

**MODELOWANIA 1-D
PROCESÓW GENEROWANIA GAZU ZIEMNEGO
W UTWORACH KARBOŃSKICH
W GŁĘBOKIEJ CZĘŚCI POLSKIEGO BASENU
CZERWONEGO SPĄGOWCA**

**One-dimensional modeling of gas generation processes
in Carboniferous sediments from the deep part
of Polish Rotliegend basin**

Dariusz Botor

*AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska;
30–059 Kraków, al. Mickiewicza 30; e-mail: botor@agh.edu.pl*

Treść: Wykonano numeryczne modelowania jednowymiarowe procesów generowania węglowodorów w profilach karbońskich skał macierzystych w podłożu wybranych stref centralnej części głębokiego basenu czerwonego spągowca (Objezierze IG-1, Piła IG-1, Byczyna-1, Brześć Kujawski IG-1, Budziszewice IG-1 i Kutno-1). Utwory karbońskie analizowanej strefy wykazujące średnią refleksyjność wityrynytu w przedziale od około 1.0% do 2.7% generowały znaczne ilości metanu przy umiarkowanej jeszcze ilości azotu. Termogeniczne generowanie gazu miało miejsce głównie przez cały mezozoik aż do późnej kredy włącznie. Jego zawansowanie i przebieg wykazują pewne zróżnicowanie przejawiające się zróżnicowanym zakresem transformacji kerogenu (od 77% do 100%) w strefach maksymalnych dojrzałości materii organicznej. Najważniejszy etap generowania gazu występował pomiędzy końcem wczesnego triasu a końcem późnej jury.

Słowa kluczowe: polski basen czerwonego spągowca, uwęglenie, modelowanie dojrzałości termicznej, generowanie węglowodorów

Abstract: One-dimensional numerical modeling of hydrocarbon generation in profiles of Carboniferous source rocks was performed. These source rocks were located in the substratum of select areas in the central deep Rotliegend Basin (Objezierze IG-1, Piła IG-1, Byczyna-1, Brześć Kujawski IG-1, Budziszewice IG-1 and Kutno-1). Carboniferous sediments of the central deep basin with a mean random vitrinite reflectance of 1.0–2.7%, generated significant amounts of methane, with low nitrogen content. Gas generation processes occurred mostly during the Mesozoic era particularly between Early Triassic to Late Jurassic periods and achieved kerogen transformation ratio (TR) values of 77–100%.

Key words: Polish Rotliegend Basin, coalification, maturity modeling, hydrocarbon generation

WSTĘP

Centralna, tzw. „głęboka”, część basenu czerwonego spągowca stanowi fragment bruzdy środkowopolskiej (basen polski), należącej do systemu genetycznie powiązanych permsko-mezozoicznych basenów sedymentacyjnych środkowej i północno-zachodniej Europy, spośród których wiele stanowi baseny naftowe o dużym znaczeniu ekonomicznym (Karnkowski 2007, Doornenball & Stevenson 2010). Na tym tle basen polski wyróżnia się względnie niewielkimi udokumentowanymi zasobami węglowodorów, co wynika z odmiennego wykształcenia poszczególnych elementów systemów naftowych (Fig. 1), a w szczególności brakiem udokumentowanych znaczących pokładów węgla westfalskich, stanowiących główną skałę macierzystą w zachodnioeuropejskiej części basenu, oraz pogorszeniem się, ale również słabym rozpoznaniem, własności zbiornikowych utworów czerwonego spągowca w głębszych partiach basenu (Karnkowski 2007, Doornenball & Stevenson 2010). Duże znaczenie w ograniczeniu gazonośności basenu polskiego ma ewolucja tektoniczno-termiczna (szczególnie subsydencji), co wywarło bezpośredni wpływ na dojrzałość termiczną materii organicznej (stopień uwęglenia) i warunki generowania węglowodorów. Materia organiczna w basenie polskim jest przede wszystkim niedojrzała do generowania węglowodorów w utworach znacznej części mezozoiku, natomiast dojrzała lub nawet przejrzała w utworach paleozoiku, zwłaszcza w centralnej i SW części basenu (Majorowicz *et al.* 1984, Bachleda *et al.* 1996, Burzewski *et al.* 1998, Czechowski *et al.* 1998, Grotek *et al.* 1998, Matyasik 1998, Górniak *et al.* 2004, Kozłowska & Poprawa 2004, Kotarba *et al.* 2004, 2005, Grotek 2005, 2006, Poprawa *et al.* 2005, Maćkowski *et al.* 2008).

Rekonstrukcja historii termicznej basenu polskiego jest jedną z podstaw oceny węglowodorowego potencjału generacyjnego. Prace z tego zakresu prowadzi się już od końca XX wieku z użyciem przede wszystkim analizy refleksyjności wityryny w profilach wierceń (np. Majorowicz *et al.* 1984, Grotek *et al.* 1998, Grotek 2005, Poprawa *et al.* 2005) oraz komputerowych modelowań procesów generacyjnych (np. Górecki *et al.* 1995, Karnkowski 1999). Ich podstawowym celem jest lokalizacja stref generowania i migracji węglowodorów. Opracowane wtedy modele generacyjne (np. Burzewski *et al.* 1998) zakładały przegrzanie orogenu warwyscyj-skiego i jego przedpola, a następnie systematyczne jego schładzanie od permu po kenozoik włącznie. Taki model paleotermiczny jest najczęściej przyjmowany w całych Warwyscydach Europy (np. Franke *et al.* 2000). Odmienny model z kolei zaproponował Karnkowski (1999), który założył stały w czasie strumień ciepły w obrębie głównego depocentrum basenu polskiego oraz permsko-jurajską anomalię termiczną w obszarze monokliny przedsudeckiej, charakteryzującą się silnie podwyższonym strumieniem ciepłym. Ostatnio z kolei Poprawa & Andriessen (2006) przedstawili ponadto koncepcję znacznego obniżenia strumienia ciepłego w okresie kredowym umotywowaną wynikami datowań trakowych apatytów.

Rozwój basenu polskiego zakończył się późnokredową i/lub wczesnopaleogeńską inwersją tektoniczną (e.g. Dadlez *et al.* 1995), obejmującą większość permsko-mezozoicznych basenów sedymentacyjnych centralnej Europy (Doornenball & Stevenson 2010). Wynikające stąd zróżnicowane wypiętrzenie basenu doprowadziło do intensywnej erozji jego osadowego wypełnienia, sięgającej utworów jurajskich, a lokalnie nawet górnotriasowych. Miąższość erozyjnie usuniętego nadkładu była badana dotychczas za pomocą analizy trendów miąższo-

ci poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia basenu (Papiernik & Reicher 1998), analizy kompaktacji (Dadlez *et al.* 1995, Stefaniuk *et al.* 1996, Maćkowski *et al.* 1998), a także modeli dojrzałości termicznej materii organicznej (Poprawa *et al.* 2005). Uzyskane tymi metodami wielkości erozji nadkładu były rozbieżne, w związku z czym na podstawie dotychczasowych badań nie jest możliwe przyjęcie jednoznacznych uzasadnień rekonstrukcji regionalnego modelu erozji basenu polskiego. Dlatego też kwestia ta wymaga dalszych badań.

