WYNIKI BADAŃ MATERII ORGANICZNEJ, HISTORII POGRĄŻANIA I EWOLUCJI TERMICZNEJ

Izabella GROTEK

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA ORAZ DOJRZAŁOŚĆ TERMICZNA MATERII ORGANICZNEJ ROZPROSZONEJ W UTWORACH DEWONU DOLNEGO–KREDY DOLNEJ

WSTĘP

Charakterystykę petrologiczną rozproszonej materii organicznej w otworze Wilga IG 1 wykonano na podstawie analizy 23 próbek z interwału głęb. 1094,5–3538,0 m. Próbki pobrano z utworów dewonu dolnego (4), karbonu (wizen – 2, serpuchow – 1, baszkir – 12), permu (2), jury dolnej (1) oraz kredy dolnej (1).

Podstawę analityczną pracy stanowią badania mikroskopowe wykonane w świetle odbitym białym oraz ultrafioletowym umożliwiającym identyfikację składników lipidowych. Ocenę dojrzałości termicznej materii organicznej, zawartej w analizowanym profilu utworów, wykonano na podstawie pomiarów zdolności refleksyjnej witrynitu i/lub bituminu w utworach karbonu, permu, jury i kredy oraz materiału witrynitopodobnego w utworach dewonu. Składniki te charakteryzują się liniowym wzrostem zdolności odbicia światła wraz ze wzrostem stopnia przeobrażenia (Stach i in., 1982; Taylor i in., 1998). Analizę przeprowadzono w imersji przy użyciu: wzorców ze szkła optycznego o refleksyjności 0,907 i 1,722%, filtru monochromatycznego o długości fali 546 nm, olejku imersyjnego o $n_D = 1{,}515$ w temp. 20–25°C. Pomiary wykonano na fragmentach materii organicznej o wielkości powyżej 5 μm. Wyniki pomiarów (wartości średnie $\%R_O$) przedstawiono w tabeli 20. Analizę ilościową przeprowadzono metodą planimetrowania powierzchni preparatów, przy skoku mikrośruby równym 0,2 mm. Podczas opisu składników petrograficznych stosowano nomenklaturę i klasyfikację przyjętą przez Międzynarodowy Komitet Petrologii Węgla (ICCP – International Committee for Coal and Organic Petrology, 1994). Badania wykonano w mikroskopie badawczym Axio Imager firmy Zeiss z optyką ICS (Infinity Colour Corrected System), z wyposażeniem optycznym do światła odbitego oraz do badań fluorescencyjnych (lampa HBO 100), tj.: zestawem mikrofotometru (Spektrometr CCD SPECTRA VISION) z systemem fotometrycznym oraz specjalistycznym oprogramowaniem PMT 200 firmy J&M GmbH do pomiarów zdolności refleksyjnej materii organicznej.

WYNIKI ANALIZY MIKROSKOPOWEJ

Dewon

Utwory dewonu dolnego przeanalizowano w 4 próbkach mułowców i węglanów z interwału głęb. 3231,5–3538,0 m (tab. 20). Zawierają one ubogi materiał organiczny, który stanowi 0,10–0,20% planimetrowanej powierzchni próbki. Skład petrograficzny materii organicznej badanych mułowców głównie jest reprezentowany przez materiał liptynitowy (60–80%) oraz składniki witrynitopodobne (20–30%). Osady węglanowe warstw stropowych są natomiast wyraźnie wzbogacone w asocjację organiczno-mineralną typu bitumicznego (50%), z którą współwystępują (20%) macerały liptynitu (głównie alginit i liptodetrynit) oraz bitumin (20%), z niewielkim udziałem materiału witrynitopodobnego (5%).

Dojrzałość termiczna analizowanych utworów dewonu dolnego odpowiada głównej fazie generowania ropy naftowej. Zdolność refleksyjna autogenicznego materiału witrynitopodobnego wzrasta wyraźnie wraz z głębokością pogrążenia od 0,76% R_O na głęb. 3231,5 m do 0,90% R_O na głęb. 3538,0 m. Uzyskane dane wskazują na maksymalne paleotemperatury diagenezy rzędu 80–100°C (Gaupp, Batten, 1985).

Tabela 20

Analiza mikroskopowa materii organicznej rozproszonej w profilu utworów dewonu–kredy dolnej z otworu Wilga IG 1

Microscope analysis of the organic matter dispersed in the Devonian–Lower Cretaceous deposits from the Wilga IG 1 borehole

Głębokość Depth [m]	Wiek Age	Litologia Lithology	Witrynit Vitrinite [%]	Inertynit Inertinite [%]	Liptynit Liptinite [%]	AOM [%]	Bitumin Bitumen [%]	R_O	Zakres pom.*	R_{red}
1094,5	kreda dolna	mułowiec	70	10	15	5	–	0,48	0,40–0,52	0,57
1583,5	jura dolna	iłowiec	70	10	10	10	–	0,50	0,44–0,55	–
2113,5	perm (cechsztyn)	dolomit / iłowiec	50	15	10	15	–	0,52	0,45–0,67	–
2285,0		łupek	60	20	20	–	–	0,54	0,47–0,69	0,78
2450,0	karbon (baszkir)	mułowiec	70	20	10	–	–	0,55	0,50–0,71	0,97
2461,4		piaskowiec	50	20	30	–	–	0,56	0,50–0,73	0,65
2471,9		piaskowiec	60	20	20	–	–	0,55	0,49–0,71	–
2475,8		łupek / węgiel	60	10	30	–	–	0,58	0,52–0,69	–
2498,4		mułowiec	75	15	10	–	–	0,65	0,55–0,78	–
2541,5		mułowiec	90	10	–	–	–	0,66	0,54–0,79	1,19
2600,8		piaskowiec	70	10	20	–	–	0,64	0,52–0,76	0,75
2728,3		mułowiec	70	5	20	5	–	0,75	0,62–0,88	0,91
2769,5		iłowiec	80	10	10	–	–	0,73	0,63–0,84	–
2830,9		piaskowiec	80	10	10	–	–	0,69	0,55–0,80	0,83
2880,0		piaskowiec / mułowiec	80	10	5	5	–	0,64	0,52–0,78	0,79
2937,5		mułowiec / piaskowiec	60	20	10	10	–	0,68	0,57–0,85	0,90
3012,0	karbon (serpuchow)	iłowiec / mułowiec	10	10	10	50	20	0,62	0,55–0,76	0,84
3065,6	karbon (wizen)	iłowiec	80	5	15	–	–	0,60	0,53–0,72	1,02
3094,5		mułowiec	60	20	10	10		0,75	0.59–0,83	–
3231,5	dewon dolny	dolomit	5	5	20	50	20	0,76	0,59–0,87	0,97
3268,0		mułowiec	30	10	60	–	–	0,80	0,61–0,90	1,08
3397,9		mułowiec	30	–	70	–	–	0,83	0,53–0,94	0,98
3538,0		mułowiec	20	–	80	–	–	0,90	0,68–0,99	1,02

AOM – asocjacja organiczno-mineralna typu sapropelowego, R_O – średnia refleksyjność witrynitu *in situ*, * zakres pomiarów współczynnika R_O na macerałach witrynitu, R_{red} – średnia refleksyjność witrynitu redeponowanego

AOM – organic-miner association sapropelic type, R_O – random value of the vitrinite *in situ* reflectivity; * range of the reflectivity index of the *in situ* vitrinite macerals, R_{red} – random value of the reworked vitrinite

Karbon

Utwory karbonu (wizen, serpuchow, baszkir), przebadane w 15 próbkach osadów klastycznych (piaskowce, iłowce i mułowiec) z interwału głęb. 2450,0–3094,5 m, są ogólnie wzbogacone w autogeniczny materiał organiczny typu humusowego. Jego zawartość zmienia się w granicach 0,4–10,0% planimetrowanej powierzchni próbki, oscylując najczęściej wokół 1%. Najliczniej reprezentowanym składnikiem organicznym jest witrynit, występujący najczęściej jako jednorodny kolotelinit. Jego ilość zmienia się od 50 do 90% materii organicznej w osadzie, a jedynie w iłowcach i mułowcach serpuchowu z głęb. 3012,0 m nie przekracza 10% (tab. 20). Witrynit *in situ* tworzy różnej grubości (5–30 μm) i długości (30–250μm) laminy oraz soczewki, czasami ma postać gniazdowych skupień w porach skały. Obserwuje się również drobne (3–10 μm), ostrokrawędziste i obtoczone ziarna witrodetrynitu, pochodzące z redepozycji. Bardzo rzadko materiał witrynitowy stanowi masę podstawową, zawierającą macerały liptynitu i inertynitu ułożone równolegle do warstwowania skały (trimaceryt). Sporadycznie w osadach baszkiru występuje telinit z zachowaną strukturą komórkową. Światła komórek są wypełnione minerałami ilastymi, żywicami oraz pirytem.

Macerały grupy inertynitu występują powszechnie w utworach karbonu. Ich względna zawartość wynosi najczęściej 5–10% materii organicznej w skale. Są reprezentowane głównie przez fuzynit, semifuzynit oraz inertodetrynit. Fuzynity występują zarówno jako macerały *in situ*, jak i redeponowane. Tworzą one różnej wielkości okruchy, soczewki i laminy o grubości od kilku do kilkudziesięciu mikromilimetrów. Najczęściej są to pokruszone i sprasowane komórki roślinne. Semifuzynit ma zazwyczaj formę masywną, amorficzną, rzadko z zachowaną strukturą komórkową. Dość licznie zaznacza się obecność sklerotynitu, sporadycznie występują drobne skupienia mikrynitu, głównie w utworach wizenu.

Bardzo charakterystyczne dla karbońskiej materii organicznej są macerały liptynitu. Stanowią one od 5 do 30% mikrokomponentów organicznych w osadzie. Najliczniej są

reprezentowane przez sporynit i kutynit oraz liptodetrynit, fluoryzujące w kolorach od żółtego do pomarańczowo-brunatnego. Sporynit jest zbudowany z fragmentów oraz dobrze zachowanych mikrospor. Kutynit występuje najczęściej w formie falistych lamin i wstążek różnej długości, często spotykane są bardzo dobrze zachowane okazy o wyraźnych, charakterystycznych ząbkowanych brzegach. Znacznie rzadziej jest reprezentowany rezynit, który wypełnia najczęściej wnętrza komórek lub tworzy pojedyncze soczewki, pasemka lub formy drobnodyspersyjne. Lokalnie obserwuje się występowanie alginitu i bituminitu. W pojedynczych poziomach utworów karbonu zaznacza się obecność asocjacji organiczno-mineralnej typu bitumicznego. Występuje ona najczęściej w postaci przemazów, lamin, soczewek i gniazdowych skupień. Miejscami, w iłowcach serpuchowu, tworzy masę podstawową, w której tkwi detrytus organiczny, reprezentowany najczęściej przez liptodetrynit oraz bitumin.

Dojrzałość termiczna analizowanych utworów karbonu odpowiada głównej fazie generowania ropy naftowej. Wartość wskaźnika refleksyjności pomierzona na autogenicznym witrynicie zmienia się od 0,49 do 0,88%. Wyliczone wartości średnie wahają się od 0,55% R_O (serpuchow) do 0,75% R_O (wizen), wykazując słabą tendencję wzrostową wraz z głębokością pogrzebania osadów (tab. 20; fig. 41). Materiał redeponowany ma wartości refleksyjne w granicach 0,65–1,19% R_O. Dane te wskazują na maksymalne paleotemperatury diagenezy osadów rzędu 60–90^{0}C (Gaup, Batten, 1985).

Perm

Utwory ilasto-węglanowe cechsztynu z głęb. 2113,5 i 2285,0 m zawierają dość ubogi materiał organiczny (0,30% C_{org}), którego głównym składnikiem jest witrynit (kolotelinit), stanowiący 50–60% materii organicznej w osadzie (tab. 20). Współwystępują z nim macerały inertynitu (semifuzynit oraz sfuzynityzowane szczątki organiczne – 15–20%). Badane utwory zawierają również pierwotny materiał liptynitowy, w skład którego wchodzą liczne alginity, liptodetrynit oraz bituminit. Stanowią one 10–20% materii organicznej. Obserwuje się również obecność asocjacji organiczno-mineralnej typu bitumicznego (15%).

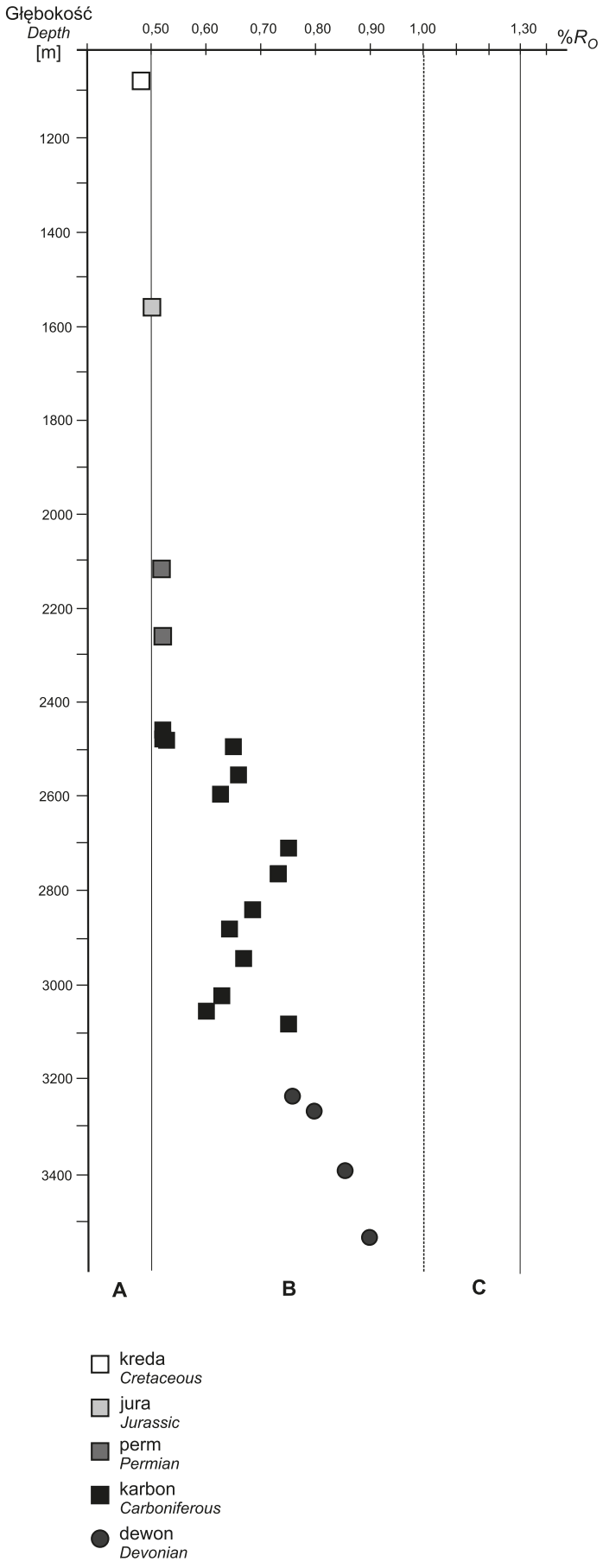


Fig. 41. Zmiany wartości współczynnika refleksyjności witrynitu w profilu utworów dewonu–kredy w otworze Wilga IG 1

A – osady niedojrzałe; **B** – główna faza generowania ropy naftowej; **C** – faza generowania gazów mokrych i kondensatów

Values of vitrinite reflectance index versus depth in the profile of the Devonian–Cretaceous deposits

A – immature sediments; **B** – main phase of oil generation; **C** – phase of wet gas and condensate generation

Dojrzałość termiczna utworów cechsztynu odpowiada wczesnej fazie generowania ropy naftowej. Średnia wartość współczynnika refleksyjności autogenicznego witrynitu wynosi 0,52–0,54% R_O, a zakres pomiarów waha się w granicach 0,45–0,69% R_O, wskazując na maksymalne paleotemperatury rzędu 60–80°C (Gaupp, Batten, 1985).

