaniem stolika Kintek i oprogramowania FT-stage (Dumitru 1993) w Instytucie Nauk Geologicznych PAN w Krakowie i University College w Londynie. Wieki trakowe zostały obliczone metodą kalibracji zeta (Hurford 1990). Do obliczeń i analizy pomiarów trakowych zastosowano program Trackkey (Dunkl 2002).

Do analiz metodą helową z frakcji ciężkiej wybierano ręcznie apatyty pod mikroskopem stereoskopowym przy powiększeniu 100 i 200-krotnym, sprawdzając czy kryształy apatyty nie zawierają inkluzji cyrkonu (cechującego się nadmiarowymi ilościami uranu i toru), ponieważ inkluzje takie zaburzają wyniki pomiarowe. Datowania metodą helową zostały wykonane w Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC, East Kilbride, Wlk. Brytania). W celu ekstrakcji helu apatyty były podgrzewane przez 20 minut w interwale temperatury od 300 do 950°C w tytanowym piecu elektrycznym w ultrawysokiej próżni. Wydzielone gazy zostały rozdzielone na getterach Zr–Ti–Al oraz na aktywowanym węglu umieszczonym w ciekłym azocie. Tak uzyskany hel był następnie mierzony za pomocą spektrometru kwadropulowego (Hiden HAL/3F). Próbki apatytów usunięte z pieca były rozpuszczane w HNO₃ w celu przeprowadzenia pomiarów uranu i toru, które były mierzone techniką izotopowego rozcieńczania za pomocą VG PlasmaQuad–2 ICPMS. Wyniki pomiarowe opracowano z wykorzystaniem oprogramowania MASSOFT™. Korektę utraty części helu wykonano używając standardowej procedury (Farley i in. 1996). Szczegółowy opis powyższych procedur pomiarowych podano w pracy Farleya (2002). Bardziej szczegółowy opis metodyki trakowej i helowej w języku polskim podano w pracy Batora i Anczkiewicz (2010).

Następnie przeprowadzono inwersyjne numeryczne modelowania paleotermiczne za pomocą programu komputerowego AFTsolve, stosując procedurę Monte Carlo (Ketchum i in. 2000) i opierając się na danych trakowych i helowych oraz geologicznej ewolucji basenu górnośląskiego. Próbki do modelowania wybrano opierając się na następujących kryteriach: modelowania wykonano jedynie dla próbek mających dużą, znaczącą statystycznie, liczbę (>60–100) pomiarów długości traków, pomierzone wieki trakowe miały błąd względny (1σ) mniejszy niż $\pm 10\%$, zarówno wiek, jak i rozkład długości traków miał jakieś cechy charakterystyczne dla danego rejonu basenu górnośląskiego, a modelowane próbki przeszły test $P(\chi^2)$, świadczący o występowaniu pojedynczej i jednorodnej populacji ziaren apatytów. Jako podstawowe dane wejściowe wykorzystano: oszacowaną temperaturę w czasie depozycji danej próbki w karbonie (około 25°C, Roscher i Schneider 2006), temperaturę maksymalną oszacowaną na podstawie refleksyjności wityryny oraz temperaturę współczesną (8°C dla próbek powierzchniowych albo odpowiednią temperaturę z otworu wiertniczego). W trakcie modelowania odtwarzano zakres zmian temperatury w czasie geologicznym dla danej próbki, który byłby zgodny z pomierzonymi danymi trakowymi i przesłankami geologicznymi. Dla określonego wariantu zmian temperatury w czasie obliczano rozkład wieku trakowego poszczególnych ziaren apatytów w danej próbce i rozkład długości traków, a następnie

określano ich stopień dopasowania do pomierzonych wartości wieku trakowego i rozkładu długości traków dla danej próbki. Poszczególne warianty ewolucji temperatury były przyjmowane przypadkowo, a dla każdego modelu testowano od 10 000 do 100 000 takich indywidualnych scenariuszy, co uwzględniało praktycznie każdy możliwy wariant ewolucji termicznej. Warianty nie spełniające statystycznych wymogów zgodności z danymi pomiarowymi były odrzucane. Pozostałe tworzyły zakres dopuszczalnych – z punktu widzenia danych trakowych i helowych – zmian temperatury w czasie geologicznym. Wyniki końcowe tych modelowań przedstawiono w postaci krzywych najlepszego dopasowania (rys. 3).



Rys. 3. Wyniki inwersyjnych modelowań termicznych za pomocą programu AFTsolve (Ketchum i in. 2000).
Podano krzywe najlepszego dopasowania do danych pomiarowych dla wybranych próbek

Fig. 3. Results of the thermal modelling with AFTsolve software (Ketchum et al. 2000).
The best-fit curves of time-temperature for selected samples from the Carboniferous sediments of the Upper Silesia Coal Basin are given

3. Wyniki badań i ich dyskusja

Jakość danych analitycznych jest zróżnicowana. Większość pomiarów trakowych wykonano na co najmniej 20 ziarnach przy wystarczająco dużej ilości zliczeń traków (tab. 1). Jedyne próbka D1 nie przeszła testu $P(\chi^2)$ ($<5\%$, tab. 1), co świadczy o występowaniu kilku różnych populacji ziaren apatytów (Donelick i in. 2005). Może to być związane ze zróżnicowaniem składu chemicznego tej próbki lub najprawdopodobniej jest efektem niepełnego zresetowania uwarunkowanego zbyt niską temperaturą skały, z której pochodzi próbka D1,

Tabela 1. Wyniki analiz za pomocą metody trackowej i helowej próbek z Górnosileskiego Zagłębia Węglowego
 Table 1. Results of the apatite fission-track and helium dating of the samples from the Upper Silesia Coal Basin