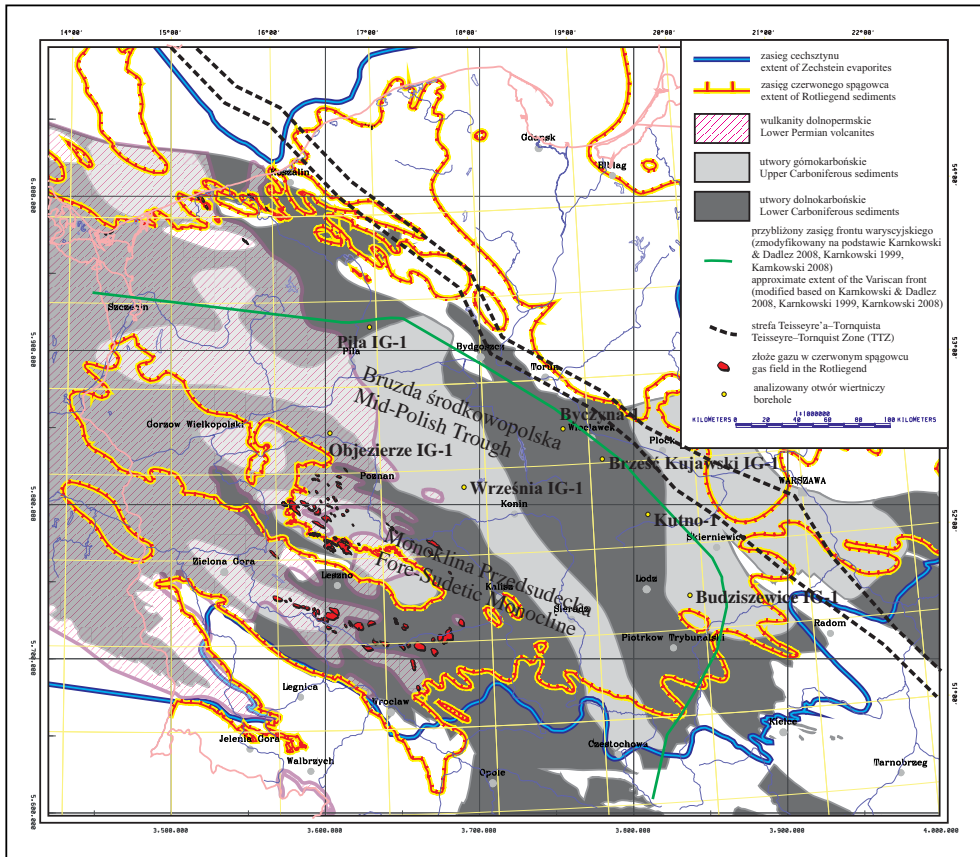


Fig. 1. Rozmieszczenie analizowanych otworów wiertniczych na tle mapy systemu naftowego karbońsko-dolnopermicznego (na podstawie Maćkowskiego *et al.* 2008)

Fig. 1. Location map of analyzed boreholes against the main features of Carboniferous-Rotliegend petroleum system (modified based on Maćkowski *et al.* 2008)

W niniejszej pracy skoncentrowano się na analizie warunków generowania węglowodorów w utworach karbońskich, które mogły prawdopodobnie stanowić skałę macierzystą dla gazu zakumulowanego w utworach czerwonego spągowca. Za pomocą programu

komputerowego PetroMod 1-D™ (IES GmbH) przeprowadzono jednowymiarowe modelowania numeryczne procesów generowania węglowodorów w siedmiu otworach – w centralnej (tzw. głębokiej) części basenu: Objezierze IG-1, Piła IG-1, Byczyna-1, Brześć Kujawski IG-1, Budziszewice IG-1 i Kutno-1, oraz dla porównania w otworze Września IG-1 zaliczanym do północnej części monokliny przedsudeckiej.

METODY BADAŃ

W wyniku przeprowadzonej ilościowej analizy generacyjnej została odtworzona historia pograżania i historia paleotermiczna basenu, warunkująca procesy generowania węglowodorów ze zdefiniowanego typu kerogenu w wyodrębnionych poziomach skał macierzystych. Jednowymiarowe (1-D) modelowania numeryczne dojrzałości termicznej materii organicznej przeprowadzono metodą progresywną w sposób iteratywny, tj. zakładano stan wyjściowy systemu oraz określony proces geologiczny, a następnie wyliczano jego skutek dla współczesnego rozkładu stopnia uwęglenia (dojrzałości termicznej) danego poziomu skał macierzystych w analizowanym profilu wiercenia (e.g. Yalcin *et al.* 1997). W przypadku niezgodności między dojrzałością wyliczaną a pomierzoną procedurę powtarzano przy korygujących parametrach modelu aż do osiągnięcia optymalnej zbieżności parametrów kalibrujących model. W procedurze modelowań szczególną uwagę poświęcano problemowi jednoznaczności modelu, tzn. analizowano alternatywne modele o podobnej jakości kalibracji. Dojrzałość termiczną materii organicznej wyliczano za pomocą algorytmu opracowanego przez Sweeney & Burnham (1990). W rekonstrukcji historii pograżania zastosowano poprawkę na dekompakcję. W procedurze modelowań dojrzałości termicznej rekonstruowano również miąższości zerodowanych fragmentów profili litostratygraficznych. Kalibrację i optymalizację modeli historii termicznej przeprowadzono przede wszystkim na podstawie wartości średniej refleksyjności wityrynitów określonych w próbkach z utworów od karbonu do kenozoiku, wykorzystując dane podane w wielu pracach (Bachleda *et al.* 1996, Burzewski *et al.* 1998, Czechowski *et al.* 1998, Grotek *et al.* 1998, Matyasik 1998, Wagner 1999, Górniak *et al.* 2004, Kozłowska & Poprawa 2004, Kotarba *et al.* 2004, 2005, Poprawa *et al.* 2005, Grotek 2005, 2006, Maćkowski *et al.* 2008). W przypadku wartości średniej refleksyjności wityrynitów powyżej 2,0%, pomimo że różnią się one (o około 0.1–0.2%) od wartości maksymalnej refleksyjności wityrynitów (R_{max}) (z uwagi na dwójodbitcie – Taylor *et al.* 1998, Wagner 2011, inf. ustna), przyjęto zasadę nieprzeliczania tych wartości, ponieważ uzyskiwane paleotemperature będą się różniły jedynie nieznacznie, i to niezależnie od przyjętej metody obliczania (Frings *et al.* 2004).