Jura i kreda

Z utworów jury i kredy przeanalizowano pojedyncze próbki, tj.: wzbogacone w materię organiczną (2,2% C_{org}) mułowce kredy dolnej z głęb. 1094,5 m oraz ubogie w składniki organiczne (0,10% C_{org}) iłowce jury dolnej z głęb. 1583,5 m. Podstawowym komponentem organicznym są macerały grupy witrynitu i huminitu. Stanowią one ok. 70% materii organicznej w skale (tab. 20). Występują najczęściej w postaci wydłużonych soczewek i lamin zróżnicowanej wielkości, od kilku do kilkudziesięciu mikrometrów. Towarzyszą im macerały inertne (10%), zbudowane z inertodetrynitu, amorficznego semifuzynitu, fuzynitu często z zachowaną strukturą tkankową oraz macerały grupy liptynitu (10–15%), reprezentowane przez bituminit, kutynit, sporynit, żywice, liptodetrynit oraz nieliczny alginit, fluoryzujący w kolorze żółtym i pomarańczowym.

Dojrzałość termiczna materii organicznej rozproszonej w utworach jurajskich i kredowych jest dość niska. Średnia zdolność refleksyjna pomierzona na macerałach grupy witrynitu i huminitu wynosi 0,48 i 0,50% R_O, wskazując na wczesną fazę generowania ropy naftowej (tab. 20, fig. 41). Wartości te odpowiadają maksymalnym paleotemperaturom diagenezy rzędu 50–60°C (Gaupp, Batten, 1985).

Ewa KLIMUSZKO

CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA UTWORÓW DEWONU–KREDY DOLNEJ

W otworze Wilga IG 1 badania geochemiczne materii organicznej zostały przeprowadzone dla utworów dewonu dolnego i górnego, karbonu (wizen, serpuchow i baszkir), a także jury dolnej i środkowej oraz kredy dolnej (pojedyncze próbki). Wykonano oznaczenia zawartości węgla organicznego, ilościowe oznaczenie bituminów, podział na poszczególne frakcje w bituminach wydzielonych ze skały (węglowodory nasycone, aromatyczne, asfalteny i żywice). Szczegółowe badania frakcji węglowodorów nasyconych, czyli oznaczenie zawartości poszczególnych n-alkanów i węglowodorów izoprenoidowych, przeprowadzono dla wybranych próbek z utworów karbonu. Analizy geochemiczne zostały wykonywane w Instytucie Górnictwa Naftowego i Gazownictwa w Krakowie pod kierownictwem I. Matyasik, a także w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG–PIB.

ILOŚĆ OZNACZONEJ MATERII ORGANICZNEJ

W utworach dewonu dolnego zawartość węgla organicznego jest mała i wynosi średnio 0,10% (min. 0,05%, maks. 0,18%), (tab. 21, fig. 42). Ilość wydzielonych bituminów z tych utworów jest bardzo mała. W składzie bituminów ilość węglowodorów oraz żywic i asfaltenów jest zrównoważona (fig. 43). W składzie węglowodorów znaczną przewagę ilościową mają węglowodory nasycone nad węglowodorami aromatycznymi (tab. 21, fig. 43). W utworach dewonu górnego ilość węgla organicznego jest mała (śr. 0,16%), śladowa w stropie profilu (tab. 21, fig. 42). Uwzględniając, że są to utwory węglanowe, można je określić jako „słabe”, a w stropie jako „biedne” skały macierzyste do generowania węglowodorów (fig. 42). Ilość bituminów oznaczona jedynie w spągu utworów dewonu górnego jest duża (tab. 21). W wydzielonych bituminach udział węglowodorów jest duży i wynosi 73%. W składzie węglowodorów przeważają węglowodory nasycone nad aromatycznymi (fig. 43). Wyliczona wartość współczynnika migracji, czyli stosunek ilości węgla organicznego w skale do ilości węglowodorów w tej skale, wskazuje, że bituminy w dolomicie są epigenetyczne z osadem (Gondek, 1980).

W utworach wizenu zawartość węgla organicznego jest różna, duża w spągu, gdzie wynosi 1,09%, a niższa w wyższych partiach – 0,67%–0,69% (tab. 21, fig. 42). Można uznać te utwory za „dobre” i „słabe” skały macierzyste do generowania węglowodorów. Zawartość bituminów w tych utworach jest mała 0,009% (tab. 21). Zawartość węgla organicznego w utworach serpuchowu generalnie jest wysoka i wynosi średnio 1,79–2,12% (tab. 21, fig. 42). Ilość C_{org} w tych utworach pozwala określić je jako „dobre” i „bardzo dobre” skały macierzyste do generowania węglowodorów (fig. 42). Zawartość bituminów również jest duża (tab. 21). Udział węglowodorów w bituminach występujących w podwyższonej ilości jest duży (tab. 21). W składnikach labilnych w składzie nieznacznie przeważają węglowodory nasycone nad węglowodorami aromatycznymi (tab. 21, fig. 43). Klastyczne utwory baszkiru i moskowu ogólnie zawierają dużą ilość węgla organicznego, ale jest ona zróżnicowana – waha się od 0,09% do maks. 3,42% i jest rozłożona nierównomiernie (tab. 21, fig. 42). Utwory baszkiru i moskowu są skałami: „biednymi”, „słabymi”, „dobrymi”, a także punktowo „bardzo dobrymi” do generowania

Tabela 21

Dane geochemiczne z otworu wiertniczego Wilga IG 1

Geochemical data from the Wilga IG 1 borehole

Głębokość [m] Depth	Stratygrafia Stratigraphy	Litologia Lithology	Zawartość bituminów [%] Bitumen content	Zawartość $C_{org.}$ [%] $C_{org.}$ content	Zawartość % węglowodorów w bitumininach Hydrocarbon content % in bitumens	Zawartość % węglowodorów w skale Hydrocarbon content % in rock	Zawartość % węglowodorów nasyconych Saturated hydrocarbons contents %	Zawartość % węglowodorów aromatycznych Aromatic hydrocarbons contents %	Zawartość % żywic i asfaltenów Resin and asphaltene content %	Współczynnik migracji Coefficient migration
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**
1094,50	K_1	MLC	0,036	2,16	52,8	0,019	44,3	8,3	47,2	0,009
1507,45	J_2	ILC	–	0,24	–	–	–	–	–	–
1583,50	J_1	ILC	–	0,07	–	–	–	–	–	–
2087,00	Pz	MLC	–	0,38	–	–	–	–	–	–
2113,50	Pz	DOL + IL	0,153	1,16	18,1	0,028	9,4	8,7	81,9	0,024
2285,10	Pz	LPKdol	0,711	11,58	19,5	0,139	10,7	8,8	80,5	0,012
2361,00	Cm	MLC	–	0,35	–	–	–	–	–	–
2450,00	Cb	MLC	0,013	1,07	–	–	–	–	–	–
2476,50	Cb	ILC	0,022	3,42	28,9	0,006	17,3	11,6	71,1	0,002
2498,40	Cb	MLC	–	0,67	–	–	–	–	–	–
2541,50	Cb	MLC	–	0,34	–	–	–	–	–	–
2593,80	Cb	MLC	–	0,56	–	–	–	–	–	–
2606,30	Cb	MLC	–	0,78	–	–	–	–	–	–
2656,00	Cb	MLC	–	0,09	–	–	–	–	–	–
2694,50	Cb	MLC	–	0,20	–	–	–	–	–	–
2729,50	Cb	MLC	0,006	0,72	–	–	–	–	–	–
2769,50	Cb	ILC	0,013	2,08	–	–	–	–	–	–
2880,00	Cb	PSC + ML	–	0,79	–	–	–	–	–	–
2937,40	Cb	MLC	0,026	2,69	22,6	0,006	10,4	12,2	77,4	0,002
2937,50	Cb	MLC	0,011	1,92	20,0	0,002	9,5	10,5	80,0	0,001
3012,00	Cs	ILC	0,119	2,12	53,6	0,064	32,1	21,5	46,4	0,030
3012,10	Cs	MLC	0,114	1,79	43,0	0,050	22,5	20,5	57,0	0,028
3046,20	Cv	MLC	–	0,67	–	–	–	–	–	–
3065,60	Cv	ILC	–	0,69	–	–	–	–	–	–
3094,00	Cv	MLC	0,009	1,09	–	–	–	–	–	–
3094,20	Cv	PSC	0,009	1,09	–	–	–	–	–	–

Tabela 21 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
3098,50	D_3	WAP	–	0,05	–	–	–	–	–	–
3107,00	D_3	DOL	–	0,15	–	–	–	–	–	–
3132,50	D_3	DOL	–	0,18	–	–	–	–	–	–
3132,80	D_3	DOL	0,152	0,26	73,0	0,1110	58,6	14,4	27,0	0,427
3144,00	D_1	MLC	–	0,05	–	–	–	–	–	–
3231,50	D_1	DOL	–	0,11	–	–	–	–	–	–
3232,00	D_1	DOL	0,008	0,18	48,1	0,004	34,5	13,6	51,9	0,022
3268,00	D_1	MLC	–	0,10	–	–	–	–	–	–
3397,90	D_1	MLC	–	0,13	–	–	–	–	–	–
3538,00	D_1	MLC	–	0,10	–	–	–	–	–	–

Stratygrafia: K_1 – kreda dolna; J_2 – jura środkowa; J_1 – jura dolna; Pz – perm cechsztyn; Cm – karbon moskow; Cb – karbon baszkir; Cs – karbon serpuchow; Cv – karbon wizen; D_3 – dewon górny; D_1 – dewon dolny
Litologia: PSC – piaskowiec, MLC – mułowiec, ILC – iłowiec, PSC + ML – piaskowiec + mułowiec, PSC + IL – piaskowiec+iłowiec, ŁPKdol – łupek dolomityczny, WAP – wapień, DOL – dolomit

Zawartość bituminów [%] – zawartość procentowa bituminów wydzielonych z próbki skały podana w % wagowych
Zawartość całkowitego Corg. [%] – zawartość procentowa całkowitego węgla organicznego oznaczonego w próbce skalnej
Węglowodory w bituminach [%] – udział procentowy węglowodorów w całej masie bituminów wydzielonych z próbki skalnej
Węglowodory w skale [%] – udział procentowy węglowodorów w przeliczeniu na masę skały wg Gondek (1980)
Węglowodory nasycone w bitumiach [%] – udział procentowy węglowodorów nasyconych w bituminach wydzielonych z próbki skalnej
Węglowodory aromatyczne w bituminach [%] – udział procentowy węglowodorów aromatycznych w bituminach wydzielonych z próbki skalnej
Żywice i asfalteny w bituminach [%] – udział procentowy żywic i asfaltenów w bituminach wydzielonych z próbki skalnej
Współczynnik migracji – stosunek zawartości węglowodorów wysycających w skale do zawartości węgla organicznego w badanej skale (Gondek, 1980)

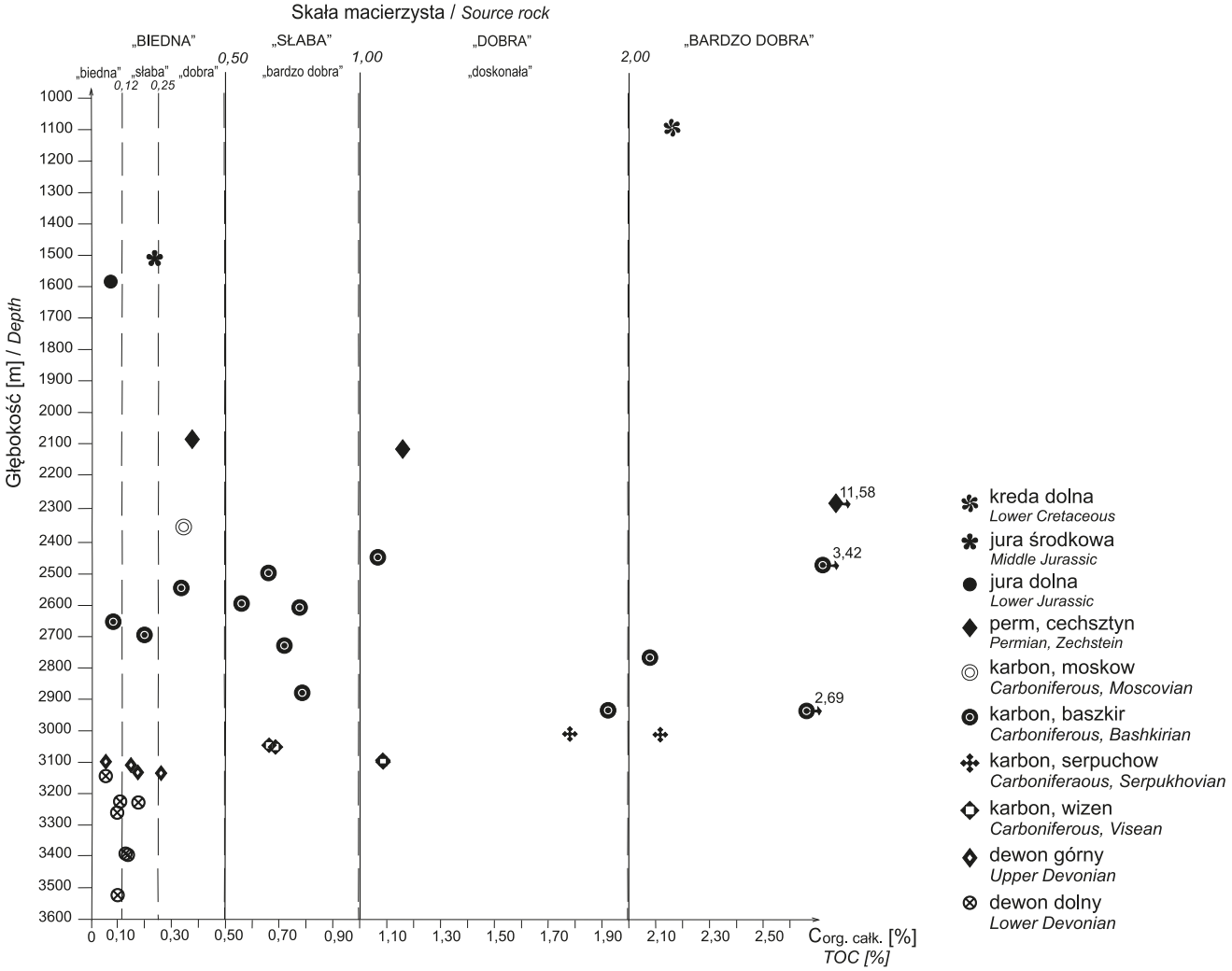
Stratigraphy: K_1 – Lower Cretaceous; J_2 – Middle Jurassic; J_1 – Lower Jurassic; Pz – Permian Zechstein; Cm – Carboniferous Moscovian; Cb – Carboniferous Bashkirian; Cs – Carboniferous Serpukhovian; Cv – Carboniferous Visean; D_3 – Upper Devonian; D_1 – Lower Devonian
Lithology: PSC – sandstone, MLC – mudstone, ILC – claystone, PSC + ML – sandstone + mudstone, PSC + IL – sandstone + claystone; ŁPKdol – shaly dolomite, WAP – limestone, DOL – dolomite

Bitumen content [%] – content of bitumens extracted from rocks
$C_{org.}$ content [%] – content of total organic carbon in rock
Hydrocarbon content % in bitumens – composition of hydrocarbons in bitumens extracted from rocks
Hydrocarbon content % in rock – composition of hydrocarbons in total analyzed rock in Gondek, 1980
Saturated hydrocarbons contents % – composition of saturated hydrocarbons in bitumens extracted from rock
Aromatic hydrocarbons contents % – composition of aromatic hydrocarbons in bitumens extracted from rock
Resin and asphaltene content % – composition of resines and asphaltens in bitumens extracted from rock
Coefficient migration – hydrocarbons to TOC content ratio in rock (Gondek, 1980)

węglowodorów. Ilość bituminów jest mała – od 0,006 do 0,022% (tab. 21). W bituminach oznaczono niewielki udział węglowodorów i znaczny udział asfaltenów i żywic (tab. 21). W bituminach większy udział mają węglowodory nasycone niż aromatyczne (fig. 43). Bituminy są syngenetyczne z osadem, na co wskazuje wartość współczynnika migracji (tab. 21).