Próbka	Lokalizacja	Głębokość [m]	Litologia	Nc	Dozymetr		Spontaniczne		Indukowane		Wiek trackowy [mln lat] $\pm 1\sigma$	Średnia długość tracków [μm]	SD	Nt	U [ppm]	Wiek helowy [mln lat] $\pm 1\sigma$	
					pd	Nd	ps	Ns	pi	Ni							$P(\chi^2)$ [%]
B1	Pokład 328, KWK Brzeszcze	450	tonstein	22	12,35	6 849	43,521	2 806	32,711	2 109	93	245 \pm 10	13,7 \pm 0,1	1,02	100	31,9	144,1 \pm 11
CW6	Otwór wiertniczy Ćwiklice-6	673,5	piaskowiec	20	12,35	6 849	39,211	1 673	32,016	1 366	99	226 \pm 10	13,4 \pm 0,1	1,16	100	32,1	112,3 \pm 9
MK1	Mikolów odsłonięcie przy drodze na Mokre	0,0	piaskowiec	10	5,82	1 882	17,06	262	10,09	155	59	148 \pm 16	N.O.	N.O.	N.O.	23,2	N.O.
D1	Sosnowiec-Dańdówka, cegielnia	0,0	piaskowiec	18	5,92	1 882	15,74	741	10,75	506	<1	124 \pm 13	11,8 \pm 0,2	1,68	55	23,9	N.O.
DY	pokład 610 KWK Dymitrow	774	tonstein	9	6,10	1 950	21,07	705	10,95	369	92	176 \pm 13	N.O.	N.O.	N.O.	24,6	N.O.
J5109	otwór wiertniczy Jaworzno-5109	810,3	piaskowiec	21	12,35	6 849	47,58	1 943	41,779	1 706	64	210 \pm 9	12,5 \pm 0,2	1,81	100	46,3	108,1 \pm 8
JE1	KWK Jankowice	400	piaskowiec	20	12,81	6 540	31,46	1 383	26,43	1 162	33	228 \pm 11	12,5 \pm 0,2	1,21	45	26,8	N.O.
JK1	KWK Jankowice	565	piaskowiec	20	12,81	6 540	30,57	1 370	24,46	1 096	20	238 \pm 12	12,6 \pm 0,2	1,06	51	24,7	N.O.
KRZ1	Krzyszowice-Filipowice	0,0	piaskowiec	20	5,91	1 882	16,491	664	8,37	337	21	176 \pm 16	12,0 \pm 0,2	1,68	46	17,9	N.O.
LAN1	Landak, odsłonięcie w Ostrawie	0,0	piaskowiec	20	12,81	6 540	46,24	2 163	34,099	1 595	50	259 \pm 11	12,6 \pm 0,2	1,43	34	33,0	N.O.
LAI	Łągisza cegielnia, kolo elektrowni	0,0	piaskowiec	18	6,10	1 950	21,49	710	11,23	371	93	175 \pm 15	11,8 \pm 0,3	1,88	76	25,3	N.O.
LIB1	Libiąż, ul. Kopalniana 22	0,0	piaskowiec	16	5,90	1 882	50,68	1 541	43,97	1 337	47	103 \pm 5	11,7 \pm 0,2	1,80	68	25,2	N.O.
MA16/1	otwór wiertniczy Marklowice-16	349,5	piaskowiec	20	12,35	6 849	56,327	1 620	48,678	1 400	55	214 \pm 10	12,8 \pm 0,1	1,21	100	54,9	125,1 \pm 10
MA16/3	otwór wiertniczy Marklowice-16	794,4	piaskowiec	20	12,35	6 849	30,97	1 388	25,50	1 162	82	224 \pm 11	12,5 \pm 0,2	1,60	100	16,9	N.O.
OR1	Orleń, Głuchówki koło Krzeszowic	0,0	piaskowiec	12	5,70	1 882	9,90	338	5,39	184	97	157 \pm 16	N.O.	N.O.	N.O.	13,2	N.O.
P1	Pokład 328, otwór wiertniczy Poręba-1	733	tonstein	21	12,35	6 849	44,831	2 165	34,333	1 658	31	240 \pm 11	13,1 \pm 0,1	1,64	100	34,6	113,1 \pm 9
R3	Odsłonięcia Skałka, Rydułtowy	0,0	piaskowiec	18	12,81	6 540	38,27	1 524	31,84	1 268	89	230 \pm 11	12,6 \pm 0,1	1,20	70	30,4	N.O.

Nc – ilość kryształów pomierzonych; gęstości tracków (pi, ps i pd) są wyrażone jako ($\times 10^5$ tr cm^2), a obliczone zostały na podstawie ilości tracków zliczonych (Nd, Ns, Ni); $P(\chi^2)$ jest prawdopodobieństwo dla otrzymania χ^2 wartości dla v stopni swobody, gdzie v = Nc – 1 (Galbraith 1990); wieki trackowe obliczono stosując zCN-5=304 \pm 8 i przedstawiono jako wieki centralne (Galbraith 1990); Nt ilość pomierzonych długości tracków (confined tracks); SD odchylenie standardowe średniej długości tracków; N.O. nie oznaczono; U zawartość uranu. Do obliczeń wykorzystano program Trackey (Dunkl 2002)

gdyż jest to NE część GZW, gdzie uwęglenie jest na poziomie około 0,5% Rr. Również w szeregu innych próbek test $P(\chi^2)$ jest względnie niski, w przedziale 20 do 50%, świadcząc o pewnym rozproszeniu wieków trakowych poszczególnych kryształów apatyty (JE1, JK1, LAN1, KRZ1, LIB1, OR1, DY, MK1, tab. 1). Stosunkowo duża dyspersja dat poszczególnych ziaren w próbkach może też być związana ze zróżnicowaniem chemizmu apatyty. Wstępne badania za pomocą mikrosondy w dwóch próbkach wykazały zróżnicowanie zawartości chloru od 0,3% do 0,7%. Apatyty wykazują zmienność zblizniania się w zależności od składu chemicznego, a zwłaszcza od zawartości chloru (Donelick i in. 2005). Próbki takie nie powinny być raczej modelowane, gdyż wieki ich mogą mieć charakter mieszany. Ponadto jedynie w 9 próbkach uzyskano ponad 60 pomiarów długości traków, co pozwala na wyciągnięcie wiarygodnych wniosków na temat ich historii termicznej. Centralne wieki trakowe mieszczą się w przedziale od 103 do 259 milionów lat (tab. 1, rys. 1). Wieki te są młodsze od wieku stratygraficznego (karbońskiego) analizowanych próbek (rys. 2) i wykazują trend zmniejszania wartości w kierunku wschodnim. Są one głównie permskie i triasowe w części zachodniej i środkowej (259 do 214 mln lat), natomiast triasowe do wczesnej kredy (210 do 103 mln lat) we wschodniej części GZW (rys. 1). Wieki te świadczą o znaczącym postdepozycyjnym zbliznianiu traków i zaawansowaniu procesów diagenety–katagenety. Zakresy średniej długości traków wahają się od 11,7 do 13,7 mikrometra. Większość pomierzonych próbek (zwłaszcza w zachodniej i środkowej części GZW) ma jednomodalne rozkłady dystrybucji długości traków (rys. 1), typowe dla pojedynczego względnie szybkiego wydarzenia wychładzania spowodowanego najprawdopodobniej erozją postinwersyjną (postasturyjską) basenu, chociaż nie są to rozkłady typowe dla gwałtownie schładzanych próbek skał wulkanicznych, gdyż rozkłady długości traków z GZW są szersze, a średnia długość traków jest znacznie mniejsza (por. Green 1986). Rozkłady długości traków mają tendencję do przesunięcia w kierunku krótszych zakresów długości, wykazując negatywną skośność i wydają się być świadectwem względnie wolniejszego schładzania (przypuszczalnie w mezozoiku) w obrębie PAZ po znaczącym dużym zdarzeniu wychładzania (przedtriasowym, zatem przypuszczalnie waryscyjskim). Jedynie rozkłady długości traków w próbkach z NE części GZW w wielu przypadkach nie są całkowicie jednomodalne i mają charakter złożony (i/lub bimodalny) (rys. 1) charakteryzując się większymi odchyleniami standardowymi i mniejszą średnią długością traków (tab. 1), a więc wydają się być zapisem bardziej skomplikowanej historii termicznej tego obszaru z dłuższym okresem przebywania w PAZ w mezozoiku, zwłaszcza że reprezentują one wieki późnotriasowe do wczesnokredowych, zwykle młodsze niż w zachodniej i środkowej części GZW (rys. 1).