W modelowaniach zostały uwzględnione dane, charakteryzujące współczesny reżim termiczny obszaru badań, tj. pomiary temperatur w odwiertach (Plewa 1994, Szewczyk & Gientka 2009) i przewodności cieplnej szkieletu ziarnowego skał (Plewa 1994). Na podstawie map temperatur na określonych głębokościach (Plewa 1994, Szewczyk & Gientka 2009) tworzono uproszczony profil rozkładu temperatury współczesnej. Na wyniki modelowań termicznych istotny wpływ mają również parametry petrofizyczne profilu litologiczno-stratygraficznego, które warunkują przewodność cieplną skał (Yalcin *et al.* 1997).

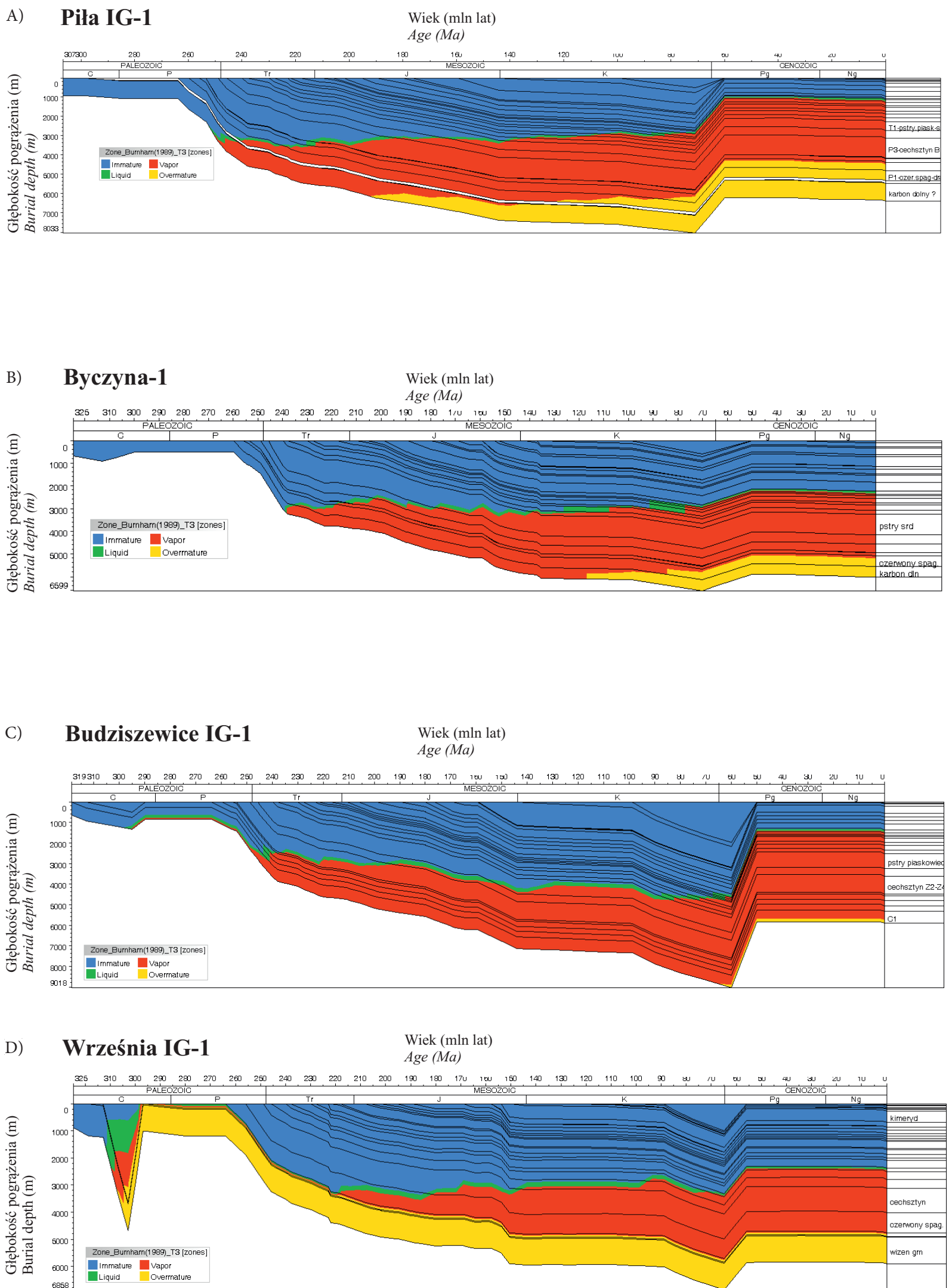


Fig. 5. A) Krzywe pograżenia dla modelu najlepszego dopasowania Piła IG-1 oraz strefy generowania węglowodorów. **B)** Krzywe pograżenia dla modelu najlepszego dopasowania Byczyna-1 oraz strefy generowania węglowodorów. **C)** Krzywe pograżenia dla modelu najlepszego dopasowania Budziszewice IG-1 i ewolucja stref generowania węglowodorów. **D)** Krzywe pograżenia dla modelu najlepszego dopasowania Września IG-1 i ewolucja stref generowania węglowodorów

Fig. 5. A) Burial curves for best-fit model of Piła IG-1 and hydrocarbon generation zones. **B)** Burial curves for the best-fit model of Byczyna-1 and hydrocarbon generation zones. **C)** Burial curves for best-fit model of Budziszewice IG-1 and hydrocarbon generation zones. **D)** Burial curves for best-fit model of Września IG-1 and hydrocarbon generation zones