W utworach cechsztynu zawartość węgla organicznego jest bardzo zróżnicowana i waha się od 11,58% w spągu do 0,38% $C_{org.}$ w stropie (tab. 21, fig. 42). Ogólnie utwory cechsztynu w spągu można uznać za „doskonałe", w środkowej części profilu jako „dobre", a mułowce ze stropu jako „biedne" skały macierzyste do generowania węglowodorów. W spągu cechsztynu ilość bituminów jest bardzo duża (0,711%), a w wyższych partiach duża (tab. 21). Udział węglowodorów w bituminach jest mały, a w ich składzie zaznacza się niewielka przewaga węglowodorów nasyconych nad aromatycznymi (tab. 21, fig. 41). Uwzględniając wartość współczynnika migracji, można uznać, że bituminy w utworach cechsztynu są syngenetyczne z osadem.

W utworach jury dolnej i środkowej ilość węgla organicznego jest mała (tab. 21, fig. 42). Słabo przebadane utwory kredy dolnej zawierają dużą ilość węgla organicznego (2,16%) (tab. 21, fig. 42). Ilość bituminów jest podwyższona i wynosi 0,036%. Udział węglowodorów w tych bituminach jest duży i sięga 52,8%, a w składzie węglowodorów dominują węglowodory nasycone nad aromatycznymi (fig. 42). Wartość współczynnika migracji bituminów pozwala sądzić, że są one syngenetyczne z osadem.



„BIEDNA", „SŁABA", „DOBRA", „BARDZO DOBRA" – skala macierzystości skał klastycznych
"POOR", "FAIR", "GOOD", "VERY GOOD" – source rock generative potential for clastic rock

„biedna", „słaba", „dobra", „bardzo dobra", „doskonała" – skala macierzystości skał węglanowych
"poor", "fair", "good", "very good", "excellent" – source rock generative potential for carbonate rock

Fig. 42. Zawartość procentowa węgla organicznego w utworach paleozoiku i mezozoiku w zależności od głębokości w otworze wiertniczym Wilga IG 1; ocena macierzystości skał wg Petersa (1986)

TOC [%] content in the Paleozoic and the Mesozoic deposits versus depth in the Wilga IG 1 borehole; assessment of quality source rocks after Peters (1986)

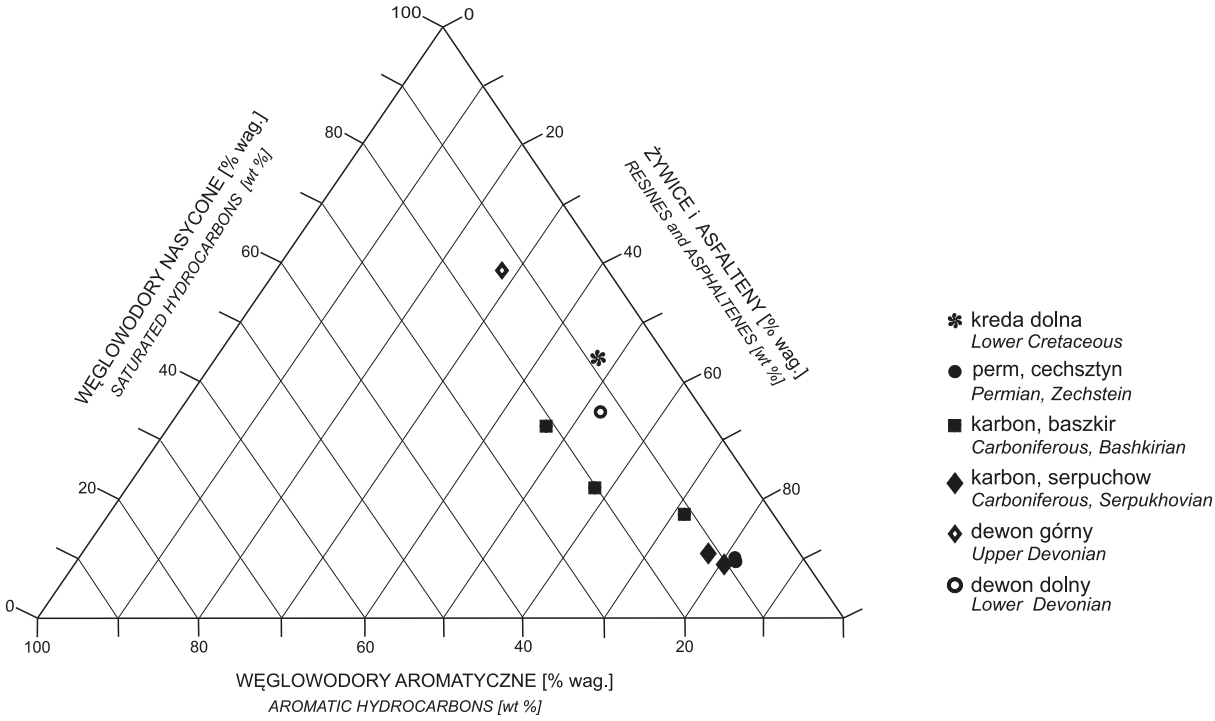


Fig. 43. Diagram trójkątny składu grupowego bituminów z utworów paleozoiku i kredy dolnej w otworze Wilga IG 1

Triangular diagram showing proportions of the fractions of saturated hydrocarbons, aromatic hydrocarbons and asphaltenes or resines in the bitumens extracted from the Paleozoic and Lower Cretaceous deposits in the Wilga IG 1 borehole

ŚRODOWISKO DEPOZYCJI MATERII ORGANICZNEJ, GENEZA I STOPIEŃ DOJRZAŁOŚCI

Dystrybucja n-alkanów z niższej części profilu karbonu (serpuchow) wykazała, że w materii organicznej głównie dominują związki o krótkich łańcuchach węglowych, a związki o dłuższych łańcuchach występują w małych ilościach. Obecne w większych ilościach związki o krótszych łańcuchach z maksimum n-C_{19} i 1 pochodzą z rozkładu alg (fig. 44A) (Tissot, Welte, 1978). W spągu baszkiru w dystrybucji n-alkanów, oprócz związków z 21 i 19 węglami w cząsteczce, pochodzących z rozpadu alg, i związków z 20 i 18 węglami w cząsteczce, pochodzącymi z rozpadu bakterii, zwiększa się udział n-alkanów o dłuższych łańcuchach węglowych n-C_{27} i n-C_{29} związanych z rozpadem roślin wyższych (fig. 44B). Dominująca ilość węglowodorów izoprenoidowych w stosunku do ilości n-alkanów, współwystępujących w materii organicznej, jest wynikiem biodegradacji. N-alkany są związkami najwrażliwszymi na ten proces wśród grupy biomarkerów (Connan, 1984). Stosunek ilościowy węglowodorów izoprenoidowych (Pr/Ph) wykazuje, że materia organiczna osadzała się w warunkach redukcyjnych (Didyk i in., 1978) (tab. 22). Współczynnik CPI (*Carbon Preference Index*), czyli wskaźnik preferencji współwystępujących n-alkanów, jest wykorzystywany do wstępnego określenia typu genetycznego, jak również stopnia przeobrażenia materii organicznej. Wartość współczynnika CPI dla n-alkanów ze spągu utworów baszkiru wskazuje, że materia organiczna jest słabo przeobrażona (tab. 22). Dystrybucja n-alkanów z materii organicznej ze stropowej części baszkiru pokazuje, że w materii w dużej ilości jest obecny n-alkan C_{27}, pochodzący z rozpadu roślin wyższych. Pozostałe związki związane z rozpadem alg i bakterii występują w mniejszej ilości (fig. 45A). Stosunek węglowodorów izoprenoidowych Pr/Ph pozwala sądzić, że materia organiczna osadzała się w słabo redukcyjnych warunkach środowiska (tab. 22). Wartość współczynnika CPI wskazuje, że materia organiczna jest bardzo słabo przeobrażona (tab. 22).

Dystrybucja n-alkanów z materii organicznej z utworów cechsztynu wykazała obecność w dużej ilości związków o krótkich łańcuchach węglowych. Maksymalną zawartość osiąga n-C_{17}, z którym współwystępują związki, mające 18, 19 oraz 16 węgli w cząsteczce, czyli materia jest typu sapropelowego (fig. 45B, 46A). Dominująca ilość węglowodorów izoprenoidowych w stosunku do ilości n-alkanów, współwystępujących w materii organicznej, jest wynikiem zjawiska biodegradacji, co zostało już przedstawione w przypadku utworów karbonu. Stosunek ilościowy węglowodorów izoprenoidowych (Pr/Ph) w przebadanych próbach pozwala sądzić, że materia organiczna osadzała się w zmiennych warunkach środowiska. Materia organiczna z niższej część profilu cechsztynu osadzała się w środowisku utleniającym, natomiast z wyższych partii – w środowisku redukcyjnym (tab. 22). Wartość stosunku pristan/n-C_{17}

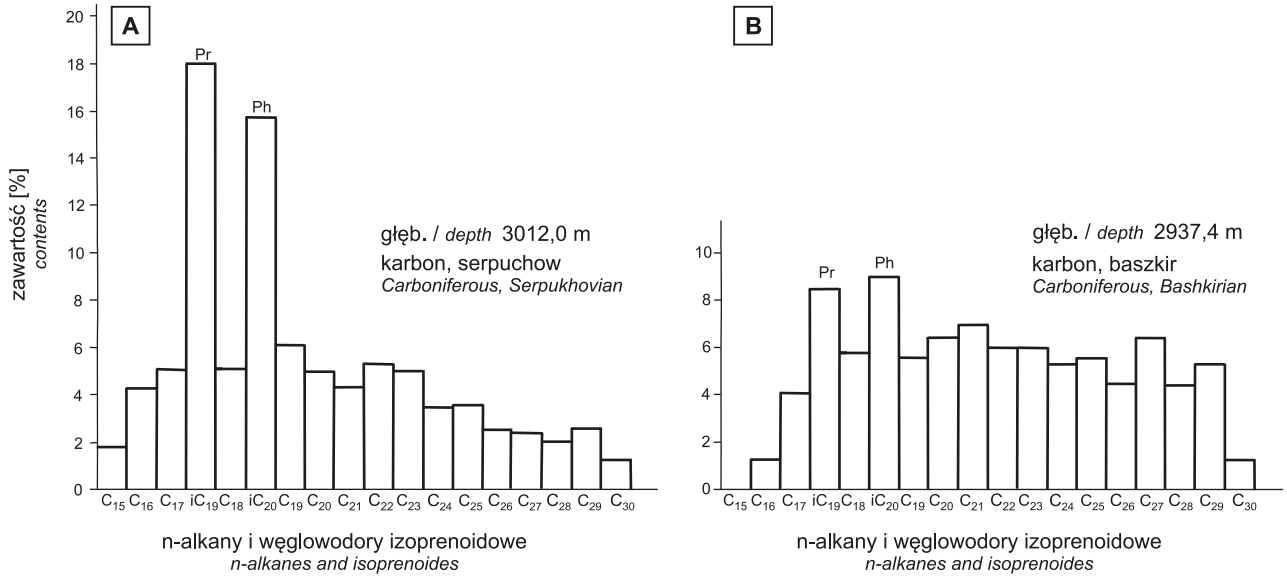


Fig. 44. Dystrybucja n-alkanów i węglowodorów izoprenoidowych w utworach serpuchowu i baszkiru

Distribution of n-alkanes and isoprenoides in the Serpukhovian and Bashkirian deposits

wynosi 1,5 i 1,7 (tab. 22), co sugeruje, że materia organiczna została zdeponowana w zamkniętym zbiorniku i przypuszczalnie uległa biodegradacji.

Dystrybucja n-alkanów z utworów kredy dolnej wykazała, że w materii organicznej występują głównie związki o krótkich łańcuchach węglowych, z maksymalnymi zawartościami n-C_{17} i n-C_{18}, czyli związki reprezentujące algi i bakterie (Maliński, Witkowski, 1988). N-alkany o długich łańcuchach węglowych są w śladowych ilościach (fig. 46B). Stosunek ilościowy węglowodorów izoprenoidowych (Pr/Ph) pozwala sądzić, że materia organiczna osadzała się w środowisku redukcyjnym (tab. 22). Wartość stosunku pristan/n-C_{17} wynosi 0,9 (tab. 22). co sugeruje, że materia organiczna sedymentowała w warunkach otwartego morza. Wartość współczynnika CPI dla n-alkanów z tych utworów wskazuje, że materia organiczna jest słabo przeobrażona, gdyż wartość CPI osiąga 1,4 (tab. 22).