Wieki helowe (tab. 1, rys. 1) są także młodsze od wieku stratygraficznego skał, z których pochodzą apatyty, jak również są młodsze od wieków trakowych tych samych próbek (tab. 1, rys. 1), co jest zgodne z niższą temperaturą zamknięcia systemu helowego niż trakowego w apatyty. Wieki helowe nie wykazują przy tym większego zróżnicowania przestrzennego i wszystkie są wczesnokredowe, mieszcząc się w przedziale od 144,1 do 108,1 milionów lat (tab. 1, rys. 1). Wieki helowe stanowią świadectwo wyłącznie postdepozycyjnej postwaryscyjskiej historii termicznej utworów karbońskich GZW.

Wyniki modelowań numerycznych ewolucji termicznej za pomocą programu AFTsolve (Ketchum i in. 2000) wykazały, że analizowane próbki osiągnęły maksymalne paleotemperatury jeszcze przed końcem okresu karbońskiego i/lub we wczesnym permie (rys. 3). Zatem uzyskane wieki trakowe próbek modelowanych świadczą o stosunkowo szybkim wychładzaniu utworów karbońskich po inwersji asturyjskiej poprzez perm i trias, z temperatur rzędu co najmniej 85–110°C (a 140°C w przypadku próbki MA16/1) do temperatur rzędu 60–70°C i/lub nieco poniżej 60°C (rys. 3). Nieco odmienny styl wychładzania wykazuje próbka LA1 (z NE części GZW), gdyż tempo jej stygnięcia jest znacznie wolniejsze niż pozostałych modelowanych próbek. Próbka ta pozostawała także w strefie PAZ przez większą część mezozoiku (rys. 3). W GZW główne zdarzenie wychładzania z maksymalnej temperatury rozpoczęło się w permie i trwało do wczesnego triasu (z wyjątkiem LA1). Obliczone na podstawie modelowań tempo wychładzania w PAZ wahało się od 0,5 (P1) to 2,5°C/mln (J5109). Zatem wczesnokredowe wyniki datowań helowych mogą być wyjaśnione poprzez względnie szybkie (w permie–triasie) wychładzanie bezpośrednio po inwersji asturyjskiej, a następnie wzrost temperatur, ale tylko do rzędu 60–70°C, gdyż daty trakowe nie zostały odmłodzone w tych próbkach (B1, CW6, J5109, MA16/1, P1), albo wieki helowe są świadectwem jedynie znacznie wolniejszego wychładzania już w obrębie samej strefy PRZ. Co więcej, wyniki modelowań programem AFTsolve pokazują właśnie taki styl stygnięcia (rys. 3). W przypadku modelowanych próbek wzrost temperatury w mezozoiku z pewnością nie przekroczył temperatur osiągniętych wcześniej, na przełomie karbonu i permu (rys. 3).

Możliwe postwaryscyjskie wtórne podgrzanie utworów karbońskich dotyczy głównie NE części GZW; mogło być następstwem dodatkowej subsydencji z powodu znacznego pograżenia pod osadami (?) i/lub wzrostu regionalnego gradientu geotermicznego (?) uwarunkowanego podniesieniem się strumienia cieplnego, być może spowodowanego ekstensją skorupy lub lokalną aktywnością hydrotermalną. Istnieje zatem kilka możliwych hipotez ewentualnego podwyższenia temperatur w obrębie utworów karbońskich na etapie postwaryscyjskim. Niestety, większość próbek ze wschodniej części GZW ma charakter detrytyczny, cechując się mieszanymi datami oraz złożonymi rozkładami długości traków i/lub ilość pomiarów długości traków jest zbyt mała (D1, LIB1, KRZ1, OR1, DY, MK1), aby można było przeprowadzić wiarygodne modelowania termiczne w tych próbkach (tab. 1). W powyższych próbkach nie uzyskano też danych helowych. Pomimo tego na podstawie rozkładów długości traków oraz wieku jurajskiego (DY, LA1, D1, MK1, KRZ1, OR1) do wczesnokredowego próbek (D1, LIB1) należy sądzić, że próbki te: (i) podlegały niewielkiemu wzrostowi temperatury w mezozoiku (pomiędzy późnym triasem a późną jurą), ale jedynie w obrębie PAZ albo (ii) długiemu pobytowi w PAZ, co potwierdza model numeryczny historii termicznej próbki LA1 (rys. 3). Z kolei próbka J5109 (też NE część GZW) wykazuje ewidentnie jednomodalny rozkład długości traków (100 pomiarów) i wiek trakowy (210 mln lat) (rys. 1). Model historii termicznej tej próbki (rys. 3) wykazuje głównie postinwersyjne wychładzanie.

Zredukowane w stosunku do wieku stratygraficznego wieki trakowe i helowe, a także rozkłady długości traków w GZW są zgodne z pomierzonymi wartościami średniej reflek-