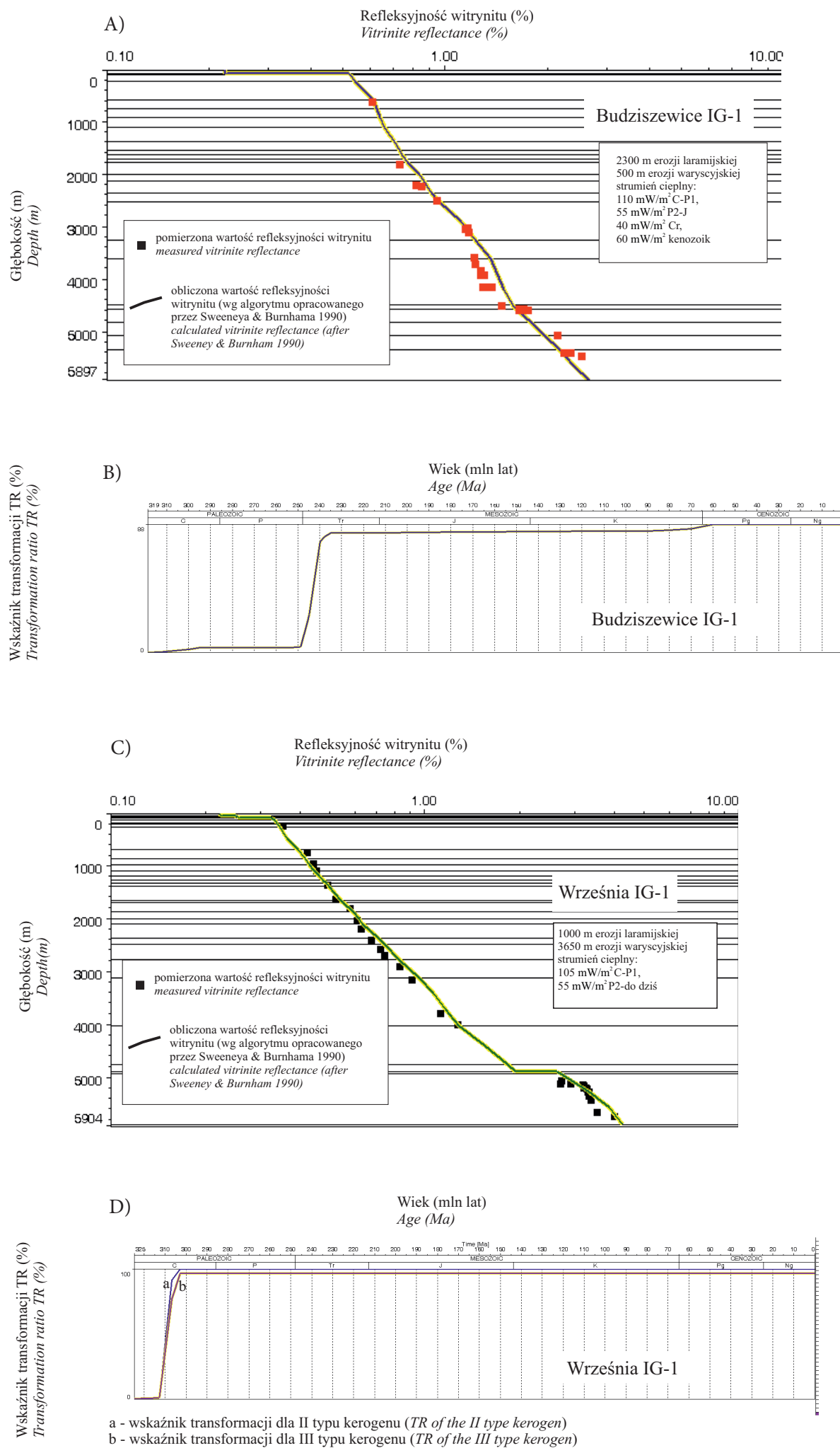


Fig. 4. A) Model najlepszego dopasowania do danych pomiarowych dla profilu Budziszewice IG-1 zakładający 2300 m erozji laramijskiej, 500 m erozji waryscyjskiej, oraz strumień ciepły wynoszący 110 mW/m² w karbonie i wczesnym permie, 55 mW/m² od cechsztynu do jury, 40 mW/m² w kredzie i 60 mW/m² w kenozoiku. **B)** Transformacja kerogenu w karbońskich skałach macierzystych w profilu Budziszewice IG-1. **C)** Model najlepszego dopasowania do danych pomiarowych dla profilu Września IG-1 zakładający 1000 m erozji laramijskiej i 3650 m erozji waryscyjskiej oraz strumień ciepły 105 mW/m² w karbonie i wczesnym permie, a od późnego permu do dziś 55 mW/m². Zauważalny jest charakterystyczny skok uwęglenia między utworami karbonu a jego nadkładem. **D)** Transformacja kerogenu II (a) i III (b) typu w karbońskich skałach macierzystych w profilu Września IG-1

Fig. 4. A) Best-fit model calibration for Budziszewice IG-1 assuming 2300 m of Laramian erosion, 500 m Variscan erosion, and heat flow 110 mW/m² in Carboniferous and Early Permian, 55 mW/m² from Late Permian to Jurassic, 40 mW/m² in Crataceous and 60 mW/m² in Cainozoic. **B)** Transformation ratio in Carboniferous source rocks for Budziszewice IG-1. **C)** Best-fit model calibration for Września IG-1 assuming 1000 m of Laramian erosion, 3650 m Variscan erosion, and heat flow 105 mW/m² in Carboniferous to Early Permian, and 55 mW/m² form Late Permian to recent. A characteristic increase in vitrinite reflectance values between Carboniferous and its overlayer. **D)** Transformation ratio in Carboniferous source rocks for Września IG-1 calculated for the best-fit model assuming kerogen II (a) and III (b) type

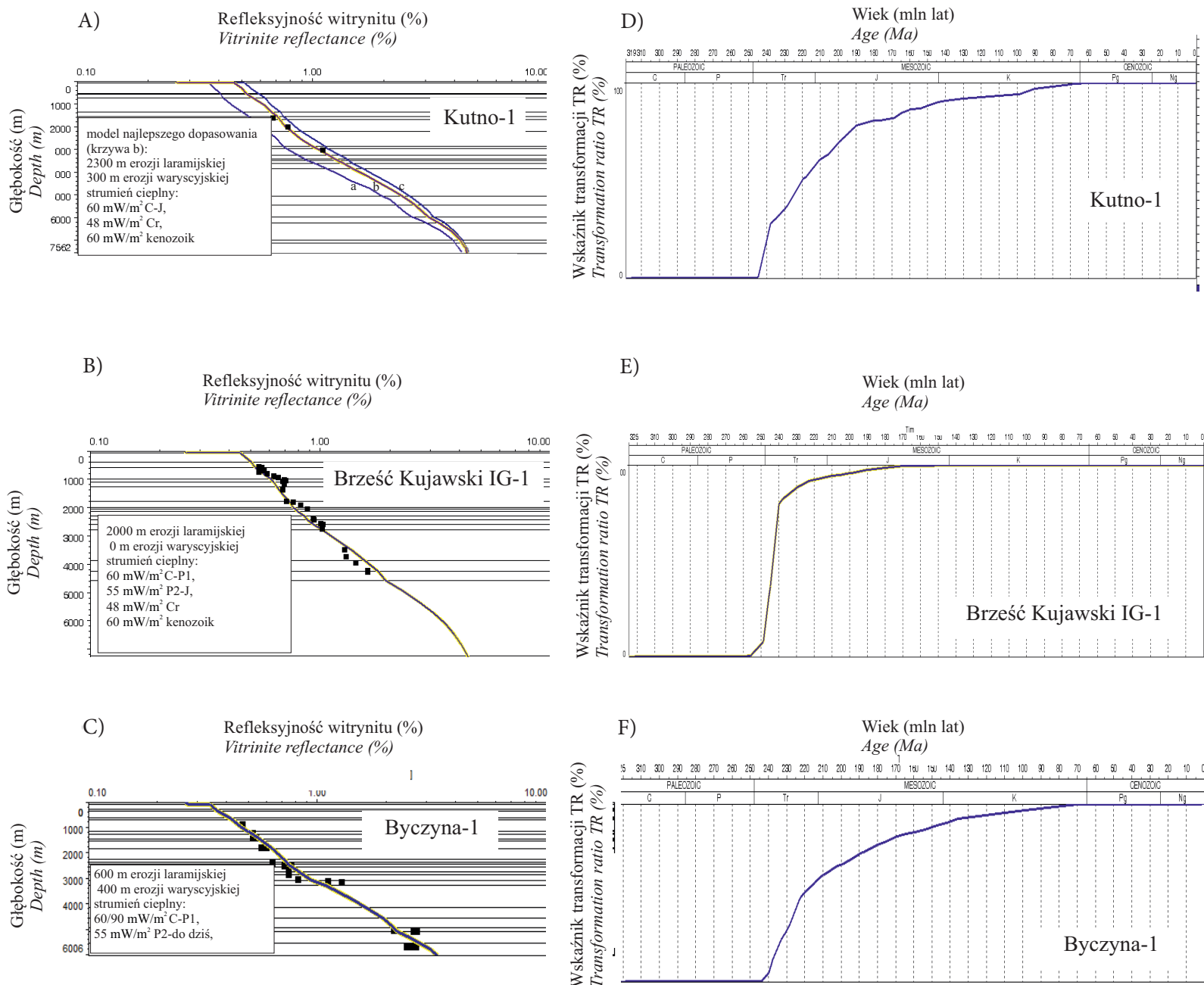
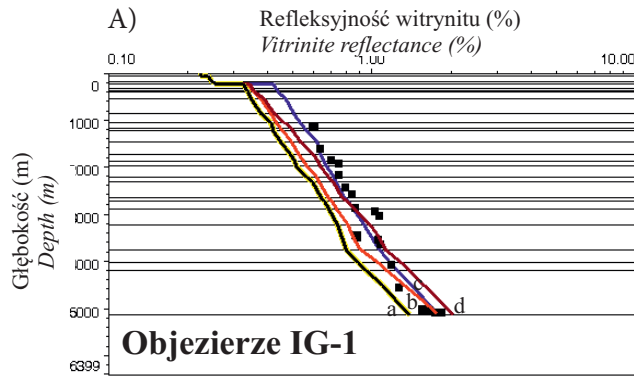