Podsumowując wyniki badań geochemicznych z otworu Wilga IG 1, można stwierdzić, że cechy dobrych skał macierzystych do generowania węglowodorów mają jedynie utwory serpuchowu. Utwory baszkiru, moskowu i permu ogólnie są „słabymi" skałami macierzystymi, tylko

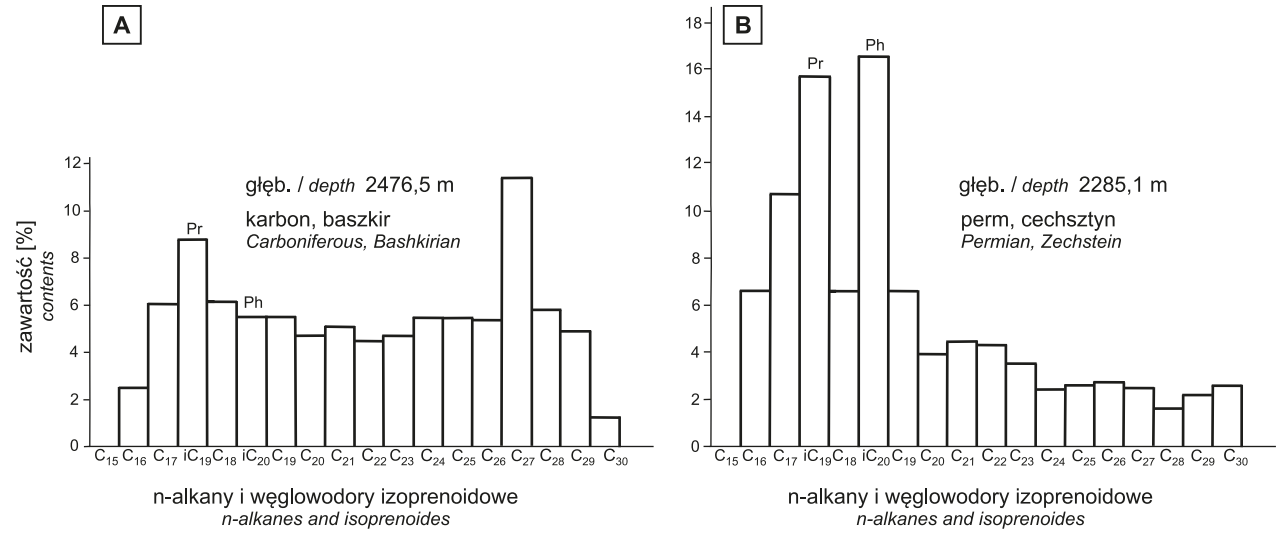


Fig. 45. Dystrybucja n-alkanów i węglowodorów izoprenoidowych w utworach baszkiru i cechsztynu

Distribution of n-alkanes and isoprenoides in the Bashkirian and Zachstein deposits

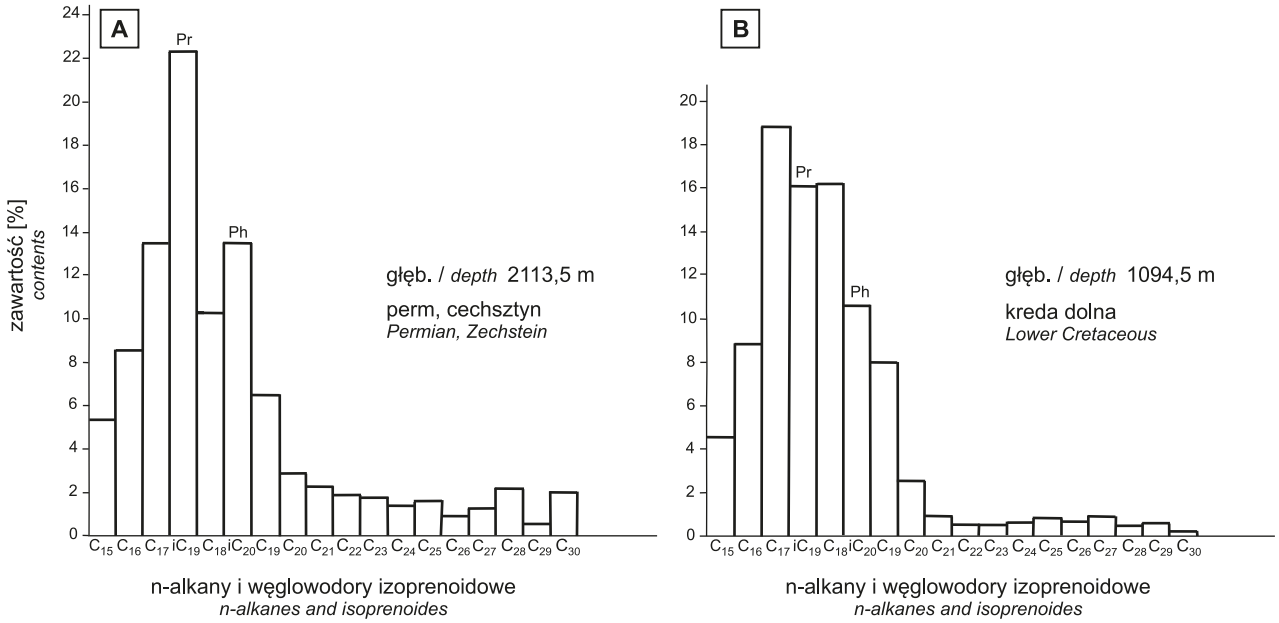


Fig. 46. Dystrybucja n-alkanów i węglowodorów izoprenoidowych w utworach cechsztynu i kredy dolnej

Distribution of n-alkanes and isoprenoides in Permian Zachstein and Lower Cretaceous deposits

Tabela 22

Wskaźniki geochemiczne dla bituminów z utworów paleozoiku i kredy dolnej z otworu Wilga IG 1

Geochemical data for the bitumens in the Paleozoic and Lower Cretaceous deposits from the Wilga IG 1 borehole

Głębokość [m] Depth	Stratygrafia Stratigraphy	Litologia Lithology	Pr/Ph	Pr/n-C_{17}	Ph/n-C_{18}	CPI	n-C_{max}
1094,5	K_1	MLC	0,70	0,90	0,70	1,40	C_{17}, C_{18}
2113,5	Pz	DOL	0,70	1,70	1,40	0,30	C_{17}, C_{18}
2285,1		ŁPKdol	1,20	1,50	2,50	1,10	C_{17}
2476,5	Cb	ILC	0,70	1,40	0,90	2,10	C_{27}
2937,4		MLC	0,90	2,10	1,20	1,30	C_{21}
3012,0	Cs	MLC	0,90	3,50	3,10	1,60	C_{19}

Stratygrafia: K_1 – kreda dolna; Pz – perm, cechsztyn; Cb – karbon, baszkir; Cs – karbon, serpuchow
Litologia: MLC – mułowiec, ILC – iłowiec, ŁPKdol – łupek dolomityczny, DOL – dolomit

Pr/Ph – stosunek pristanu (Pr) do fitanu (Ph)

CPI – wartość współczynnika CPI (*Carbon Preference Index*) wyliczonego dla n-alkanów zawierających od 17 do 31 węgli:

$$CPI = \frac{(C_{17}+C_{19}+....+C_{27}+C_{29}) + (C_{19}+C_{21}+....+C_{29}+C_{31})}{2 \cdot (C_{18}+C_{20}+....+C_{28}+C_{30})}$$

n-C_{max} – n-alkan z maksymalną zawartością

Stratigraphy: K_1 – Lower Cretaceous; Pz – Permian, Zechstein; Cb – Carboniferous, Bashkirian; Cs – Carboniferous, Serpukhovian
Lithology: MLC – mudstone, ILC – claystone, ŁPKdol – shaly dolomite, DOL – dolomite

Pr/Ph – pristane (Pr) and phytane (Ph) ratio

CPI – the value of coefficient CPI (Carbon Preference Index) for the n-alkanes C_{17}–C_{31}:

$$CPI = \frac{(C_{17}+C_{19}+....+C_{27}+C_{29}) + (C_{19}+C_{21}+....+C_{29}+C_{31})}{2 \cdot (C_{18}+C_{20}+....+C_{28}+C_{30})}$$

n-C_{max} – n-alkane maximum contents

punktowo ilość węgla organicznego jest w nich podwyższona. Utwory dewonu są „biednymi" lub „słabymi" skałami macierzystymi, podobnie jak słabo przebadane utwory jury dolnej i środkowej. Natomiast w utworach kredy dolnej zawartość węgla organicznego jest duża. Szczegółowa analiza materii organicznej wykazała, że jej głównym składnikiem były algi i bakterie. Jedynie w utworach baszkiru i moskowu materia organiczna powstawała głównie z rozpadu roślin wyższych. Analiza n-alkanów wykazała, że w materii organicznej w tych utworach zachodziło zjawisko biodegradacji.

Marcin JANAS, Paweł KOSAKOWSKI

BADANIA GEOCHEMICZNE MATERII ORGANICZNEJ METODAMI ROCK-EVAL I LECO

WSTĘP

Obszar Lubelszczyzny od lat 60. XX w. był intensywnie eksplorowany pod kątem poszukiwań złóż ropy naftowej i gazu ziemnego, głównie w utworach dewonu i karbonu (Miłaczewski, Żelichowski, 1970; Helcel-Weil, Dzięgielowski, 2003), a geneza odkrytych złóż do dnia dzisiejszego jest przedmiotem dyskusji (np. Marzec i in., 1971; Calikowski, 1974; Głogoczowski, 1975; Matyasik, 1998; Kotarba i in., 1998b; Kosakowski i in., 2000; Botor i in., 2002; Klimuszko, 2002; Karnkowski, 2003; Radkovets i in., 2017). Pod tym względem wyniki badań geochemicznych Rock-Eval (R-E) i LECO, pochodzące z otworu Wilga IG 1, wnoszą wiele informacji pomocnych w rozwiązaniu problemu genezy węglowodorów z tego obszaru. Zwłaszcza, że otwór jest zlokalizowany w bliskim sąsiedztwie nieeksploatowanego już złoża gazu ziemnego Wilga, odkrytego przez firmę Apache Poland w klastycznych poziomach pensylwanu – baszkiru (Roszkowska-Remin, ten tom; Waksmundzka, ten tom).

METODY BADAWCZE

Nowe i archiwalne wyniki badań geochemicznych z analizy pirolitycznej R-E i analizy LECO wykorzystano do charakterystyki geochemicznej materii organicznej, obecnej w utworach paleozoiku i mezozoiku w profilu otworu Wilga IG 1. Trzydzieści jeden analiz R-E wykonano w PIG–PIB na potrzeby tego opracowania, a pozostałe wyniki (z 80 analiz) pochodzą z opracowań archiwalnych PIG–PIB (Klimuszko, ten tom) oraz AGH (Kotarba, 1997, 2002; Kotarba i in., 1998a, 2005; Botor, 1999).

Analiza pirolityczna R-E jest najbardziej rozpowszechnioną metodą geochemiczną badania potencjalnych skał macierzystych dla węglowodorów. Wyniki badań z analizy R-E są wykorzystywane do określenia zawartości węgla organicznego w skale, jej potencjału węglowodorowego, typu genetycznego kerogenu oraz jego dojrzałości termicznej. Metoda ta została opracowana w latach 70. XX w. we Francuskim Instytucie Naftowym – IFP. Zarys metodyki badań został przedstawiony w pracach polskich i zagranicznych autorów (np. Espitalié i in., 1977, 1985; Kotarba, Szafran, 1985; Wilczek, Merta, 1992; Lafargue i in., 1998; Behar i in., 2001; McCarthy i in., 2011). Parametry i wskaźniki z analizy R-E zebrano w tabeli 23.

Metoda LECO należy do grupy analiz elementarnych. Jest wykorzystywana do określenia całkowitej zawartości węgla organicznego w skałach (ang. *total organic carbon;* TOC). Polega na spalaniu próbki skalnej i pomiarze powstających ilości tlenków węgla w trakcie jej termicznego rozpadu. Ilość powstałych tlenków węgla jest przeliczana na całkowitą zawartość węgla organicznego w odniesieniu do wzorca. W przeciwieństwie do analiz pirolitycznych, próbki przed analizami są poddawane działaniu kwasu solnego w celu rozpuszczenia i usunięcia węglanów (źródła węgla nieorganicznego w skale). Więcej informacji na temat tej metody badawczej można znaleźć na stronie internetowej producenta, firmy LECO – https://www.leco.com/about-us/corporate/approved-methods# (dostęp: 7.06.2019).

INTERPRETACJA WYNIKÓW BADAŃ

W interpretacji wyników badań geochemicznych wykonanych w profilu otworu Wilga IG 1 określono zawartość węgla organicznego i potencjał węglowodorowy opróbowanych poziomów stratygraficznych mezozoiku (jura, kreda) i paleozoiku (dewon, karbon, perm), jak również typ genetyczny materii organicznej obecnej w tych poziomach i jej dojrzałość termiczną. Analizę materii organicznej oparto na klasycznych kryteriach macierzystości skał (Peters, Cassa, 1994; Hunt, 1996). Do powyższej charakterystyki materii organicznej wykorzystano jedynie próbki z zawartością węglowodorów syngenetycznych, eliminując próbki z węglowodorami napływowymi (epigenetycznymi). Do identyfikacji węglowodorów syngenetycznych i epigenetycznych obecnych w analizowanej populacji próbek wykorzystano wskaźnik produkcyjności $PI = S1 / (S1 + S2)$ z analizy R-E, którego wielkość powyżej 0,4 wskazuje na epigenetyczny

charakter węglowodorów (Espitalié, Bordenave, 1993) oraz korelację zawartości węgla organicznego TOC i węglowodorów napływowych S1 (fig. 47). Według powyższego kryterium i korelacji niemal cała analizowana populacja próbek, zarówno mezozoicznych, jak i paleozoicznych, zawiera węglowodory syngenetyczne, co kwalifikuje do charakterystyki macierzystości skał niemal całą populację próbek.