syjności wityrynytu (Rr) i innymi wskaźnikami uwęglenia (Kotas i in. 1983; Jurczak-Drabek 1996; Probierz i Marcisz 2010), CAI (Bełka 1993) oraz wskaźnikiem illit-smektyt i datami K–Ar (Środoń 1995; Środoń i in. 2006) w tym sensie, że powodują konieczność przyjęcia znacznego pograżenia i/lub wyższego gradientu geotermicznego w przeszłości geologicznej. Refleksyjność wityrynytu (Kotas i in. 1983; Jurczak-Drabek 1996) w całym basenie w stropie karbonu waha się od 0,5–0,6% Rr we wschodniej części GZW do ponad 1,9% Rr w zachodniej części (Kotas i in. 1983; Jurczak-Drabek 1996; Komorek i Morga 2002). Lokalnie w rejonie Jastrzębia np. Gabzdyl i Probierz (1987) podają nawet wartości, w obrębie utworów górnokarbońskich, sięgające do 2,6% Rr związane z lokalnym metamorfizmem kontaktowym. W GZW stopień uwęglenia rośnie ze wzrostem głębokości i wiekiem stratygraficznym osadów, chociaż pionowe zmiany uwęglenia nie mają do końca charakteru linearnego, a gradienty uwęglenia i ich wzajemne relacje są znacząco zróżnicowane w poszczególnych strefach GZW (Kotas i in. 1983; Jurczak-Drabek 1996; Karwasiecka 2001; Kotas 2001). Gradienty Rr wahają się od 0,2% Rr/km we wschodniej części GZW do 0,8% Rr/km w SW części zagłębienia (Karwasiecka 2001). W zachodniej i centralnej części GZW wyniki analizy anizotropii refleksyjności wityrynytu w pokładach węgla wykazują głównie synorogeniczne warwiscyjskie uwęglenie (Komorek 1996; Pozzi 1996; Morga 2000). Brak takiego potwierdzenia ze wschodniej części GZW jest natomiast spowodowany zbyt niskim uwęgleniem, które uniemożliwia przeprowadzenia badań w tej strefie. Zatem obecnie mierzony poziom uwęglenia karbonu w GZW został uzyskany najprawdopodobniej na przełomie karbonu i permu, co potwierdzają także niskie wartości stopnia uwęglenia (0,25–0,44% Rr) w utworach mezozoicznego nadkładu (Wagner i Kołcoń 1982; Kołcoń i Wagner 1983; Sas-Gustkiewicz i Kwiecińska 1994; Marynowski i in. 2007; Marynowski i Wyszomirski 2008; Botor 2010), jak i miocénskich (~0,3–0,45% Rr Nowak 1999; Szafran i Wagner 2000), oraz niewielkie miąższości zachowanych osadów pokrywy postwarwiscyjskiej, a także modelowania numeryczne stopnia uwęglenia (Poprawa i in. 2006). Jedynie w NE części GZW podgrzanie mezozoiczne mogło być nieco wyższe do temperatury rzędu 70–85°C, powodując odmłodzenie wieków trakowych, zwłaszcza przy długim okresie przebywania w PAZ. Biorąc jednak pod uwagę stosunkowo niskie uwęglenie (sugerujące temperatury rzędu ~70–100°C) i niskie gradienty Rr (zatem względnie wolny przyrost temperatury) utworów górnokarbońskich w NE części basenu, trakowe wieki jurajsko-wczesnokredowe (przy złożonych rozkładach długości traków i znacznych odchyleniach standardowych) są efektem raczej długiego przebywania w PAZ (60–110°C) (por. Green 1986) i stopniowego zablizniania traków niż istotnego zdarzenia termicznego w mezozoiku. Potwierdza to też model dla próbki LA1 (rys. 3).

Postwarwiscyjska pokrywa osadowa w GZW nie przekroczyła kilkuset metrów i ma charakter nieciągły z szeregiem luk stratygraficznych (Kotas 1982, 1995). Podgrzanie w mezozoiku lub kenozoiku utworów karbońskich wskutek dodatkowego pograżania jest mało prawdopodobne. Alternatywnie można założyć wpływ na historię termiczną karbonu dodatkowej depozycji ponad 1000 m klastycznych osadów miocénskich, a następnie ich usunięcie poprzez erozję w późnym miocenie wskutek inwersji alpejskiej basenu zapadliska

przedkarpackiego. Depozycja dodatkowych osadów mioceńskich mogłaby spowodować wzrost temperatury o kilkadziesiąt stopni (w zależności od gradientu geotermicznego) w utworach karbonu, a już przy zmianach temperatury w zakresie od 45 do 70°C następuje dyfuzja części helu z kryształów apatytu (Farley 2002). W takim przypadku mierzone wieki helowe byłyby młodsze od wieków trakovych, ale wcale nie musiałyby to być wieki mioceńskie lub też pomioceńskie. Spowodowane jest to częściową retencją helu w temperaturach bliskich temperatury zamknięcia (dla helu w apatycie około 65–75°C), lecz niższą niż owa temperatura. Wieki takie przyjmowałyby wartości pośrednie pomiędzy wiekami trakovymi a okresem ponownego wzrostu temperatury. Nie mogło to wpłynąć na stopień uwęglenia karbonu, ani też na wieki trakowe. Hipoteza mioceńskiego podgrzania opiera się na założeniu erozji co najmniej 1000 m osadów mioceńskich, co jest trudne w chwili obecnej do zweryfikowania bez badań nad kompaktacją osadów mioceńskich w nadkładzie GZW, aczkolwiek rekonstruowana za pomocą analizy kompaktacji wielkość nadkładu usuniętego przez erozję w zapadlisku przedkarpackim (na wschód od Krakowa) jest stosunkowo mała i wynosi od 0 do 400 metrów (Poprawa i in. 2002). Co więcej, stopień uwęglenia utworów miocenu jest niski (Nowak 1999; Szafran i Wagner 2000), świadcząc o temperaturach nie przekraczających 70°C, co również nie sugeruje znacznego nadkładu. W miocenie strumień cieplny wzdłuż północnego frontu orogenu karpackiego (jak i w zapadlisku przedkarpackim) pozostawał niski (nie przekraczając 50 mW/m²) z powodu szybkiej sedimentacji i pogrubienia skorupy, będących efektem nasuwania się kolejnych płaszczowin, prowadząc do obniżenia gradientu geotermicznego. Mechanizm taki został udowodniony np. w Alpach (Mazurek i in. 2006). Dlatego średni gradient geotermiczny w miocenie wzdłuż frontu orogenu był przypuszczalnie na poziomie 13–17°C/km (Świerczewska 2005). Powyższe dane implikują możliwy wzrost temperatury w skałach karbońskich w okresie miocenu o 5–7°C (zakładając 400 erozji miocenu). Dlatego wpływ mioceńskiego pograżania na uwęglenie utworów karbonu można wykluczyć z wiarygodnej interpretacji danych termochronologicznych.

Wyniki datowań trakovych i helowych apatytów, a także datowania metodą K–Ar (Środoń i in. 2006) oraz interpretacja pomiarów organicznych wskaźników uwęglenia pokładów węgla (Kotas 1971, 2001; Karwasiecka 2001) świadczą o złożonym rozwoju paleogeotermicznym GZW. Zwłaszcza w NE części GZW zaznaczyły się zjawiska (złoża rud cynku i ołowiu) pozwalające przypuszczać, że GZW podlegało pewnemu nieznanemu „podgrzaniu” na etapie postasturyjskim wskutek podniesienia się gradientu geotermicznego. Niestety, trudno jednoznacznie ocenić, jakie zjawisko spowodowało ewentualne podniesienie się gradientu geotermicznego. Prawdopodobnie w NE części GZW w okresie mezozoicznym nastąpił pewien impuls termiczny uwarunkowany procesami ekstensyjnymi i/lub procesami migracji gorących roztworów. Procesy ekstensji skorupy ziemskiej, które zaznaczyły się w obszarze środkowej Europy w późnym triasie do środkowej jury (m.in. Oberc 1993) mogły zainicjować rozwój procesów migracji fluidów. W NE części GZW w utworach wapienia muszlowego występują złoża cynku i ołowiu (typu MVT), które powstały prawdopodobnie na przełomie triasu i jury (Sas-Gustkiewicz i Dżułyński 1998),

choć ostatnie datowania siarczków (metodą Rb–Sr) z tych złóż (Heijlen i in. 2003) wyznaczają wczesnokredowy (135 mln lat) wiek mineralizacji. Znana jest także mineralizacja hydrotermalnego pochodzenia (siarczki Fe, Cu, Zn, Ag, Pb, Ni, Co) w utworach starszych niż trias, w tym karbońskich i dewońskich (Kuhl i Drewniak 1977; Harańczyk 1979; Wodzicki 1987; Kurek 1988).