Fig. 3. A) Model (krzywa) najlepszego dopasowania (b) do danych pomiarowych (kwadraty) w profilu Kutno-1 zakładający strumień ciepły 60 mW/m² stały (karbon – dziś) z wyjątkiem kredy 48 mW/m² oraz erozję laramijską 2300 m i 300 m erozji waryscyjskiej. Wykazano również dla porównania modele o zaniżonej i zawyżonej erozji laramijskiej (a, b). **B)** Kalibracja dla profilu Brześć Kujawski IG-1 zakładająca 0 m erozji waryscyjskiej, 2000 m erozji laramijskiej i strumień ciepły 60 mW/m² w karbonie i wczesnym permie, od późnego permu do jury 55 mW/m², 48 mW/m² w kredzie i 60 mW/m² w kenozoiku. **C)** Założenie dla profilu Byczyna-1 strumienia ciepłego w karbonie i wczesnym permie 60 mW/m² lub 90 mW/m² pozwala na identyczną kalibrację. Zatem model jest niezbyt wrażliwy na zmiany parametrów dla okresu karbon-wczesny perm, gdy osady były pograżone na znacznie mniejszą głębokość niż w mezozoiku. Erozję laramijską przyjęto na 600 m, a waryscyjską na 400 m. Strumień ciepły w okresie późny perm – dziś przyjęto na 55 mW/m². **D)** Transformacja kerogenu w utworach karbońskich (Kutno-1). **E)** Transformacja kerogenu w utworach karbońskich (Brześć Kujawski IG-1). **F)** Transformacja kerogenu zawartego w utworach karbonu (Byczyna-1)

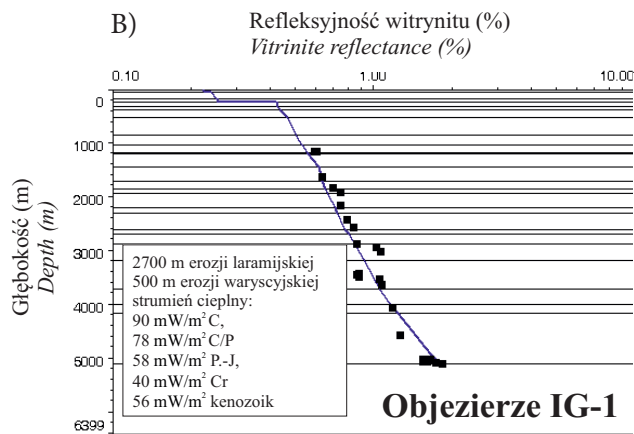
Fig. 3. A) Best-fit model (curve b) versus measured (squares) vitrinite reflectance for Kutno-1 assuming 2300 m of Laramian erosion, 300 m Variscan erosion, and constant heat flow 60 mW/m² from Carboniferous to recent except Crataceous (48 mW/m²). For comparison models with higher or lower (a, c) Laramian erosion was shown. **B)** Calibration for Brześć Kujawski IG-1 assuming 2000 m of Laramian erosion, 0 m Variscan erosion, and heat flow 60 mW/m² in Carboniferous and Early Permian, 55 mW/m² from Late Permian to Jurassic, 48 mW/m² in Crataceous and 60 mW/m² in Cainozoic. **C)** Both heat flow values 60 mW/m² and 90 mW/m² in the period Carboniferous-Early Permian gave the same quality calibration in the well Byczyna-1. Curves are almost identical. It means that model is not sensitive for changes parameters for that period, because Carboniferous source rocks were less buried than in the Mesozoic. Laramian erosion assumed for 600 m, and Variscan for 400 m. Constant heat flow 55 mW/m² was assumed for the entire period from Late Permian to recent. **D)** Kerogen transformation ratio in Carboniferous sediments (Kutno-1). **E)** transformation ratio in Carboniferous sediments for Brześć Kujawski IG-1. **F)** Transformation ratio in Carboniferous sediments for Byczyna-1



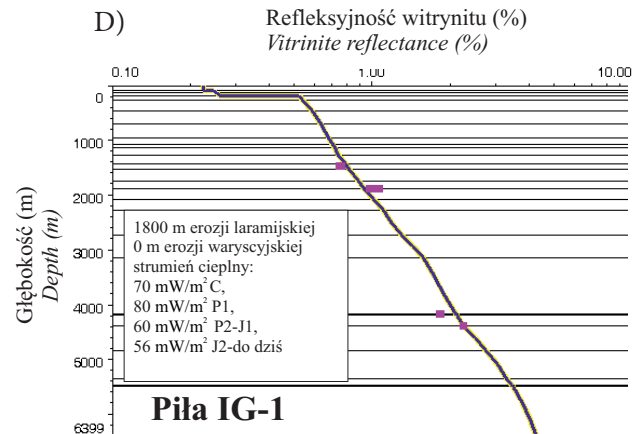
- a – stały strumień ciepły 50 mW/m² – z wyjątkiem kredy 40 mW/m² (constant heat flow 50 mW/m² – except in Cretaceous: 40 mW/m²)
- b – model wczesnokredowej erozji (Early Cretaceous erosion model)
- c – model najlepszego dopasowania (the best fit model)
- d – stały strumień 50 mW/m² od karbonu do dziś (constant heat flow from Carboniferous to recent 50 mW/m²)