Tabela 23

Parametry i wskaźniki otrzymywane w analizie pirolitycznej Rock-Eval 6

Parameters and indicators obtained from Rock-Eval 6 analysis

Parametry Parameters	Jednostka Unit	Nazwa parametru Parameter name
S1	mgHC/g skały	wolne węglowodory
S2	mgHC/g skały	rezydualny potencjał generacyjny
S3	mgCO_2/g skały	CO_2 powiązany z materią organiczną
T_{max}	°C	temperatura maksymalnego generowania węglowodorów
HI	mg HC/g TOC	wskaźnik wodorowy
OI	mg CO_2/g TOC	wskaźnik tlenowy
PI	mgHC/g skały	wskaźnik produkcyjności
TOC	% wag.	całkowita zawartość węgla organicznego
RC	% wag.	zawartość rezydualnego węgla organicznego
PC	% wag.	zawartość pirolitycznego węgla organicznego
MinC	% wag.	zawartość węgla mineralnego

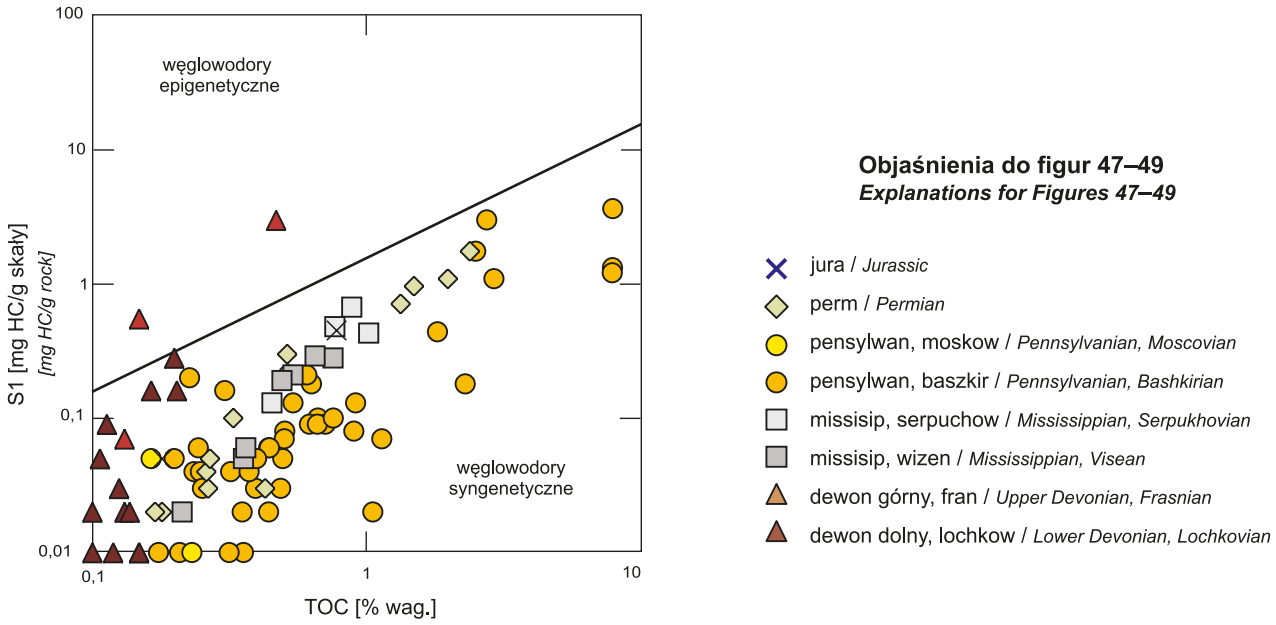


Fig. 47. Identyfikacja węglowodorów napływowych w analizowanych poziomach stratygraficznych na podstawie korelacji zawartości węglowodorów S1 i całkowitej zawartości węgla organicznego TOC

Przebieg granic wg Smitha (1994)

S1/TOC diagram showing the distinguishing epigenetic from syngenetic hydrocarbons of analyzed stratigraphic levels

Classification line after Smith (1994)

ZAWARTOŚĆ MATERII ORGANICZNEJ I POTENCJAŁ WĘGLOWODOROWY

Zawartość węgla organicznego, opisywana w analizach R-E i LECO przez parametr TOC, jest jednym z podstawowych wskaźników określających jakość skały macierzystej. Przyjmuje się, że skała macierzysta zdolna do generowania węglowodorów o znaczeniu ekonomicznym musi zawierać co najmniej 0,5% wag. pierwotnej zawartości węgla organicznego (Peters, Cassa, 1994). Warunek wysokiej wartości TOC nie jest wystarczający do wytypowania efektywnej skały macierzystej. Ważne jest, żeby wysoka zawartość TOC korelowała się z wysoką zawartością węglowodorów, opisaną w analizie R-E parametrem S2 oraz wskaźnikiem wodorowym HI, stanowiącym pośredni wyznacznik ilości wodoru związanego z materią organiczną (Dembicki, 2009, 2017). W procesie przyrostu temperatury i wzrostu dojrzałości materii organicznej, powyższe parametry ilościowe ulegają obniżeniu. Stąd też, w charakterystyce macierzystości skał należy uwzględnić stopień przeobrażenia materii organicznej, który w analizie R-E jest opisany parametrem temperatury T_{max} (Espitalié, Bordenave, 1993). T_{max} to temperatura, w której w wyniku krakingu kerogenu (termicznego rozkładu w trakcie pirolizy) następuje generowanie maksymalnych ilości węglowodorów. Dopełnieniem charakterystyki materii organicznej i kwalifikacji macierzystości skał jest określenie typu genetycznego kerogenu. Ze względu na rodzaj organicznego materiału źródłowego oraz środowisko jego depozycji wyróżnia się cztery podstawowe typy kerogenu, tj.: ropotwórczy typu I, ropo- i gazotwórczy typu II, gazotwórczy typu III oraz inertny typu IV (w procesie zmian termogenicznych nie wytwarza węglowodorów).

W profilu otworu Wilga IG 1 opróbowano i przeanalizowano geochemicznie utwory dewonu, karbonu, permu, jury i kredy. Uzyskane wyniki przedstawiono w kolejności stratygraficznej, od utworów najstarszych.

Dewon dolny jest reprezentowany przez utwory formacji sycyńskiej i czarnoleskiej. Formacja sycyńska jest wykształcona w postaci szarych iłowców i mułowców z liczną fauną morską, z podrzędnymi wkładkami, soczewkami i gruzłami wapiennymi i dolomitycznymi, deponowanymi na szelfie w warunkach otwartego zbiornika morskiego (Miłaczewski, ten tom; M. Narkiewicz, 2011). Formacja czarnoleska to ciemnoszare iłowce i mułowce z jasnoszarymi arenitami kwarcowymi, które były deponowane w warunkach płytkomorskich, w strefie marginalnej zbiornika (Miłaczewski, 1981; M. Narkiewicz, 2011). Iłowce, mułowce i dolomity dewonu dolnego, opróbowane w interwale głęb. 3144,0–3548,0 m, wykazują bardzo niskie zawartości węgla organicznego TOC, zwykle poniżej 0,2 % wag. i równie niskie zawartości węglowodorów (S1 + S2). Korelacja powyższych wielkości wskazuje, że utwory dewonu dolnego nie wykazują cech macierzystych (fig. 48). Ze względu na niskie wartości S2, pomierzone wskazania temperatury T_{max} nie są w pełni wiarygodne i do oceny stopnia przeobrażenia materii organicznej mogą być wykorzystane jedynie uzupełniająco z innymi wskaźnikami dojrzałościowymi, np. wskaźnikami refleksyjności witrynitu i macerałów witrynitopodobnych (por. Grotek, ten tom). Również ze względu na niskie zawartości węgla organicznego i węglowodorów nie można na podstawie parametrów i wskaźników z analizy R-E wiarygodnie określić typu genetycznego kerogenu rozproszonego w skałach dewonu dolnego.

Kolejny przebadany horyzont stratygraficzny to utwory franu, opróbowane w interwale głęb. 3098,5–3132,8 m. Są to skały węglanowe, z podrzędnym udziałem margli i iłowców, reprezentujące formację modryńską (Miłaczewski, ten tom; M. Narkiewicz, 2011). Skały te również nie wykazują cech skał macierzystych. Wartości TOC są poniżej 0,2% wag., przy równie niskiej zawartości węglowodorów (S1 + S2) (tab. 24). Jedynie w próbce z głęb. 3106,5 m zanotowano podwyższone zawartości TOC i węglowodorów, odpowiednio 1,01% wag. i 0,9 mg HC/g skały (tab. 24). Próbka ta zawiera prawdopodobnie kerogen typu II, natomiast kerogen w pozostałych próbkach nie jest możliwy do identyfikacji (por. Grotek, ten tom). Powyższa próbka pochodzi z interwału, w którym stwierdzono objawy ropy w rdzeniu, co potwierdza również relatywnie podwyższona wielkość parametru S1 = 2,98 mg HC/g skały. Wartości T_{max} nie są wiarygodne ze względu na niskie wartości TOC i S2, a do oceny stopnia dojrzałości należy wykorzystać oznaczenia refleksyjności witrynitu lub macerałów witrynitopodobnych (Grotek, ten tom).

Osady karbońskie powstawały w odmiennych środowiskach niż osady dewonu. Charakterystyczna jest paraliczna, limniczna i fluwialna sedymentacja iłowców i mułowców z wkładkami węgli, wapieni i piaskowców (Waksmundzka, 2010a, 2012a; ten tom). Skały karbonu, najliczniej opróbowane (67 próbek), pochodzą z interwału głęb. 2305,4–3094,0 m i reprezentują zarówno missisip, jak i pensylwan. Są to iłowce, mułowce, łupki węgliste i węgle. Skały missisipu (głęb. 3012,0–3094,0 m) odznaczają się zmienną zawartością węgla organicznego, TOC waha się od 0,31 do 3,24% wag., przy medianie wynoszącej 1,45% wag. oraz w większości próbek średnim potencjałem genetycznym (S2, 0,25–11,74 mg HC/g skały, mediana 2,87 mg HC/g skały) i niską zawartością tzw. wolnych węglowodorów (S1, 0,02–0,67 mg HC/g skały, mediana 0,21 mg HC/g skały). Wartości wskaźników wodorowego (HI) i tlenowego (OI) wskazują, że w spągowej części profil missisipu jest zdominowany przez kerogen typu III, natomiast w części stropowej jest obecny bogaty w wodór kerogen typu II (por. Grotek, ten tom). Pomierzone wartości temperatury T_{max} mieszczą się w przedziale 419–447°C, przy medianie wynoszącej 425°C, co wskazuje, że materia organiczna jest niedojrzała lub znajduje się w przedziale inicjalnym „okna ropnego" (R_O poniżej 0,7%; fig. 49). Oznaczenia refleksyjności witrynitu potwierdzają, że materia organiczna serpuchowu i wizenu znajduje się w początkowej fazie generowania ropy naftowej (Grotek, ten tom). Wskaźniki ilościowe macierzystości skał wskazują, że utwory missisipu charakteryzują się potencjałem węglowodorowym od niskiego po dobry (fig. 48).

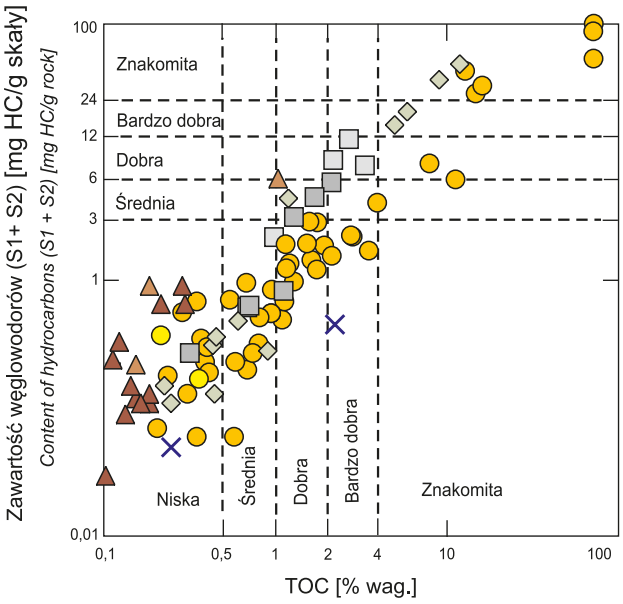


Fig. 48. Potencjał macierzystości skał paleozoiku i mezozoiku w otworze wiertniczym Wilga IG 1

Linie klasyfikacyjne wyznaczające macierzystość wg Hunta (1996) oraz Petersa i Cassa (1994); objaśnienia na figurze 47

Petroleum source quality diagram for the Paleozoic and Mesozoic rocks in the Wilga IG 1 borehole

Classification of source quality after Hunt (1996) and Peters and Cassa (1994); for explanations see Figure 47

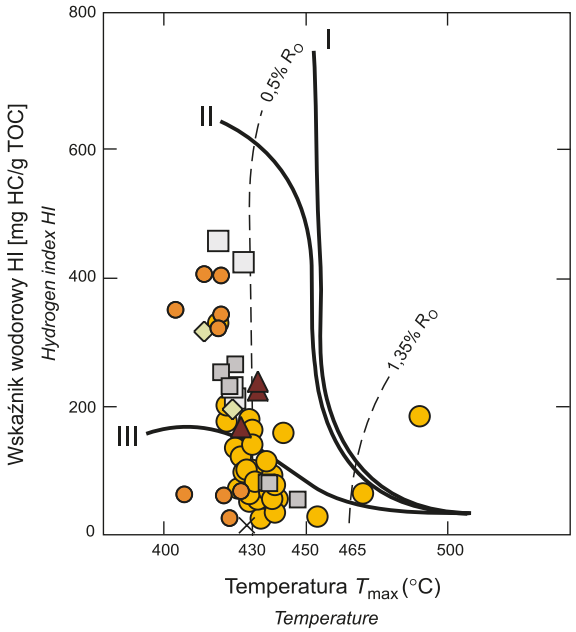


Fig. 49. Korelacja pomiędzy wskaźnikiem wodorowym HI a temperaturą T_{max}

Krzywe przeobrażenia poszczególnych typów kerogenu i zakresy dojrzałości termicznej wg Espitalié i in. (1985); objaśnienia na figurze 47

Hydrogen index *vs.* T_{max} temperature

Maturation paths for kerogens after Espitalié *et al.* (1985); for explanations see Figure 47

Utwory pensylwanu opróbowano w przedziale głęb. 2305,4–2937,5 m i są reprezentowane głównie przez utwory baszkiru oraz trzy próbki z moskowu. Skały baszkiru (głęb. 2450,0–2937,50 m), podobnie jak wizenu i serpuchowu, charakteryzują się dużą zmiennością w zawartości węgla organicznego i węglowodorów. Pomierzona wartość TOC waha się od 0,02 do nawet 70,04% wag., przy medianie wynoszącej 1,07% wag. Materia organiczna baszkiru w większości cechuje się niskim potencjałem genetycznym (S2, mediana 0,78 mg HC/g skały) i znikomą zawartością wolnych węglowodorów (S1, mediana 0,06 mg HC/g skały) oraz dominującym udziałem kerogenu typu III (fig. 49; por. Grotek, ten tom). Wiarygodne wartości temperatury T_{max}, wahające się w przedziale 428–442°C (mediana 434°C), wskazują na przedział „okna ropnego" w fazie inicjalnej (fig. 49; por. Grotek, ten tom). Przystropowa część profilu baszkiru (2450,0–2606,3 m) obejmuje próbki łupków węglistych i węgli, co odzwierciedla się wysokimi wartościami TOC – od 7,72 do nawet 70,04% wag. Potencjał genetyczny S2 jest zmienny, w iłowcach i mułowcach nie odbiega od tego z utworów missisipu, ale w łupkach węglistych i węglu osiąga nawet 95 mg HC/g skały (tab. 24). Utwory baszkiru reprezentują ogólnie średni i dobry potencjał węglowodorowy (fig. 48). Utwory moskowu nie są reprezentowane w odpowiedniej ilości i uzyskana charakterystyka analizowanych próbek nie może odnosić się do całego poziomu stratygraficznego. Wartości wskaźnika wodorowego i tlenowego wskazują na przewagę kerogenu typu III (por. Grotek, ten tom).

W profilu otworu Wilga IG 1 opróbowano również utwory permu, jury i kredy. Spągową część profilu cechsztynu reprezentują utwory łupku miedzionośnego (T1), opróbowane w wąskim przedziale głęb. – 2285,1–2285,4 m. Pomierzona zawartość TOC mieści się w przedziale od 4,84 do 11,58% wag., a potencjał genetyczny wynosi od 15,35 do 46,07 mg HC/g skały (tab. 24). Zawartość wolnych węglowodorów S1 jest również wysoka i wynosi od 0,71 do 1,75 mg HC/g skały. Wartości temperatury T_{max} wynoszą 414–420°C (mediana 420°C) i wskazują na fazę niedojrzałą. Materia organiczna jest typu II, na co wskazują podwyższone wartości wskaźnika wodorowego (fig. 49; por. Grotek, ten tom). W pozostałej przebadanej części profilu cechsztynu, obejmującej wapień cechsztyński (Ca1) i dolomit główny (Ca2), obserwuje się znacznie niższe zawartości węgla organicznego i węglowodorów (tab. 24). Z tego też względu typ genetyczny kerogenu rozproszonego w wapieniu cechsztyńskim i dolomicie głównym oraz jego dojrzałość termiczna są trudne do ustalenia lub mają ograniczoną wiarygodność.