Procesy migracji fluidów mogły mieć nawet charakter regionalny, chociaż ich efekty nie zawsze były rejestrowane w skali regionalnej z uwagi na zróżnicowanie dystrybucji ciepła, ciśnienia oraz parametrów petrofizycznych głównie porowatości i przepuszczalności (Chmura 1970; Rożkowski 1995; Adamczyk i Porszke 2002; Poprawa i in. 2006) na znacznym obszarze GZW. Niskie uwęglenie utworów nadkładu triasowo-jurajskiego (Wagner i Kołcoń 1982; Kołcoń i Wagner 1983; Sas-Gustkiewicz i Kwiecińska 1994; Marynowski i in. 2007; Marynowski i Wyszomirski 2008; Botor 2010) świadczy o tym, że wpływ roztworów hydrotermalnych na uwęglenie materii organicznej w samych skałach mezozoicznych wydaje się być bardzo ograniczony i lokalny oraz że miały one charakter krótkotrwały. Czas trwania migracji hydrotermalnej jest szacowany od 1000–5000 lat (Repetski i Narkiewicz 1996) do kilku milionów lat, jednak zwykle rzędu kilkuset tysięcy lat (Lewchuk i Symons 1996). Relatywnie gorący (~80–160°C, por. Kozłowski 1995), ale krótkotrwały impuls cieplny nie wpłynął w sposób znaczący na stopień uwęglenia materii organicznej w utworach karbońskich GZW, bo wtedy należałoby oczekiwać znacznie większego stopnia uwęglenia i większych gradientów Rr w NE części GZW. Tezę tę potwierdzają także wyniki niniejszych datowań apatytów z GZW. Również w utworach karbonu GZW został udokumentowany epizod termalny (do 200°C) przez badania inkluzji fluidalnych w żyłach kalcytowych (Żywiecki 2004). Ponadto węgle z najmłodszej krakowskiej serii piaskowcowej – występujące we wschodniej części GZW – wykazują wprawdzie podwyższenie koncentracji niektórych pierwiastków metalicznych (np. Zn, Pb) (Ptak i Rożkowski 1995), ale może to być związane z migracją roztworów hydrotermalnych już w obrębie samych utworów karbońskich (Wodzicki 1987). Jednocześnie węgle te należą do najniżej uwęglonych w GZW (Kotas i in. 1983; Jurczak-Drabek 1996) i o najniższych wartościach gradientów Rr (Karwasiecka 2001). Ponieważ zakres paleotemperatur mezozoicznych mógł być zbliżony do paleozoicznych (por. Kotas 2001), to koncepcja mezozoicznego zdarzenia termicznego nie jest sprzeczna z poglądem, iż głównym okresem uwęglenia był późny karbon (i/lub przełom karbonu i permu), a geochronologiczne wieki mezozoiczne świadczą jedynie o ostatnim występowaniu tych temperatur, podczas gdy uwęglenie karbonu zasadniczo nastąpiło już podczas pierwszego okresu występowania tego przedziału temperatur. Na stopień uwęglenia uzyskany wskutek pograżania osadów przy podwyższonym gradiencie geotermicznym w późnym karbonie mogły nałożyć się procesy transportu ciepła spowodowane migracją gorących roztworów, które biorąc pod uwagę obecność stref zmineralizowanych w GZW i jego obrzeżu w utworach dewońskich i karbońskich oraz środkowotriasowych (por. Kurek 1988; Sas-Gustkiewicz i Dżułyński 1998), mogły krążyć zarówno w późnym paleozoiku, jaki i mezozoiku (Jura 2002; Poprawa i in. 2006), wpływając na różne procesy diagenetyczne; jednak ich wpływ na uwęglenie karbońskiej materii organicznej wydaje się być mało istotny.

Wnioski

Wyniki datowań apatytów za pomocą metody trakowej i helowej wykazały, że uwęglenie w GZW było głównie kontrolowane przez warunki podczas głębokiego waryscyjskiego pogrążenia. Utwory karbońskie GZW osiągnęły maksymalne wartości paleotemperatur na przełomie karbonu i permu na większości obszaru zagłębia. Temperatury w partiach stropowych karbonu wyniosły ponad 90–100°C na przeważającym obszarze GZW. W skali regionalnej utwory karbońskie GZW nie doświadczyły już później (w mezozoiku lub kenozoiku) wyższych temperatur. Nie wyklucza to oczywiście krótkotrwałych impulsów termicznych w zakresie temperatur znacznie poniżej 100°C, i/lub też lokalnych zjawisk związanych z ewentualnymi procesami hydrotermalnymi (o temperaturze rzędu 80–160°C). Dlatego przypuszczalne krótkotrwałe zdarzenie termiczne związane z migracją fluidów indukowaną przez procesy ekstensji – które mogło mieć miejsce w mezozoiku – zdecydowanie nie odgrywało istotnej roli w przeobrażeniu materii organicznej w utworach górnokarbońskich. Powstałe złoża węgla kamiennego i metanu w GZW są zatem efektem przede wszystkim procesów waryscyjskich.

Podziękowania

Dziękuję bardzo prof. J. Środoniowi, prof. R. Gradzińskiemu (ING PAN) i dr. hab. M. Doktorowi (ING PAN, AGH) za dostęp do niektórych próbek skalnych oraz owocną dyskusję dotyczącą ewolucji geologicznej GZW, a także za udostępnienie mikroskopu Nikon wraz z osprzętem do pomiarów trakowych. Dziękuję dr. F. Stuartowi (SUERC, East Kilbride, Wlk. Brytania) za wprowadzenie do metodyki helowej i umożliwienie wykonania tych badań, a dr. A. Carterowi (University College London, Wlk. Brytania) za wprowadzenie do metodyki badań trakowych, dr C. Persano i dr D. Barfod (SUERC) za pomoc w pracach laboratoryjnych, dr M. Paszkowskiemu (ING PAN) za wspólne prace terenowe i inspiracje w wielu istotnych kwestiach dotyczących ewolucji GZW. Powyższe badania były dofinansowane w ramach prac własnych (Nr 10.10.140.883) i statutowych WGGiOŚ AGH (nr 11.11.140.881), a także środków przeznaczonych na naukę w ING PAN (w 2001 r.). Podziękowania kieruję również do Royal Society (Londyn, Wlk. Brytania) za stypendium umożliwiające rozpoczęcie niniejszych badań (No. RS/NATO/99A/BII).