■ pomierzona wartość refleksyjności wityryny (% R_r)
measured vitrinite reflectance (% R_r)

— obliczona wartość refleksyjności wityryny
(wg algorytmu opracowanego przez Sweeneya & Burnhama 1990)
calculated vitrinite reflectance (after Sweeney & Burnham 1990)



- 2700 m erozji laramijskiej
500 m erozji waryscyjskiej
strumień ciepły:
90 mW/m² C,
78 mW/m² C/P,
58 mW/m² P-J,
40 mW/m² Cr
56 mW/m² kenozoik



- 1800 m erozji laramijskiej
0 m erozji waryscyjskiej
strumień ciepły:
70 mW/m² C,
80 mW/m² P1,
60 mW/m² P2-J1,
56 mW/m² J2-do dziś

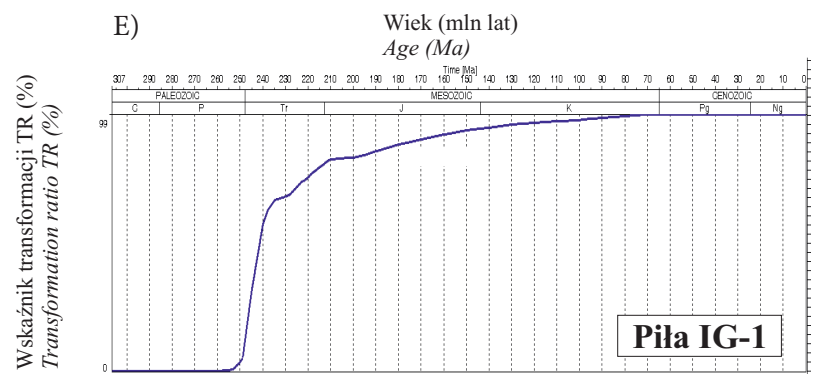
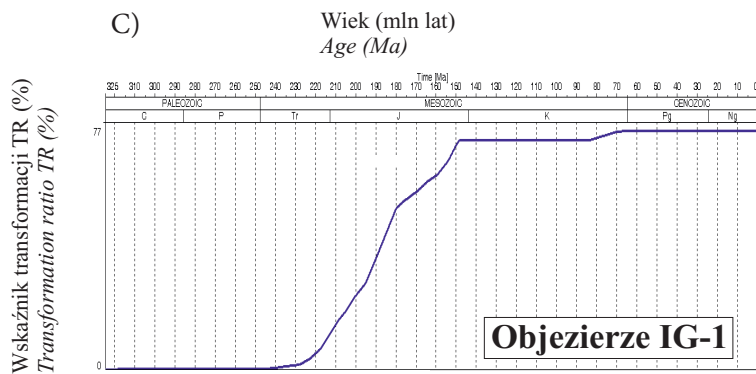


Fig. 2. A) Przykładowa analiza wrażliwości dla modelu Objezierze IG-1. Kalibracja modelu zakładająca (a) 1500 m wczesnokredowej erozji i 1200 m późnokredowej erozji, 500 m erozji waryscyjskiej i strumień ciepły wynoszący 40 mW/m² w kredzie, 58 mW/m² od permu do jury włącznie, 78 mW/m² na przełomie karbonu i permu i 90 mW/m² w karbonie; (b) model najlepszego dopasowania pokazany na figurze 2B; (c) stały strumień ciepły od karbonu do dziś i 1000 m erozji laramijskiej oraz 500 m waryscyjskiej; (d) stały strumień ciepły od karbonu do dziś z wyjątkiem kredy, dla której założono strumień ciepły wynoszący 40 mW/m², oraz 1000 m erozji laramijskiej, i 500 m waryscyjskiej. **B)** Kalibracja najlepszego dopasowania (Objezierze IG-1) zakładająca 2700 m erozji laramijskiej, 500 m erozji waryscyjskiej i strumień ciepły wynoszący 40 mW/m² w kredzie, 58 mW/m² od permu do jury włącznie, 78 mW/m² na przełomie karbonu i permu i 90 mW/m² w karbonie. **C)** Wskaźnik transformacji kerogenu w utworach karbońskich (Objezierze IG-1). **D)** Kalibracja modelu dla profilu Piła IG-1 zakładająca 1800 m erozji laramijskiej, 0 m erozji waryscyjskiej i strumień ciepły wynoszący 56 mW/m² od jury środkowej do dziś, 60 mW/m² w późnym permie do jury wczesniej włącznie, 80 mW/m² w permie dolnym i 70 mW/m² w karbonie. **E)** Wskaźnik transformacji kerogenu (Piła IG-1) w utworach karbońskich

Fig. 2. A) Sensitivity analysis example for Objezierze IG-1: (a) calibration assuming 1500 m of the Early Crataceous erosion and 1200 m of the Late Crataceous erosion, 500 m Variscan erosion, and heat flow 40 mW/m² in Crataceous, 58 mW/m² from Permian to Jurassic, 78 mW/m² Carboniferous/Permian, 90 mW/m² in Carboniferous; (b) the best-fit model shown in figure 2B; (c) constant heat flow from Carboniferous to recent and 1000 m Laramian erosion, 500 m Variscan erosion, (d) constant heat flow from Carboniferous to recent except Crataceous, in which heat flow 40 mW/m² was assumed and 1000 m Laramian erosion, and 500 m Variscan erosion. **B)** The best-fit model calibration for Objezierze IG-1 assuming 2700 m of Laramian erosion, 500 m Variscan erosion, and heat flow 40 mW/m² in Crataceous, 58 mW/m² from Permian to Jurassic, 78 mW/m² Carboniferous/Permian, 90 mW/m² in Carboniferous. **C)** Kerogen transformation ratio in the Carboniferous (Objezierze IG-1). **D)** Calibration for Piła IG-1. Model assumes 1800 m laramian erosion, 0 m Variscan erosion and heat flow 56 mW/m² from Middle Jurassic to recent, 60 mW/m² from late Permian to Eraly Jurassic, 80 mW/m² in Early Permian due to volcanics and 70 mW/m² in Carboniferous. **E)** Transformation ratio in the Carboniferous rocks (Piła IG-1)

Ze względu na brak kompleksowej analizy parametrów petrofizycznych w basenie polskim w niniejszej pracy przyjęto typowe ich wartości publikowane dla szkieletu ziarnowego (Plewa 1994, Yalcin *et al.* 1997). W modelowaniach historii termicznej uwzględniono również zmiany średniej temperatury powierzchniowej w historii geologicznej basenu (Wygrala 1989). Następnie obliczano wskaźnik transformacji kerogenu (% TR) obrazujący ilość wygenerowanych węglowodorów, korzystając z modelu LLNL (Burnham *et al.* 1988), przy czym podano TR jedynie modeli najlepszego dopasowania dla karbońskich skał macierzystych. Bardziej szczegółowe omówienie metodyki modelowań 1-D w języku polskim zawarto w pracy Batora & Kosakowskiego (2000).