Utwory jurajskie i kredowe zostały opróbowane jedynie w trzech punktach, po jednym w jurze dolnej i środkowej oraz kredzie dolnej (tab. 24). W analizowanej populacji

Tabela 24

Wyniki analizy pirolitycznej Rock-Eval II i 6 (wg Botora, 1996; Kotarby, 1997, 1998, 2002, 2005; Klimuszko, ten tom; Janas, niepubl.)

The results of Rock-Eval II and 6 analysis (after Botor, 1996; Kotarba, 1997, 1998, 2002, 2005; Klimuszko, ten tom; Janas, unpublished)

Stratygrafia Stratigraphy	Litologia Lithology	Głębokość Depth [m]	S1	S2	S3	T_{max}	HI	OI	PI	TOC	RC	PC	MinC
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**
K1h	mułowiec	1094,5	0,04	0,41	1,47	429	18	68	0,09	2,16	2,13	0,03	–
J2b	iłowiec	1507,4	0,01	0,04	0,21	404	16	87	0,25	0,24	0,24	0,00	–
J1h	iłowiec	1583,5	0,02	0,01	0,02	n.w.	14	28	1,00	0,07	0,07	0,00	–
PcCa3	dolomit	2081,3	0,1	0,38	0,85	407	65	144	0,21	0,59	0,52	0,07	4,36
PcCa2	mułowiec	2087,0	0,00	0,00	0,46	n.w.	0	121	–	0,38	0,38	0,00	–
PcCa2	dolomit	2087,7	0,03	0,1	0,18	402	22	42	0,21	0,43	0,42	0,02	12,82
PcCa2	dolomit	2102,1	0,02	0,09	0,19	420	37	80	0,21	0,24	0,22	0,01	12,95
PcCa2	dolomit	2109,6	0,04	0,27	0,32	421	63	77	0,12	0,42	0,38	0,04	12,64
PcCa2	dolomit/iłowiec	2113,5	0,3	4,01	0,46	404	345	39	0,07	1,16	0,81	0,35	–
PcCa1	wapień	2282,2	0,03	0,25	0,62	423	29	70	0,1	0,88	0,84	0,04	10,12
PcCa1	wapień	2282,5	0,02	0,13	0,26	428	57	116	0,16	0,22	0,2	0,02	10,87
PcCa1	wapień	2284,5	0,05	0,31	0,62	427	70	141	0,14	0,44	0,39	0,05	9,84
PcT1	łupek	2285,1	1,75	46,07	3,48	420	397	33	0,04	11,58	7,6	3,98	–
PcT1	łupek	2285,12	0,96	19,34	2,97	420	338	52	0,05	5,72	3,9	1,81	4,06
PcT1	łupek	2285,2	0,71	15,35	2,67	419	317	55	0,04	4,84	3,39	1,45	4,69
PcT1	łupek	2285,4	1,09	34,95	4,08	414	399	47	0,03	8,77	5,59	3,17	1,12
Cpm	zlepieniec	2305,4	0,02	0,07	0,13	n.w.	315	607	0,25	0,02	0,01	0,01	0,05
Cpm	mułowiec	2361,0	0,01	0,16	0,48	427	45	137	0,06	0,35	0,34	0,01	–
Cpm	mułowiec	2361,0	0,05	0,32	0,7	n.w.	152	333	0,14	0,21	–	–	–
Cpb	mułowiec	2450,0	0,03	0,46	0,52	438	42	48	0,06	1,07	1,03	0,04	–
Cpb	iłowiec/mułowiec	2450,3	0,05	0,51	0,22	n.w.	183	80	0,09	0,28	0,23	0,05	0,11
Cpb	iłowiec/mułowiec	2450,9	0,13	0,84	1,39	432	67	111	0,14	1,25	1,12	0,13	0,12
Cpb	iłowiec	2460,0	0,09	1,08	1,59	432	72	106	0,07	1,51	1,36	0,15	0,29
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2464,5	0,07	3,9	1,38	430	102	36	0,02	3,83	–	–	–
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2472,5	0,13	2,04	2,03	436	74	74	0,06	2,75	–	–	–
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2475,0	0,21	1,13	0,82	433	96	70	0,15	1,18	1,04	0,14	0,18
Cpb	węgiel kamienny/łupek węglowy	2475,4	3,63	94,69	10,31	n.w.	135	15	0,04	70,04	–	–	–
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2475,6	0,1	2,7	0,31	442	158	18	0,04	1,71	–	–	–
Cpb	węgiel kamienny/łupek węglowy	2475,7	1,32	51,2	10,74	n.w.	73	15	0,03	69,73	–	–	–
Cpb	węgiel kamienny/łupek węglowy	2476,4	1,21	84,55	7,02	n.w.	122	10	0,01	69,45	–	–	–
Cpb	iłowiec	2476,5	0,02	1,67	0,66	435	48	19	0,01	3,42	3,28	0,14	–
Cpb	mułowiec	2476,6	–	–	–	n.w.	–	–	–	1,37	–	–	–

Tabela 24 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2477,4	0,01	0,17	2,08	n.w.	73	904	0,06	0,23	–	–	–
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2488,8	0,18	1,25	0,27	434	79	17	0,13	1,58	1,44	0,14	0,13
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2493,5	0,02	0,93	0,18	n.w.	141	27	0,02	0,66	–	–	–
Cpb	łupek węglowy	2494,0	0,18	5,85	6,66	430	53	61	0,03	10,94	–	–	–
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2497,6	0,09	1,76	0,39	438	94	21	0,05	1,88	–	–	–
Cpb	mułowiec	2498,4	0,01	0,19	0,00	434	28	0	0,05	0,67	0,66	0,01	–
Cpb	łupek węglowy	2498,6	2,99	25,14	2,18	n.w.	175	15	0,11	14,33	–	–	–
Cpb	łupek węglowy	2499,9	1,09	31,3	3,56	n.w.	200	23	0,03	15,68	–	–	–
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2500,0	0,05	0,63	0,26	433	57	24	0,07	1,1	1,03	0,07	0,04
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2500,2	0,02	0,53	0,17	440	58	18	0,04	0,92	–	–	–
Cpb	łupek węglowy	2500,5	1,75	40,46	25,06	n.w.	325	201	0,04	12,46	–	–	–
Cpb	mułowiec	2541,5	0,00	0,06	0,00	441	17	0	0,00	0,34	0,34	0,00	–
Cpb	mułowiec	2542,55	0,04	0,19	10,29	n.w.	33	1810	0,19	0,57	0,24	0,33	1,52
Cpb	mułowiec	2546,8	0,09	2,75	0,19	430	179	12	0,03	1,54	–	–	–
Cpb	iłowiec	2593,0	0,06	0,17	0,69	n.w.	45	181	0,26	0,38	0,34	0,04	0,23
Cpb	mułowiec	2593,8	0,01	0,05	2,07	n.w.	8	369	0,17	0,56	0,56	0,00	–
Cpb	mułowiec	2594,5	0,06	0,49	0,2	n.w.	53	22	0,11	0,92	–	–	–
Cpb	iłowiec	2594,6	0,09	1,11	0,3	430	65	18	0,08	1,7	–	–	–
Cpb	iłowiec	2595,5	0,44	7,6	5,75	428	98	74	0,05	7,72	–	–	–
Cpb	iłowiec	2595,8	0,08	1,15	0,22	431	102	19	0,07	1,13	–	–	–
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2596,0	0,07	1,82	0,37	431	163	33	0,04	1,12	–	–	–
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2600,5	0,21	1,71	0,45	436	115	30	0,11	1,49	–	–	–
Cpb	mułowiec	2606,3	0,03	0,29	1,05	439	37	134	0,09	0,78	0,76	0,02	–
Cpb	iłowiec	2655,5	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,09	–	–	–
Cpb	iłowiec	2656,0	0,00	0,00	0,3	n.w.	0	333		0,09	0,09	0,00	–
Cpb	mułowiec	2657,0	0,04	0,31	0,24	n.w.	86	67	0,11	0,36	–	–	–
Cpb	iłowiec	2694,5	0,00	0,07	1,15	n.w.	35	575	0,00	0,2	0,2	0,00	–
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2701,4	0,16	0,54	0,34	429	102	64	0,23	0,53	0,46	0,07	10,14
Cpb	mułowiec/piaskowiec	2701,9	0,2	0,48	0,4	431	140	119	0,3	0,34	0,27	0,07	11,13
Cpb	iłowiec	2729,5	0,04	0,23	0,29	n.w.	31	40	0,15	0,72	0,7	0,02	–
Cpb	iłowiec	2769,5	0,1	1,44	0,26	437	69	12	0,06	2,08	1,96	0,12	–
Cpb	iłowiec	2769,7	0,06	0,78	1,25	432	84	134	0,07	0,93	–	–	–
Cpb	iłowiec	2772,2	0,04	0,26	0,14	n.w.	66	36	0,14	0,39	0,36	0,03	0,04
Cpb	mułowiec	2773,5	0,01	0,12	0,15	n.w.	40	50	0,08	0,3	–	–	–
Cpb	iłowiec	2880,0	0,05	0,46	1,16	438	58	146	0,1	0,79	0,75	0,04	–
Cpb	mułowiec	2934,0	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,13	–	–	–

Tabela 24 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Cpb	iłowiec	2936,5	0,03	0,16	0,32	440	39	80	0,16	0,4	0,37	0,03	0,31
Cpb	iłowiec	2937,5	0,08	2,14	0,49	439	79	18	0,04	2,69	2,51	0,18	–
Cpb	mułowiec	2937,5				n.w.				1,92	–	–	–
Cms	mułowiec	3012,0	0,67	11,74	0,81	419	449	31	0,05	2,62	1,56	1,06	8,58
Cms	mułowiec	3012,0	0,48	8,06	0,5	428	417	23	0,05	2,12	1,35	0,77	–
Cms	mułowiec	3012,0	0,13	2,02	0,59	425	210	61	0,06	0,96	–	–	–
Cms	mułowiec	3012,1	–	–	–	n.w.	–	–	–	1,79	–	–	–
Cms	mułowiec	3012,5	0,43	7,34	0,57	424	227	18	0,06	3,24	–	–	–
Cmw	iłowiec	3046,2	0,05	0,56	1,71	436	83	255	0,08	0,67	0,62	0,05	–
Cmw	mułowiec wapnisty	3046,5	0,28	5,44	0,27	425	262	13	0,05	2,07	–	–	–
Cmw	mułowiec wapnisty	3049,0	0,29	4,12	0,6	420	250	36	0,07	1,65	1,26	0,39	9,08
Cmw	mułowiec wapnisty	3051,0	0,21	2,87	0,54	423	229	43	0,07	1,25	0,97	0,28	9,83
Cmw	iłowiec	3065,6	0,06	0,57	1,27	437	82	184	0,1	0,69	0,64	0,05	–
Cmw	mułowiec wapnisty	3077,8	0,02	0,25	0,88	n.w.	80	283	0,08	0,31	–	–	–
Cmw	iłowiec	3094,0	0,19	0,63	2,63	447	57	241	0,23	1,09	1,03	0,06	–
D1gf	iłowiec	3098,5	0,00	0,00	0,11	n.w.	0	220		0,05	0,05	0,00	–
D1gf	wapień/dolomit	3103,5	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,01	–	–	–
D1gf	wapień/dolomit	3106,5	2,98	3,16	0,2	414	312	20	0,48	1,01	0,5	0,52	12,15
D1gf	iłowiec	3107,0	0,07	0,15	0,06	432	100	40	0,32	0,15	0,14	0,01	–
D1gf	dolomit	3112,5	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,09	–	–	–
D1gf	wapień dolomityczny	3126,5	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,07	–	–	–
D1gf	iłowiec	3132,5	0,55	0,35	0,21	424	194	116	0,61	0,18	0,11	0,07	–
D1gf	dolomit	3132,8	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,26	–	–	–
D1ld	Iłowiec	3144,0	0,05	0,16	0,16	434	320	320	0,25	0,05	0,04	0,01	–
D1ld	mułowiec/piaskowiec	3200,3	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,04	–	–	–
D1ld	mułowiec	3231,5	0,05	0,19	0,05	433	172	45	0,21	0,11	0,09	0,02	–
D1ld	dolomit/mułowiec	3232,0	0,03	0,15	0,11	425	214	157	0,17	0,07	–	–	–
D1ld	dolomit	3232,0	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,18	–	–	–
D1ld	iłowiec	3268,0	0,02	0,06	0,04	431	60	40	0,25	0,1	0,1	0,00	–
D1ld	mułowiec	3397,9	0,01	0,08	0,14	430	61	107	0,12	0,13	0,13	0,00	–
D1ld	mułowiec	3398,5	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,14	–	–	–
D1ld	mułowiec/wapień	3405,6	0,16	0,49	0,86	427	167	291	0,25	0,29	0,2	0,09	2,06
D1ld	mułowiec/wapień	3408,3	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,14	–	–	–
D1ld	mułowiec ilasty	3501,3	0,02	0,1	0,39	429	67	260	0,17	0,15	–	–	–
D1ld	mułowiec wapnisty	3503,3	0,01	0,1	0,39	433	56	217	0,09	0,18	–	–	–
D1ld	mułowiec wapnisty	3504,9	0,28	0,62	0,52	433	223	187	0,31	0,28	0,18	0,1	1,51

Tabela 24 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
D1ld	mułowiec wapnisty	3506,0	–	–	–	n.w.	–	–	–	0,12	–	–	–
D1ld	mułowiec ilasty	3514,6	0,01	0,12	0,32	436	67	178	0,08	0,18	–	–	–
D1ld	mułowiec ilasty	3538,0	0,09	0,24	0,26	429	195	215	0,27	0,12	0,09	0,04	1,17
D1ld	mułowiec	3538,0	0,01	0,02	0,19	n.w.	20	190	0,5	0,1	0,1	0,00	–
D1ld	mułowiec ilasty	3543,0	0,03	0,12	0,21	431	86	150	0,2	0,14	–	–	–
D1ld	mułowiec ilasty	3543,6	0,16	0,49	0,34	433	236	163	0,24	0,21	0,14	0,07	0,95
D1ld	mułowiec ilasty	3548,0	0,02	0,09	0,3	433	56	188	0,18	0,16	–	–	–

Stratygrafia: K1h– kreda dolna, hoteryw; J2b – jura środkowa, baton; J1h – jura dolna, hetang; PcCa3 – perm, cechsztyn Ca3; PcCa2 – perm, cechsztyn Ca2; PcCa1 – perm, cechsztyn Ca1; PcT1 – perm, cechsztyn T1, Cpm – karbon, pensylwan – moskow; Cpb – karbon, pensylwan – baszkir; Cms – karbon, missisip – serpuchow; Cmw – karbon, missisip – wizen; D1gf – dewon górny, fran; D1ld – dewon dolny, lochkow dolny