LITERATURA

- Adamczyk, Z. i Porszke, A. 2002. The role of diagenetic variability of Carboniferous from Drogomyśl IG1 borehole in evaluation of its gas-bearing potential. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi – Mineral Resources Management* 18, s. 67–82.
- Bełka, Z. 1993. Thermal and burial history of the Cracow–Silesia region assessed by conodont CAI analysis. *Tectonophysics* 227, s. 161–190.
- Botor, D. 2010. Stopień uwęglenia utworów nadkładu mezozoicznego (trias, jura) GZW. [W:] Lipiański, I. red. *Materiały 33 Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski*. Kraków, 21–22.04.2010, s. 15–20.

- Botor, D. i Anczkiewicz, A.A. 2010. Zastosowanie metody trakowej i helowej do rekonstrukcji termicznej basenów sedimentacyjnych. *Technika Poszukiwań Geologicznych* 1–2/2010, s. 133–149.
- Buła, Z. i Kotas, A. 1994. *Atlas geologiczny GZW. Mapy strukturalne*. PIG Warszawa.
- Chmura, K. 1970. *Własności fizykochemiczne skał karbońskich w GZW*. Katowice: Wydawnictwo Śląsk, 219 s.
- Chodyncka, L. i Sankiewicz, J. 1972. Magmatic intrusion in Lower Namurian in the Marklowice region. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 42, s. 309–326.
- Chodyncka, L. i Sankiewicz J. 1978. Bazaltes from Suminy area (Rybnik Coal Area). *Kwartalnik Geologiczny* 22, s. 119–130.
- Donelick i in. 2005 – Donelick, R.A., O’Sullivan, P.B. i Ketchum, R.A. 2005. Apatite fission-track analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, s. 49–94.
- Dumitru, T. 1993. A new computer-automated microscope stage system for fission-track analysis. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 21, s. 575–580.
- Dunkl, I. 2002. Trackkey: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computer and Geosciences* 28, s. 3–12.
- Farley, K.A. 2002. Helium dating: techniques, calibrations, and applications. W: *Noble gases in Geochemistry and Cosmochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, s. 819–844.
- Farley i in. 1996 – Farley, K.A., Wolf, R. i Silver, L. 1996. The effects of long-stopping distances on helium dates. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 60, s. 4223–4229.
- Gabzdyl, W. 1990. Petrograficzna charakterystyka tonsteinów GZW. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej – Seria Górnictwo* 187, s. 76–88.
- Gabzdyl, W. i Probierz, K. 1987. The occurrence of antracites in the area characterised by low-rank coals in the USCB. *International Journal of Coal Geology* 7, s. 209–225.
- Galbraith, R.F. 1990. The radial plot: graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, s. 207–214.
- Green, P.F. 1986. On the thermo-tectonic evolution of the Northern England: evidence from fission track analysis. *Geological Magazine* 123, s. 493–506.
- Harańczyk, C. 1979. Metallogenic evolution of the Silesia-Cracow region. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 95, s. 1–87.
- Heijlen i in. 2003 – Heijlen, W., Muchez, P., Banks, D.A., Schneider, J., Kucha, H. i Keppens, E. 2003. Carbonate-hosted Zn-Pb deposits in Upper Silesia, Poland: origin and evolution of mineralizing fluids and constraints on genetic models. *Economic Geology* 98, s. 911–932.
- Hurfurd, A.J. 1990. Standardization of fission track dating calibration: recommendations by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. *Chemical Geology* 80, s. 171–178.
- Jura, D. 2002. Coalification of organic matter related to fluid migration, deep situated fractures and tectonic junction in the USCB. *Documenta Geonica* 1, s. 95–104.
- Jura, D. i Trzepierczyński, J. 1996. Relationship between the tectonic structure and coal quality field in the USCB. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego* 1602, s. 21–29.
- Jurczak-Drabek, A. 1996. *Atlas petrograficzny jakości węgla GZW*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Karwasiecka, M. 2001. Wyniki badań dojrzałości termicznej materii organicznej w GZW. [W:] Plewa, S. red. *Rozpoznanie pola cieplnego ziemi w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dla potrzeb górnictwa i ciepłownictwa*. Kraków: Wydawnictwo IGSMiE PAN 90, s. 85–102.
- Ketchum i in. 2000 – Ketchum, A., Donelick, R. i Donelick, M.B. 2000. AFTSolve: a program for multi-kinetic modeling of apatite fission track data. *Geological Materials Research* 2. s. 1–32.
- Kędzior, S. 2008. Potencjał zasobowy metanu pokładów węgla w Polsce w kontekście uwarunkowań geologicznych. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi – Mineral Resources Management* 24, s. 155–173.
- Kędzior, S. 2009. Accumulation of coal-bed methane in the south-west part of the Upper Silesian Coal Basin. *International Journal of Coal Geology* 80, s. 20–34.
- Kędzior, S. 2011. The occurrence of a secondary zone of coal-bed methane in the southern part of the Upper Silesian Coal Basin (southern Poland): potential for methane exploitation. *International Journal of Coal Geology* 86, s. 157–168.