WYNIKI I DYSKUSJA

Jednym z głównych rezultatów przeprowadzonych modelowań numerycznych była rekonstrukcja ewolucji paleogeotermicznej w poszczególnych analizowanych profilach litostratygraficznych, niezbędna do obliczeń wielkości transformacji kerogenu w węglowodory i ilości wygenerowanego gazu. Zróżnicowana jakość kalibracji poszczególnych modeli powoduje, że w wielu przypadkach model historii termicznej nie jest jednoznaczny (Fig. 2A na wklejce) i możliwe są alternatywne rekonstrukcje (zob. Majorowicz *et al.* 1984, Karnowski 1999, Poprawa 1997, Poprawa *et al.* 2005, Poprawa & Andriessen 2006).

W profilu osadów karbońskich zaznacza się sukcesywny wzrost dojrzałości materii organicznej – od stadium prawie niedojrzałego w stropie westfalu (w obszarze pomorskim, mazowieckim i lubelskim – strefa przykrawędziowa do ~T-T), poprzez fazy zaawansowanego generowania węglowodorów, aż do fazy wysokometanowego gazu suchego w obszarze monokliny przedsudeckiej i osiowej części bruzdy (Bachleda *et al.* 1996, Burzewski *et al.* 1998, Czechowski *et al.* 1998, Grotek *et al.* 1998, Matyasik 1998, Wagner 1999, Górniak *et al.* 2004, Kozłowska & Poprawa 2004, Kotarba *et al.* 2004, 2005, Grotek 2005, 2006, Poprawa *et al.* 2005, Maćkowski *et al.* 2008).

Dojrzałość termiczna utworów karbońskich w analizowanych profilach, w centralnym obszarze bruzdy, ukształtowała się po późnokarbońskich deformacjach tektonicznych. Natomiast w NE części monokliny przedsudeckiej (Września IG-1) wyniki przeprowadzonych analiz wskazują, że dojrzałość termiczna utworów karbońskich ukształtowana została głównie przed permem (Fig. 2–4 na wklejkach), chociaż pewien wpływ procesów mezozoicznych jest również możliwy.

Przeprowadzona analiza wrażliwości poszczególnych modeli na zmianę różnych parametrów brzegowych w celu oceny możliwej wielkości błędów przyjętych założeń (np. Fig. 2A) pozwala stwierdzić, że uzyskane wyniki modelowań wykazują się wysokim stopniem prawdopodobieństwa.

W centralnej części głębokiego basenu zrekonstruowany waryscyjski reżim termiczny charakteryzuje się zróżnicowanymi, ale stosunkowo wysokimi wartościami paleostrumienia ciepłego (~70–110 mW/m²) oraz małymi rozmiarami erozyjnie usuniętego nadkładu (0–500 m) (Fig. 2–5 na wklejkach). Natomiast na etapie laramijskim wielkość zerodowanego

nadkładu waha się od 600 m do 2700 m, a paleostrumień ciepłny oszacowano na 40–48 mW/m² w kredzie oraz nieznacznie podwyższony zwykle w okresie trias-jura (na poziomie 50–60 mW/m²) (Fig. 2–4). Niestety profile, które osiągnęły maksymalne pograżenia i maksymalne paleotemperatury w mezozoiku, a zwłaszcza w kredzie, są prawie niewrażliwe na zmiany parametrów z okresu karbońskiego. Zatem podane w pracy wartości strumienia ciepłnego i erozji warwycyjskiej należy traktować raczej szacunkowo.

Oś depocentów basenu polskiego leży wzdłuż granicy platformy paleozoicznej i prekambryjskiej w strefie szwu transeuropejskiego (Fig. 1), który determinował rozwój tektoniczny tego obszaru (Dadlez *et al.* 1995, Narkiewicz 2007). Basen bruzdy środkowopolskiej podlegał następnie inwersji późnokredowej i/lub wczesnopalogeńskiej (e.g. Dadlez *et al.* 1995). Generalnie w strefie centralnej wału środkowopolskiego przyjęcie strumienia ciepłnego w późnej kredzie niższego niż współczesny pozwala stosunkowo dobrze dopasować model do danych go kalibrujących (por. Poprawa 1997, Poprawa *et al.* 2005). Niezależne przesłanki obniżonego gradientu termicznego w późnej kredzie w strefie położonej wzdłuż wału środkowopolskiego podają Poprawa & Andriessen (2006) na podstawie termochronologicznych datowań trakowych na apatytach. Natomiast dalej od osi depocentów wału środkowopolskiego stwierdzane są znacznie bardziej skomplikowane rozkłady dojrzałości termicznej, które kształtowały się głównie w czasie mezozoicznego pograżania (e.g. Poprawa 1997, Kozłowska & Poprawa 2004, Poprawa & Andriessen 2006). Prawdopodobnie faza ekstensywnej aktywności tektonicznej mogła również odgrywać pewną rolę (Kutek 1994, Poprawa 1997). Określenie potencjalnego wpływu adwekcyjnego transportu ciepła jest obecnie niemożliwe z uwagi na niewystarczającą ilość danych i wymaga dalszych badań. Ponadto na obszarze basenu czerwonego spągowca jest możliwe występowanie podwyższonego strumienia ciepłnego w triasie i permie, uzasadnione koncepcją ryftu (por. Dadlez *et al.* 1995). Niemniej w niektórych profilach (np. Byczyna-1 – Fig. 3C, Fig. 6) można uzyskać poprawną kalibrację modeli, przyjmując znacznie prostszy model ewolucji strumienia ciepłnego, tj. stały strumień w ciągu rozwoju tego basenu, zgodnie z poglądami Karnkowskiego (1999).