S1 – zawartość wolnych węglowodorów obecnych w próbce skalnej, uwolnionych w trakcie pirolizy w temperaturze 300°C [mg HC/g skały]
S2 – zawartość węglowodorów powstałych podczas pierwotnego krakingu kerogenu w temperaturze od 300 do 650°C [mg HC/g skały]
S3 – zawartość CO_2 z destrukcji materii organicznej [mg CO_2/g skały]
T_{max} – temperatura maksymalnego generowania węglowodorów w wyniku krakingu kerogenu w trakcie pirolizy [°C]
HI – wskaźnik wodorowy liczony ze wzoru: (S2 · 100) / TOC [mg HC/g TOC]
OI – wskaźnik tlenowy liczony ze wzoru: (S3 · 100) / TOC [mg CO_2/g TOC]
PI – wskaźnik produktywności liczony ze wzoru: S1 / (S1 + S2) [mg HC/g skały]
TOC – całkowita zawartość węgla organicznego liczona ze wzoru: PC + RC [% wag]
RC – zawartość rezydualnego węgla organicznego [% wag]
PC – zawartość pirolitycznego węgla organicznego [% wag]
MinC – zawartość węgla mineralnego [% wag]

n.w. – wynik nie jest wiarygodny
„–” – brak oznaczenia

Stratigraphic: K1h – Lower Cretaceous, Hauterivian; J2b – Middle Jurassic, Bathonian; J1h – Lower Jurassic, Hettangian; PcCa3 – Permian, Zechstein Ca3; PcCa2 – Permian, Zechstein Ca2; PcCa1 – Permian, Zechstein Ca1; PcT1 – Permian, Zechstein T1; Cpm – Carboniferous, Pennsylvanian – Moscovian; Cpb – Carboniferous, Pennsylvanian – Bashkirian; Cms – Carboniferous, Mississippian – Serpukhovian; Cmw – Carboniferous, Mississippian – Visean; D1gf – Upper Devonian, Frasnian; D1ld – Lower Devonian, Lower Lochkovian

S1 – content of free hydrocarbons released during pyrolysis at 300°C [mg HC/g rock]
S2 – content of hydrocarbons released during primary cracking of kerogen at temperature between 300 and 650°C [mg HC/g rock];
S3 – CO_2 content released from organic matter [mg CO_2/g rock]
T_{max} – temperature of maximum release of hydrocarbons from cracking of kerogen during pyrolysis [°C]
HI – hydrogen index calculated from the formula as above [mg HC/g TOC]
OI – oxygen index calculated from the formula as above [mg CO_2/g TOC]
PI – production index calculated from the formula as above [mg HC/g rock]
TOC – total organic carbon content calculated from the formula as above [wt. %]
RC – residual carbon [wt. %]
PC – pyrolizable carbon [wt. %]
MinC – mineral carbon [wt. %]

n.w. – result not reliable
“–” – no record

tylko próbka z kredy dolnej jest wzbogacona w węgiel organiczny na poziomie 2,16% wag., ale prezentuje bardzo niską zawartość węglowodorów i jest niedojrzała. Z tego też względu może być traktowana jedynie jako skała potencjalnie macierzysta.

Uzyskane wyniki badań geochemicznych wskazują, że w profilu otworu Wilga IG 1 można wyróżnić trzy poziomy skał macierzystych. Są to utwory missisipu (zarówno wizenu, jak i serpuchowu) oraz baszkiru. Cechy skały macierzystej mają również utwory łupku miedzionośnego, przy czym, ze względu na stopień dojrzałości termicznej, jedynie skały karbonu można rozpatrywać jako efektywne skały macierzyste (por. Grotek, ten tom; Kosakowski, ten tom). Obecność potencjalnych poziomów macierzystych w profilu karbonu ma swoje implikacje naftowe. Zarówno obserwowany przypływ gazu ziemnego wraz z solanką z poziomu zbiornikowego piaskowców karbońskich (głęb. 2972,0–2985,0 m; Sokołowski i in., ten tom), jak i gaz ziemny zakumulowany w pobliskim złożu Wilga, może być genetycznie powiązany z karbońskimi poziomami macierzystymi, zlokalizowanymi w głębszej, bardziej dojrzałej termicznie części basenu lubelskiego. Nie wyklucza to także możliwości migracji węglowodorów ze starszych skał np. syluru.

Paweł KOSAKOWSKI

REKONSTRUKCJA HISTORII POGRĄŻANIA I EWOLUCJI TERMICZNEJ ORAZ ROZWOJU DOJRZAŁOŚCI MATERII ORGANICZNEJ

METODY BADAŃ

Rekonstrukcję historii pogrążania utworów paleozoiku, mezozoiku, paleogenu i neogenu w profilu otworu Wilga IG 1 oraz rekonstrukcję ewolucji termicznej basenu przeprowadzono za pomocą techniki jednowymiarowych modelowań z wykorzystaniem programu BasinMod® 1-D firmy Platte River. Dwoma najistotniejszymi elementami do rozwiązania w procedurze modelowań są historia pogrążania oraz ewolucja strumienia cieplnego. Na historię pogrążania zasadniczy wpływ mają miąższości, litologia i wiek poszczególnych horyzontów w profilu otworu. W przypadkach, gdy nie dysponowano dokładnymi informacjami, szczególnie w zakresie litologii przewiercanych poziomów stratygraficznych, wykorzystywano dane uśrednione z sąsiednich otworów. Dla poszczególnych jednostek stratygraficznych w bibliotece programu są tworzone nowe wydzielenia litologiczne przez przyjęcie odpowiednich proporcji między podstawowymi składnikami litologicznymi, a następnie wyliczano dla nich wartości parametrów petrofizycznych.

W modelu pogrążania uwzględniono poprawkę na dekompakcję z zastosowaniem, w zależności od litologii profilu osadowego w odwiercie, algorytmów Baldwina i Butlera (1985), Sclatera i Christiego (1980) oraz Falveya i Middletona (1981). Miąższości zerodowanych części profilu rekonstruowano w procedurze modelowań dojrzałości termicznej, tj. szacowano je na podstawie ekstrapolacji trendu dojrzałości termicznej do wartości powierzchniowych. Modelowania dojrzałości były prowadzone metodą *forward*, tj. zakładano stan wyjściowy i definiowano rodzaj procesu geologicznego, a następnie wyliczano jego skutek dla współczesnego rozkładu dojrzałości termicznej w profilu. W przypadku niezgodności między dojrzałością wyliczaną a pomierzoną procedurę powtarzano, zakładając inne parametry modelu, aż do osiągnięcia zadowalającej kalibracji. Dojrzałość termiczną wyliczano z zastosowaniem algorytmu Sweeneya i Burnhama (1990). Do kalibracji prawidłowości założeń w modelu pogrążania i modelu termicznym wykorzystano wyniki pomiarów refleksyjności witrynitu R_O, pomiary temperatury T_{max} z analizy pirolitycznej Rock-Eval oraz wskaźniki dojrzałości z analizy biomarkerów. Wiarygodność wykonanej kalibracji była uwarunkowana jakością tych parametrów. W analizie dojrzałościowej uwzględniono również trendy regionalne.

W rekonstrukcji historii termicznej uwzględniono współczesny reżim cieplny (Plewa, 1994; Karwasiecka, Bruszewska, 1997; Szewczyk, Gientka, 2009) oraz zmiany średniej temperatury powierzchniowej w zależności od pozycji geograficznej analizowanego obszaru w czasie geologicznym (Wygrala, 1989, Yalcin i in., 1997). Wszystkim wydzieleniom stratygraficznym przyporządkowano wieki liczbowe, stosując tabelę stratygraficzną Cohen i in. (2013).

WYNIKI MODELOWANIA

W podpermskim obrazie strukturalnym otwór wiertniczy Wilga IG 1 jest zlokalizowany w północno-zachodniej części basenu lubelskiego. W profilu można odczytać historię rozwoju tektonicznego dwóch pięter strukturalnych – bretońsko-hercyńskiego, obejmującego utwory dewonu i karbonu, oraz laramijskiego, obejmującego profil mezozoiku. W analizowanym profilu wykonano rekonstrukcję historii termicznej oraz warunków pogrzebania, stosując technikę jednowymiarowych modelowań numerycznych. W tworzeniu modelu pogrążania i ewolucji termicznej wykorzystano wcześniejsze publikacje z tego rejonu, w szczególności prace: Żelichowskiego (1987), Porzyckiego i Zdanowskiego (1995), Matyasik (1998), Kotarby i in. (1998a); Grotek i in. (1998), M. Narkiewicza i in. (1997, 1998), Botora i in. (2002), Grotek (2005) oraz Botora (2007).

KALIBRACJA MODELU

Do kalibracji modelu termiczno-pogrążeniowego wykorzystano wyniki 26 pomiarów refleksyjności witrynitu R_O (fig. 50), pochodzących z przedziału stratygraficznego dewonu i karbonu (Kosakowski i in., 2005; Kotarba i in., 2005). Uzupełniająco wykorzystano również wyniki 45 pomiarów temperatury T_{max} z analizy pirolitycznej Rock-Eval (Matyasik, 1998; Kotarba i in., 2005) oraz wskaźniki dojrzałościowe z analizy rozkładu biomarkerów (Kotarba i in., 1998a; Matyasik, 1998). W kalibracji modelu gęstość współczesnego strumienia cieplnego dla otworu Wilga IG 1, jako elementu wyjściowego do analizy zmian termicznych, przyjęto na podstawie danych literaturowych (Karwasiecka, Bruszewska, 1997; Hajto, 2006; Szewczyk, Gientka, 2009). Ze względu na pewne rozbieżności w wielkości strumienia cieplnego, dla rejonu otworu Wilga IG 1 przyjęto średnią wartość 55 mW/m^2. Modele te testowano również przy założeniu stałej wielkości strumienia cieplnego równej współczesnemu, jak i zmiennych wielkości, podwyższonych w przedziale czasowym końca karbonu. Dla tak przyjętej wartości współczesnego strumienia cieplnego i jego ewolucji w czasie geologicznym, ze względu na obecność luk stratygraficznych w profilu otworu, założono w modelowaniach różne warianty wielkości erozji. Do odtworzenia paleomiąższości wykorzystano pracę Modlińskiego i in. (2010).

W modelu o najlepszym dopasowaniu krzywej dojrzałości termicznej obliczonej do wartości pomierzonych (fig. 50), miąższości erozyjnie usuniętych utworów dewonu przyjęto na poziomie 600 m, a karbonu na 500 m (fig. 51). Uwzględniono w tym środkowodewońską erozję osadów dewonu dolnego i środkowego, której wielkość oszacowano na 200 m oraz erozję wczesnokarbońską, w wyniku której usuniętych zostało 100 m osadów franu i całkowicie zerodowany został famen, którego paleomiąższość oszacowano na 300 m (fig. 51). Uwzględniono również erozję późnokarbońską, w wyniku której zostało usuniętych 500 m osadów (fig. 51). Przyjęte wielkości erozji ogólnie są zgodne z podawanymi m.in. przez M. Narkiewicza i in. (1998, 2007), Botora i in. (2002) oraz Kosakowskiego i in. (2005). Okres permsko-mezozoiczny rozwoju basenu to okres depozycji i niewielkich rozmiarów erozji, które również uwzględniono w kalibracji modelu.

Wielkość strumienia cieplnego w modelu, dla przedziału czasowego dewonu i wczesnego karbonu, przyjęto na poziomie 50 mW/m^2, w późnym karbonie założono jego podniesienie do 60 mW/m^2 i ponowne obniżenie w mezozoiku. Uzyska-

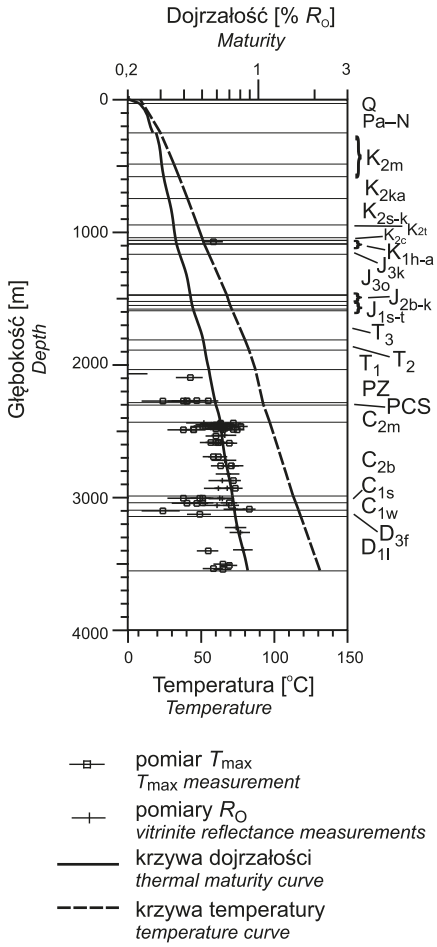


Fig. 50. Kalibracja modelu historii termicznej z pomiarami dojrzałości termicznej w otworze wiertniczym Wilga IG 1

D_{1l} – lochkow, D_{3f} – fran, C_{1w} – wizen, C_{1s} – serpuchow, C_{2b} – baszkir, C_{2m} – moskow, PCS – perm – czerwony spągowiec, PZ – perm – cechsztyn, T_1 – trias dolny, T_2 – trias środkowy, T_3 – trias górny, J_{1s-t} – synemur–toark, J_{2b-k} – baton–kelowej, J_{3o} – oksford, J_{3k} – kimeryd, K_{1h-a} – hoteryw-alb, K_{2c} – cenoman, K_{2t} – turon, K_{2s-k} – santon–koniak, K_{2ka} – kampan, K_{2m} – mastrycht, Pa – paleogen, N – neogen, Q – czwartorzęd

Calibration of the thermal history model with thermal maturity measurements in the Wilga IG 1 borehole

D_{1l} – Lochkovian, D_{3f} – Frasnian, C_{1w} – Visean, C_{1s} – Serpukhovian, C_{2b} – Bashkirian, PCS – Permian – Rotliegend, PZ – Permian – Zechstein, T_1 – Lower Triassic, T_2 – Middle Triassic, T_{3n} – Upper Triassic, J_{1s-t} – Sinemurian–Toarcian, J_{2b-k} – Bathonian–Callovian, J_{3o} – Oxsfordian, J_{3k} – Kimmeridgian, K_{1h-a} – Hauterivian–Albian, K_{2c} – Cenomanian, K_{2t} – Turonian, K_{2s-k} – Santonian-Coniacian, K_{2ka} – Campanian, K_{2m} – Maastrichtian, Pa – Paleogene; N – Neogene; Q – Quaternary