- Kędzior, S. i Jelonek, I. 2013. Reservoir parameters and maceral composition of coal in different Carboniferous lithostratigraphical series of the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *International Journal of Coal Geology* 111, s. 98–105.
- Kędzior i in. 2013 – Kędzior, S., Kotarba, M.J. i Pękała, Z. 2013. Geology, spatial distribution of methane content and origin of coalbed gases in Upper Carboniferous (Upper Mississippian and Pennsylvanian) strata in the south-eastern part of the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *International Journal of Coal Geology* 105, s. 24–35.
- Kolcoń, I. i Wagner, M. 1983. Węgiel brunatny z dolomitów kruszczońskich złoża cynku i ołowiu Pomorzany koło Olkusza. *Kwartalnik Geologiczny* 27, s. 739–754.
- Komorek, J. 1996. Anizotropia optyczna węgla w pokładach typu 31 do 42 w GZW. *Prace Geologiczne PAN* 140, s. 1–71.
- Komorek, J. i Morga, R. 2002. Relationship between the maximum and the random reflectance of vitrinite for coal from the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *Fuel* 81, s. 969–971.
- Kosakowski i in. 1995 – Kosakowski, P., Botor, D. i Kotarba, M. 1995. Próba oceny wielkości erozji i warunków paleotermicznych w GZW. [W:] Ney, R. i Kotarba, M. red. *Opracowanie modeli oraz bilansu generowania i akumulacji gazów w serii węglonośnej GZW*. Kraków: Wydawnictwo CPPGMI PAN, s. 41–51.
- Kotarba, M.J. 2001. Composition and origin of coalbed gases in the Upper Silesian and Lublin basins, Poland. *Organic Geochemistry* 32, s. 163–180.
- Kotas, A. 1971. Uwagi o metamorfizmie węgla w GZW. *Zeszyty Naukowe AGH – Geologia* 14, s. 7–25.
- Kotas, A. 1982. Zarys budowy geologicznej GZW. [W:] Różkowski, A. i Ślusarz, J. red. *Przewodnik LIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, s. 45–72.
- Kotas, A., 1995. Litostratigraphy and sedimentologic–paleogeographic development, Upper Silesia Coal Basin. [W:] Zdanowski, A. i Żakowa, H. red. *The Carboniferous System in Poland*, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego 148, s. 124–136.
- Kotas, A. 2001. Niektóre aspekty interpretacji gradientów dojrzałości termicznej osadów karbońskich GZW. [W:] Lipiński, I. red. *Materiały 24 Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski*, 14–15.04.2001, Kraków, s. 45–51.
- Kotas i in. 1983 – Kotas, A., Gądek, S., Buła, Z., Kwarciniński, J. i Malicki, J., 1983. *Atlas geologiczny GZW. Mapy jakości węgla (1:100 000)*. Warszawa, Państwowy Instytut Geologiczny.
- Kotas, A. red. 1994 – Coal–bed methane potential of the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 142, s. 1–181.
- Kozłowski, A. 1995. Origin of the Zn–Pb ores in the Olkusz and Chrzanów districts: a model based on fluid inclusions. *Acta Geologica Polonica* 45, s. 84–141.
- Kuhl, J. i Drewniak, R. 1977. Hydrothermal mineralization of the Siodłowe Beds in the Szombierki Coal Mine. *Bulletin of the Polish Academy of Science* 25, s. 23–29.
- Kurek, S. 1988. Mineralizacja Zn–Pb w górnopaleozoicznych utworach NE części GZW. *Przeгляд Geologiczny* 36, s. 396–401.
- Łapot, W. 1992. Petrografia tonsteinów z GZW. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego* 1540, 110 s.
- Lewchuk, M.T. i Symons, D.T.A. 1996. Age and duration of MVT ore mineralizing events. *Geology* 23, s. 233–236.
- Marynowski, L. i Wyszomirski, P. 2008. Organic geochemical evidences of early–diagenetic oxidation of the terrestrial organic matter during the Triassic arid and semi–arid climatic conditions. *Applied Geochemistry* 23, s. 2612–2618.
- Marynowski i in. 2007 – Marynowski, L., Zatoń, M., Bernd, R.T., Simoneit, Otto, A., Jędrysek, M.O., Grelowski, C. i Kurkiewicz, S., 2007. Compositions, sources and depositional environments of organic matter from the Middle Jurassic clays of Poland. *Applied Geochemistry* 22, s. 2456–2485.
- Mazurek i in. 2006 – Mazurek, M., Hurford, A.J. i Leu, W. 2006. Unravelling the burial history of the Swiss Molasse Basin: integration of apatite fission track, vitrinite reflectance and biomarker isomerisation analysis. *Basin Research* 18, s. 27–50.
- Misiak, J. 2011. Microlithotype profile of the coal seam no. 116/2 (Libiąż beds) with facial interpretation – ZG Janina (USCB). *Gospodarka Surowcami Mineralnymi – Mineral Resources Management* 27, s. 5–15.

- Misiak, J. 2006. Petrography and depositional environment of the No. 308 coal seam (Upper Silesian Coal Basin, Poland) – a new approach to maceral quantification and facies analysis. *International Journal of Coal Geology* 68, s. 117–126.
- Morga, R. 2000. Anizotropia optyczna węgla w pokładach zaburzonych tektonicznie w GZW. *Prace Geologiczne PAN* 148, 86 s.
- Narkiewicz, M. 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geological Quarterly* 51, s. 231–256.
- Nawrocki i in. 2010 – Nawrocki, J., Krzeminski, L. i Pańczyk, M. 2010. Ar–Ar ages of rocks and minerals from the Kraków–Lubliniec Fault Zone, and their relation to the Paleozoic structural evolution of the Małopolska and Brunovistulian terranes. *Geological Quarterly* 54, s. 289–300.
- Nowak, G.J. 1999. Thermal maturity of organic matter in the Miocene sediments of the Carpathian Foredeep as revealed by optical methods. [W:] Peryt, T. red. Analysis of the Tertiary Basin in the Carpathian Foredeep. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 168, s. 211–220.
- Oberc, J. 1993. Deep seated–fault zones and influence strip–slip fracture (Hamburg–Kraków) on development of the major folding zone in Moravo–Silesia Mobile belt. *Kwartalnik Geologiczny* 37, s. 16–19.
- Pilcher i in. 1991 – Pilcher, R.C., Biblie, C.J., Glicker, R., Machesky, L., i Williams, J.M. 1991. Assessment of the potential for economic development and utilization of coal–bed methane in Poland. *Report of the United States Environmental Protection Agency*, 89 s.
- Poprawa i in. 2006 – Poprawa, P., Buła, Z. i Jurczak–Drabek, A. 2006. Historia termiczna NE części basenu morawsko–śląskiego: wstępne wyniki modelowania dojrzałości termicznej. [W:] Lipiarski, I. red. *Materiały 29 Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski*, Kraków, s. 105–113.
- Poprawa i in. 2002 – Poprawa, P., Pelczarski, A. i Szewczyk, J. 2002. Post–orogenic uplift and erosion of the Polish Carpathian Foredeep – constrains from compaction analysis. *Geologica Carpathica* 53, s. 251–259.
- Pozzi, M. 1996. Anizotropia optyczna węgla w pokładach rejonu Jastrzębia jako przejaw naprężeń tektonicznych. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej – Seria Górnictwo* 229, s. 1–98.
- Probierz, K. i Marcisz, M. 2010. Changes of coking properties with depth of deposition in coal seams of Zofiówka monocline (SW part of Upper Silesian Coal Basin). *Gospodarka Surowcami Mineralnymi – Mineral Resources Management* 26, s. 71–87.
- Ptak, B. i Rożkowski, A. 1995. *Atlas geochemiczny złóż węgla w GZW*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Repetski, J.E. i Narkiewicz, M. 1996. Conodont color and surface textural alteration in the Muschelkalk of the Silesia–Cracow Zn–Pb district. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 154, s.113–121.
- Roscher, M. i Schneider, J.W. 2006. Permo–Carboniferous climate: Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of central Europe in a regional context. [W:] Lucas, S. G., Cassinis, G. i Schneider, J. W. red. Non–Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology. *Geological Society of London Special Publications* 265, s. 95–136.
- Rożkowski, A. 1995. Factors controlling the groundwater flow conditions of the Carboniferous strata in the Upper Silesian coal basin, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 65, s. 53–66.
- Sas–Gustkiewicz, M. i Dżułyński, S. 1998. On the origin of strata–bound Zn–Pb ores in the Upper Silesia, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 68, s. 267–278.
- Sas–Gustkiewicz, M. i Kwiecińska, B. 1994. Humic–sourced organic matter from the Upper Silesia Zn–Pb deposits. *International Journal of Coal Geology* 26, s. 135–154.
- Środoń, J. 1995. Reconstruction of maximum paleotemperatures at present erosional surface of the Upper Silesia Coal Basin based on the composition of the illite/smectite in shales. *Studia Geologica Polonica* 108, s. 9–19.
- Środoń i in. 2006 – Środoń, J., Banaś, M., Clauer, N. i Wójtowicz, A. 2006. K–Ar evidence for a Mesozoic thermal event superimposed on burial diagenesis of the Upper Silesia Coal Basin. *Clay Minerals* 41, s. 669–690.
- Świerczewska, A. 2005. The interplay of the thermal and structural histories of the Magura Nappe in Poland and Slovakia. *Mineralogica Polonica* 36, s. 91–144.
- Szafran, S. i Wagner, M., 2000. Geotektoniczne przyczyny zmian średniej refleksyjności huminitu/witrynit w materii organicznej miocenu w Zasadlisku Przedkarpackim. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej – Seria Górnictwo* 246, s. 517–532.

- Wagner, M. i Kołcoń, I. 1982. Studium petrologiczne twardego węgla brunatnego z Poręby koło Zawiercia. *Kwartalnik Geologiczny*, s. 533–544.
- Wodzicki, A. 1987. Origin of the Cracovian–Silesia Zn–Pb deposits. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 57, s. 3–36.
- Żywiecki, M.M. 2004. Określenie maksymalnej temperatury, ciśnienia i chemicznego składu fluidów w GZW. [W:] *Ewolucja Geologiczna Zapadliska Górnośląskiego w świetle wyników badań termicznych i tektonicznych. Raport projektu PCZ-07-1. PIG E3*, Warszawa, Państwowy Instytut Geologiczny, 19 s.

WIEK UWĘGLENIA OSADÓW GÓRNOKARBOŃSKICH W GÓRNOŚLĄSKIM ZAGŁĘBIU WĘGLOWYM W ŚWIETLE DATOWAŃ APATYTÓW ZA POMOCĄ METODY TRAKOWEJ I HELOWEJ

Słowa kluczowe

Górnośląskie Zagłębie Węglowe, uwęglenie, historia termiczna, metoda trakowa,
metoda helowa, apatyt

Streszczenie

Przeprowadzono datowania za pomocą metody trakowej i helowej dla apatytów z utworów karbońskich w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym w celu określenia ram czasowych procesów uwęglenia. Pomierzone centralne wieki trakowe apatytów mieszczą się w przedziale od 259 ± 11 (późny perm) do 103 ± 6 milionów lat (wczesna kreda), a średnia długość traków waha się od $11,7 \pm 0,2$ do $13,7 \pm 0,1$ μm . Wszystkie wieki trakowe są młodsze od wieku stratygraficznego analizowanych próbek, wskazując znaczne zaawansowanie procesów diagenetycznych. Próbki z zachodniej i środkowej części GZW mają wieki trakowe od późnego permu do środkowego/późnego triasu (259 ± 11 do 214 ± 10 mln lat). Jednomodalne rozkłady długości traków i ich średnie wartości wskazują na pojedyncze, względnie szybkie zdarzenie postwarwysyjskiego wychładzania do temperatury poniżej 60°C , co jest zgodne ze znaczną erozją postinwersyjną utworów górnokarbońskich po fazie asturyjskiej. W pozostałej części mezozoiku następowało wolniejsze wychładzanie. Próbki ze wschodniej i NE części GZW mają wieki trakowe od późnego triasu do wczesnej kredy (210 ± 10 do 103 ± 6 milionów lat). Charakteryzuje je względnie krótsza średnia długość traków i wyższe odchylenia standardowe, a także w przypadku części próbek bimodalny i/lub mieszany charakter rozkładów długości. Jest to razem wskazówką bardziej złożonej historii termicznej, z długim okresem przebywania w PAZ i możliwym drugim zdarzeniem termicznym. Wieki helowe apatytów w całym basenie są wczesnokredowe ($144,1 \pm 11$ do $108,1 \pm 8$ milionów lat), wskazując raczej na wolne postwarwysyjskie wychładzanie lub możliwe mezozoiczne podgrzanie karbonu do temperatury nie większej niż $60\text{--}70^\circ\text{C}$, które spowodowało częściową dyfuzję helu i odmłodzenie wieków helowych, ale równocześnie nie spowodowało znaczącego zablźniania traków na większości obszaru GZW. Jedynie w NE części GZW podgrzanie mezozoiczne mogło być nieco wyższe, do temperatury $70\text{--}85^\circ\text{C}$, powodując odmłodzenie wieków trakowych, zwłaszcza przy długim okresie przebywania w PAZ. Mezozoiczny impuls termiczny był przypuszczalnie spowodowany cyrkulacją gorących roztworów związaną z procesami ekstensji. Powyższe zakresy temperatur i czas ich występowania świadczą, że uwęglenie materii organicznej w GZW nastąpiło zasadniczo z końcem okresu karbońskiego.

TIMING OF COALIFICATION OF THE UPPER CARBONIFEROUS SEDIMENTS IN THE UPPER SILESIA COAL BASIN ON THE BASIS OF BY APATITE FISSION TRACK AND HELIUM DATING**Key words**

Upper Silesia Coal Basin, coalification, thermal history, fission-track analysis, helium radiometric dating, apatite

Abstract

The apatite fission track and helium dating were used to provide a temporal framework for the coal rank data in the Upper Silesia Coal Basin. Measured apatite fission-track (AFT) central ages from sandstones and tonsteins in the USCB range from 259±11 (Permian) to 103±6 Ma (Early Cretaceous), with mean track lengths ranging from 11.7±0.2 to 13.7±0.1 μm. All AFT ages are younger than sample stratigraphic ages, indicating substantial post-depositional annealing. Samples from the western and central part of the USCB yield AFT ages of Permian to Late Triassic (259±11 to 214±10 Ma). Mean track lengths and unimodal track length distributions of these samples are indicative of a single relatively rapid Variscan cooling event to below 60°C consistent with erosion during the Asturian inversion of the basin. This was followed by slower cooling during the Mesozoic. The samples from the eastern and NE part of the USCB have AFT ages from Late Triassic to Early Cretaceous (210±10 Ma to 103±6 Ma). The relatively shorter mean track length and higher standard deviation, combined with a bimodal and/or mixed fission track length distribution in some samples, is indicative of a more complex thermal history with possibly a thermal event separated by a prolonged period in the PAZ. Apatite helium ages of samples from across the basin range from 144.1±11 to 108.1±8 Ma (Early Cretaceous) indicating rather slow, post-Variscan inversion cooling or the possible mid-Mesozoic re-heating where temperatures reached only to 60–70°C. It was high enough for partial He loss from the apatite but not enough to anneal fission tracks in the most areas of the USCB. Only in the NE part of the USCB Mid-Mesozoic re-heating could be able to increase temperature to ~70–85°C causing partially resetting AFT (particularly during long stay in PAZ). Mid-Mesozoic re-heating would be caused by a hot fluid circulation related to extensional tectonic development. The timing and temperature range from thermochronological analysis imply that major coalification processes occurred in the latest Carboniferous period.