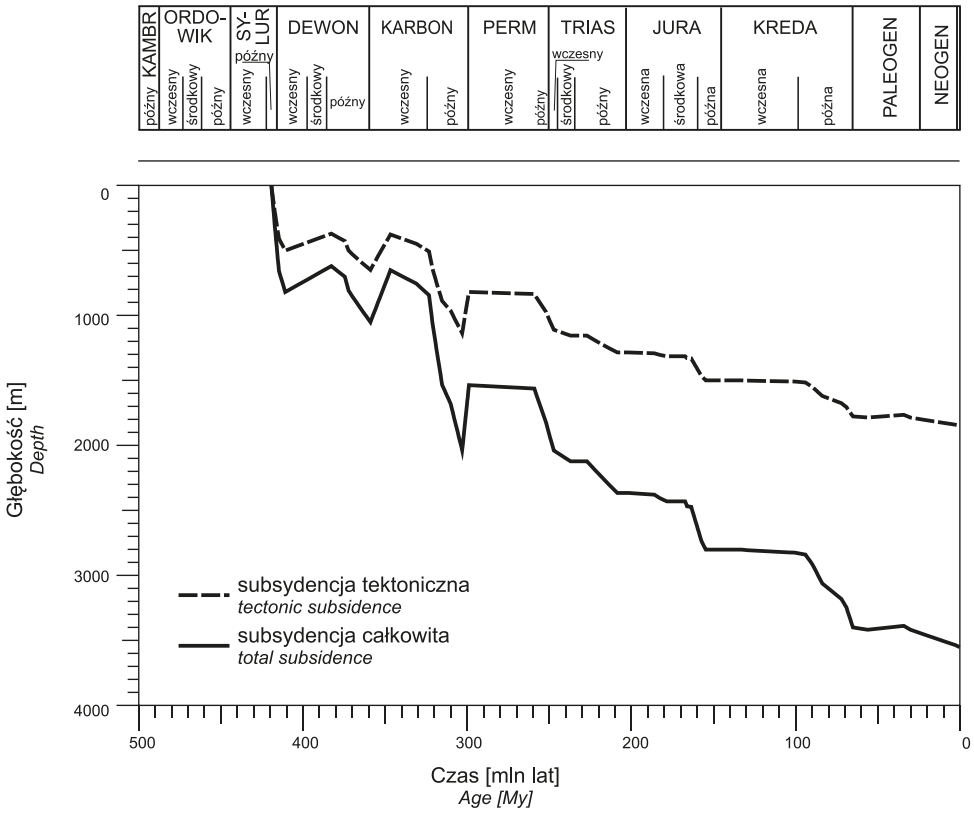


Fig. 51. Krzywa pogrzebania dla utworów kambru (oddział 3) i subsydencji tektonicznej dla profilu otworu wiertniczego Wilga IG 1

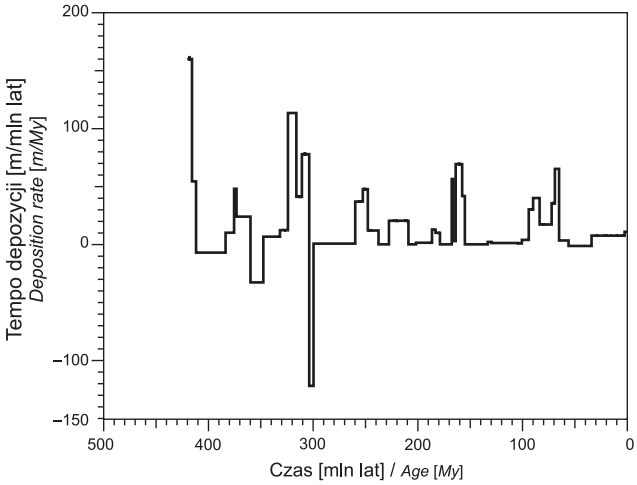
Burial history of the Cambrian (Series 3) sediments and tectonic subsidence for the section of the Wilga IG 1 borehole

ny efekt kalibracji dla takich założeń modelu jest zadowalający, pomimo względnie wąskiego przedziału głębokościowego i stratygraficznego, dla którego dysponowano danymi kalibracyjnymi oraz rozbieżności pomiędzy pomiarami R_O, a T_{max} w przedziale dolnego dewonu (fig. 50). Dla części testowanych modeli wynik kalibracji był zbliżony, stąd ostatecznie przyjęty w opracowaniu model termiczno-pogrążeniowy nie jest unikatowy, tzn. są możliwe inne jego warianty.

ANALIZA SUBSYDENCJI I TEMPA DEPOZYCJI

Najstarszymi utworami nawierconymi w otworze Wilga IG 1 są klastyczne utwory lochkowu. Na nich bezpośrednio zalegają utwory węglanowe franu. W modelu subsydencji i tempa depozycji dewonu uwzględniono ich erozję, której wielkość za przyjętym modelem termiczno-pogrążeniowym oszacowano sumarycznie na 600 m (fig. 51). Na podstawie przyjętego modelu analiza tempa depozycji wskazuje, że w przedziale czasowym dewonu było ono wysokie. Przy założeniu powyższej wielkości erozji wynosiło ponad 150 m/mln lat (fig. 52). Na utworach dewonu, z nieciągłością erozyjną, zalegają utwory wizenu i serpuchowu oraz pensylwanu, reprezentowanego przez utwory klastyczne baszkiru i moskowu. Brak jest utworów najwyższej części pensylwanu. W przyjętym modelu termiczno-erozyjnym miąższość usuniętej pokrywy karbońskiej oszacowano na 500 m (fig. 51). Krzywa subsydencji tektonicznej w przedziale czasowym karbonu wskazuje na proces rosnącego i szybkiego pogrążania, z epizodycznym spowolnieniem depozycji lub nawet wypiętrzeniem w początku baszkiru (Waksmundzka, 1998) (fig. 50). Tempo depozycji jest zmienne – w missisipie niskie, poniżej 20 m/mln lat, ale systematycznie i silnie rośnie w pensylwanie, do ponad 100 m/mln lat z końcem baszkiru i moskowie (fig. 51). Tak duże tempo depozycji było najprawdopodobniej związane z transtensyjną aktywnością tektoniczną (M. Narkiewicz i in., 2007). Od późnego westfalu (fig. 13, tab. 6) w basenie lubelskim, w tym również w jego północno-zachodniej części, rozpoczął się proces wypiętrzania i erozji oraz deformacji kompresyjnych (Krzywiec, M. Narkiewicz, 2003).

Profil utworów permsko-mezozoicznych jest niekompletny i obejmuje luki stratygraficzne – brak niektórych fragmentów profilu jury oraz kredy (fig. 50). Rozwój depozycji w basenie sedymentacyjnym w rejonie otworu wiertniczego Wilga IG 1 charakteryzował się dość zróżnicowanym tempem. Największe można obserwować w późnym



permie, wczesnym triasie (ok. 50 m/mln lat), jak również w środkowej i późnej jurze (40–70 m/mln lat). W późnej kredzie tempo depozycji jest wyjątkowo zmienne – w cenomanie poniżej 10 m/mln lat, w turonie – 30–40 m/mln lat, w koniaku–kampanie spada do 20 m/mln lat, a pod koniec kredy znowu wzrasta do ponad 60 m/mln lat (fig. 52). Okres kenozoiku to czas niskiego tempa akumulacji, poniżej 10 m/mln lat (fig. 52).

Fig. 52. Tempo depozycji osadów dla profilu otworu Wilga IG 1

Sediment deposition rate for the section of the Wilga IG 1 borehole

HISTORIA POGRZEBANIA I EWOLUCJA TERMICZNA

Model pogrążania osadów i ewolucji termicznej w otworze Wilga IG 1 został odtworzony od początku wczesnego dewonu, tj. od najstarszych utworów rozpoczynających przewiercony profil osadowy (fig. 51, 53). Wraz z początkiem dewonu jest obserwowane znaczne tempo depozycji, co jest kontynuacją cyklu zapoczątkowanego jeszcze w sylurze (M. Narkiewicz i in., 1998). Ten cykl depozycyjny odzwierciedlił się fazą intensywnego przyrostu głębokości do poniżej 800 m i w spągu utworów lochkowu do wzrostu temperatury powyżej 50°C (fig. 53). Inwersja środkowodewońska przerwała pogrążanie i przyrost temperatury. Kolejny impuls to depozycja utworów dewonu górnego i karbonu, z krótkim okresem wczesnowizeńskiej erozji i wczesnobaszkirskiej erozji i/lub niedepozycji. Jest to okres intensywnego, ale malejącego tempa depozycji. Spąg utworów lochkowu osiągnął pod koniec karbonu głębokość pogrążenia poniżej 2050 m i temperaturę powyżej 100°C (fig. 51, 53). Późnokarbońska inwersja obszaru basenu lubelskiego zatrzymała przyrost głębokości, pogrążenia i temperatury. Depozycja niewielkiej miąższości osadów czerwonego spągowca wiąże się z okresem stagnacji. Później wraz z depozycją osadów cechsztynu miał miejsce kolejny etap pogrzebania, kontynuujący się do czwartorzędu (fig. 53). Jego intensywność była zmienna, a największe nasilenie można obserwować w późnym permie, późnym triasie, późnej jurze i późnej kredzie (fig. 53). Uzyskane w tych przedziałach czasowych paleotemperatury nie przekroczyły karbońskiego maksimum. Od wczesnego paleogenu obserwuje się okres umiarkowanej depozycji i niewielkiego tempa pogrążania. Maksymalną głębokość pogrążania obserwuje się współcześnie i wynosi ona 3552,0 m, przy temperaturze rzędu 130°C (fig. 53).

Rozwój dojrzałości materii organicznej w opróbowanych poziomach dewonu i karbonu wskazuje na jej wieloetapowość. Etapem najintensywniejszego przyrostu dojrzałości był okres depozycji miąższych osadów dewonu i karbonu. Pod koniec karbonu, przed inwersją, dojrzałość materii organicznej uzyskała wartość od 0,35% R_O w spągu moskowu do 0,65% R_O w spągu lochkowu (fig. 54). Późnokarbońskie wyniesienie obszaru i erozja wstrzymały przyrost dojrzałości. Jej wznowienie jest związane z depozycją miąższych utworów permu górnego i triasu dolnego. W całym przedziale czasowym mezozoiku i kenozoiku obserwuje się systematyczny przyrost dojrzałości – do poziomu 0,6–0,9% R_O w spągu karbonu i dewonu (fig. 54). Maksymalna modelowana dojrzałość dewońskiej i karbońskiej materii organicznej nie odbiega od maksymalnych wartości pomierzonych, co potwierdza słuszność przyjętego modelu termiczno-pogrążeniowego.

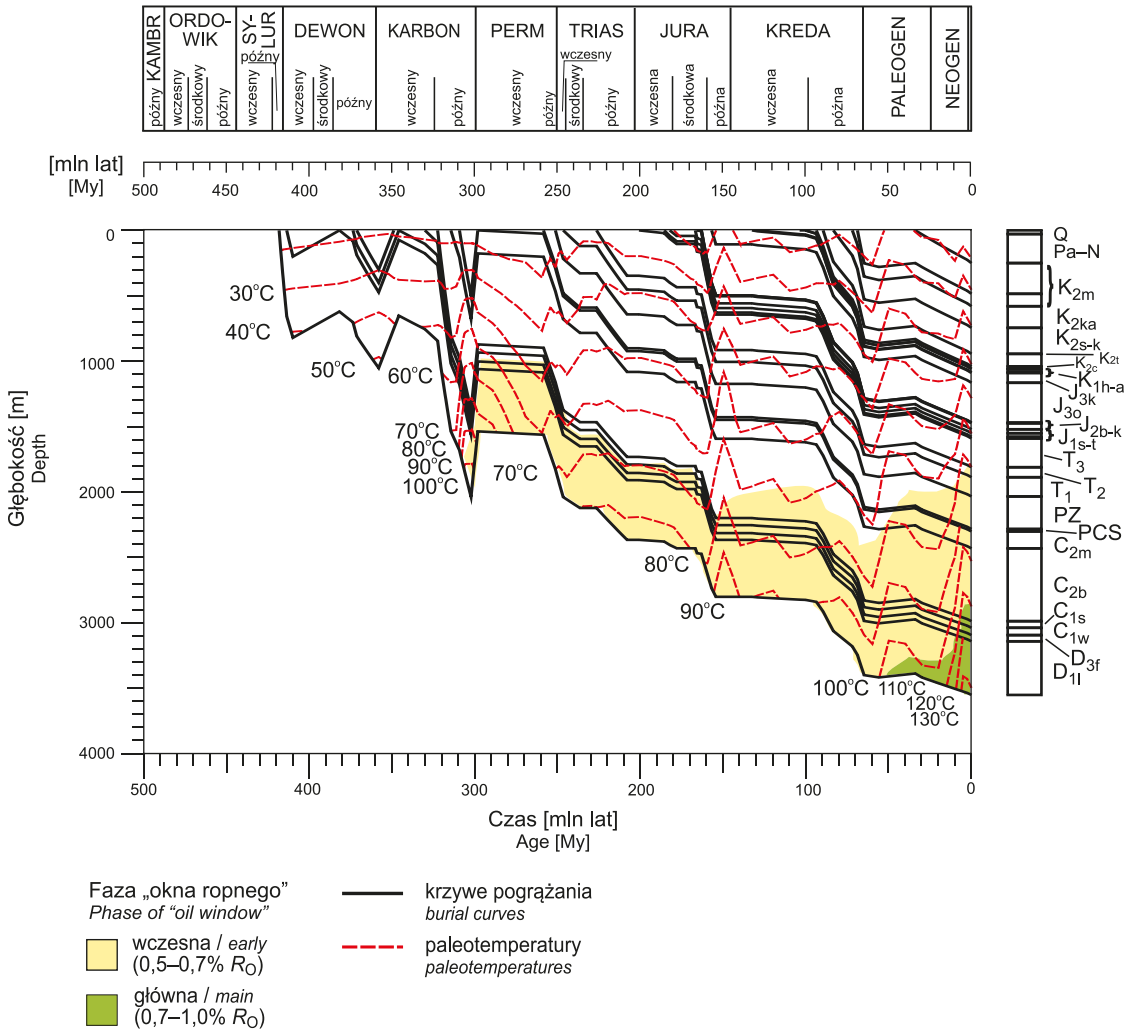


Fig. 53. Krzywe pogrążania wyróżnionych poziomów profilu osadowego w otworze Wilga IG 1 z przedziałami dojrzałości termicznej; objaśnienia skrótów jak na figurze 50

Burial history and thermal evolution plot of the Wilga IG 1 borehole with thermal maturity zones; explanations as in Figure 50

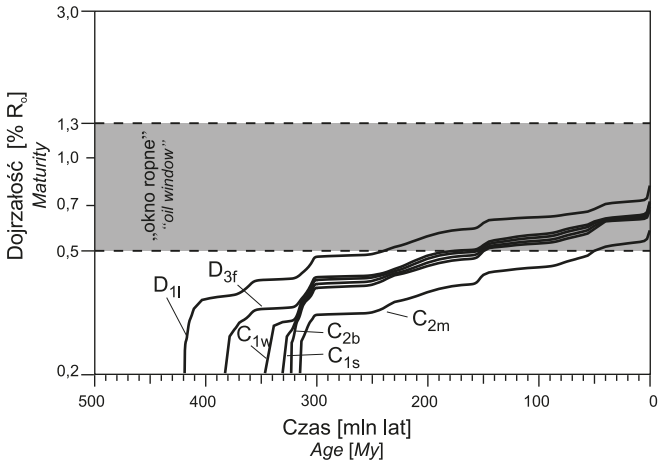


Fig. 54. Ewolucja dojrzałości termicznej kerogenu w wybranych poziomach stratygraficznych paleozoiku i mezozoiku w profilu otworu Wilga IG 1; objaśnienia skrótów jak na figurze 50

Thermal evolution of organic matter in the selected Paleozoic and Mesozoic horizons in section of the Wilga IG 1 borehole; explanations as in Figure 50