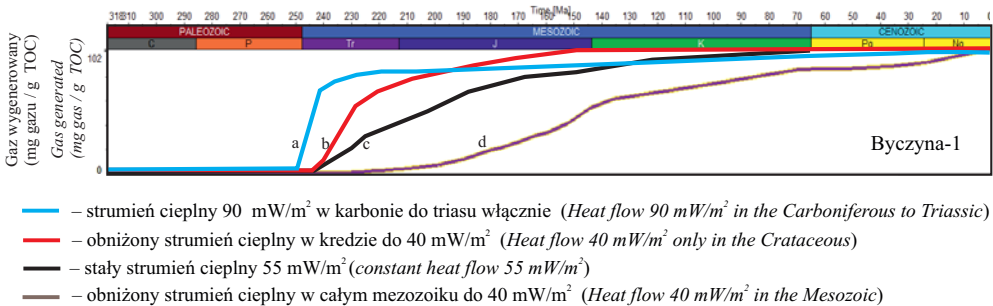


Fig. 6. Gaz wygenerowany z karbońskich skał macierzystych w profilu Byczyna-1. Dalsze objaśnienia w tekście

Fig. 6. Gas generated at Byczyna-1 well from Carboniferous source rocks. Further descriptions in the text

Uzyskane modele paleotermiczne wykorzystano do obliczenia położenia głównych stref generowania węglowodorów (Fig. 5) oraz jednostkowego potencjału węglowodorowego karbońskich skał macierzystych (Fig. 6). Materia organiczna zawarta w utworach karbonu ma charakter przede wszystkim humusowy (gazotwórczy, typ III). Podrzędnie, jedynie w dolnym karbonie, występuje kerogen pochodzenia algowego (ropotwórczy typ II) oraz mieszaniny II/III typu. Niemniej jednak kerogen ten ma niską zawartość wodoru, co podkreśla jego bardziej gazotwórczy charakter (e.g. Burzewski *et al.* 1998, Botor *et al.* 2002, Kotarba *et al.* 2004, 2005, Dornenbal & Stevenson 2010). W utworach karbońskich dominuje materia organiczna III typu charakteryzująca się raczej niskim potencjałem genetycznym, w szczególności w odniesieniu do generowania węglowodorów ciekłych C_{6+} , natomiast może stanowić dosyć bogate źródło węglowodorów gazowych. W przypadku generowania węglowodorów z materii organicznej o wysokiej zawartości tlenu (humusowy typ kerogenu) generowany jest również w znacznej ilości dwutlenek węgla. Badania składu cząsteczkowego i izotopowego gazów czerwonego spągowca wraz z badaniami materii organicznej zawartej w osadach karbońskich wykazały, że akumulacje gazowe monokliny przedsudeckiej i Pomorza są związane genetycznie ze źródłami węglowodorów znajdującymi się w karbońskich skałach macierzystych (Kotarba *et al.* 2004, 2005, Dornenbal & Stevenson 2010). Dlatego też do niniejszych modelowań przyjęto III typ kerogenu, zgodny z modelem LLNL opracowanym przez Burnhama *et al.* (1988). W modelu tym przyjęta została wartość pierwotnego wskaźnika wodorowego HI równą 200. Współcześnie zachowana ilość rozproszonej materii organicznej jest zmienna, niekiedy dosyć wysoka (ze średnimi oscylującymi wokół 1–2% TOC) w strefach o najlepszych warunkach zachowania (e.g. Burzewski *et al.* 1998, Botor *et al.* 2002, Kotarba *et al.* 2004, 2005, Dornenbal & Stevenson 2010). Jednak w skali całego basenu te wartości wydają się niższe, stąd też do modelowań przyjęto uśrednioną wartość TOC na poziomie około 1%, co stanowi wartość zaniżoną w stosunku do pierwotnej zawartości węgla organicznego w tych osadach.

Z niniejszych modelowań wynika, że znacznie bardziej istotne były procesy wzrostu stopnia uwęglenia materii organicznej i transformacji kerogenu na etapie mezozoicznym niż wcześniejsze procesy w paleozoiku, co w efekcie doprowadziło do generowania znacznych ilości gazu, głównie w okresie triasu i jury, a w mniejszym zwykle stopniu również kredy (Fig. 2–6).

Prawidłową kalibrację modelu Objezierze IG-1 uzyskano, przyjmując, że w profilu tym zostało zerodowanych około 2000 m utworów górnokredowych (Fig. 2B). Hipoteza ta nie jest bezzasadna, ponieważ zachowanych jest jedynie 75 m utworów górnokredowych. Wskaźnik transformacji (TR) kerogenu w profilu Objezierze IG-1 obliczony dla modelu optymalnego (Fig. 2C) (przy założeniu kerogenu III typu) wyniósł 100% w późnej kredzie, przy czym największy wzrost nastąpił pomiędzy środkowym triasem a późną jurą (ponad 80%) (Fig. 2C). Utwory karbońskie w tym profilu osiągnęły wartości refleksyjności wityryntu ponad 1.6% (Fig. 2B).

Wskaźnik transformacji kerogenu (TR) osiągnął 99% w późnej kredzie, przy czym największy jego wzrost nastąpił w późnym triasie (do ok. 75%) (Fig. 2E).

Odwierty Brześć Kujawski IG-1, Budziszewice IG-1 i Kutno-1 znajdują się w północnej części Kujaw i cechują się podobnymi warunkami geologicznymi (Fig. 3–4). Karbońskie skały potencjalnie macierzyste dla generowania węglowodorów zalegają w tej strefie na bardzo dużych głębokościach rzędu ponad 5000 m. Są to najprawdopodobniej (?) głównie platformowe utwory turneju. W profilach Kutno-1 i Brześć Kujawski IG-1 brak jest jakichkolwiek oznaczeń dojrzałości termicznej materii organicznej czy innych badań geochemicznych utworów karbońskich. Wobec powyższego przeprowadzone modelowania mają wyłączny charakter testu naftowego, a uzyskane wyniki mogą być uważane jedynie za orientacyjne. Aczkolwiek wyniki te są porównywalne z wynikami bardziej precyzyjnymi, takimi jak te uzyskane z profili Byczyna-1 i Budziszewice IG-1.

W profilu Brześć Kujawski IG-1 brak jest oznaczeń refleksyjności witrynu w utworach karbońskich, co uniemożliwia precyzyjną ocenę zaawansowania procesów generacyjnych. Niemniej jednak, biorąc pod uwagę, że sąsiednie profile karbońskie (Budziszewice IG-1, Byczyna-1) wykazują refleksyjność witrynu rzędu 2.0–2.5%, należy się spodziewać podobnego uwęglenia substancji organicznej w pozostałych profilach karbonu tej strefy (Fig. 3A–C, 4A).

Prawdopodobnie transformacja kerogenu III typu w utworach dolnokarbońskich w profilu Kutno-1 wykazuje również podobną charakterystykę jak w profilach sąsiednich. W takim przypadku nastąpiło około 50-procentowe przeobrażenie kerogenu w węglowodory już w okresie triasowym, natomiast pozostały w skale macierzystej kerogen uległ dalszemu przeobrażeniu w jurze (w 40%) i w kredzie (w 10%) (Fig. 3D).

Prawdopodobnie transformacja kerogenu III typu w utworach dolnokarbońskich w profilu Brześć Kujawski IG-1 osiągnęła 90% do końca triasu, a pozostałe 10% w jurze (Fig. 3E). Zatem okres triasowy był najbardziej istotny pod względem generowania gazu w tym rejonie. Transformacja kerogenu III typu w utworach dolnokarbońskich, w profilu Budziszewice IG-1 (Fig. 4B), generalnie jest podobna jak w profilu Brześć Kujawski IG-1, choć 80% transformacji kerogenu nastąpiło już we wczesnym i środkowym triasie, a pozostałe 10% gazu wytwarzane było aż do końca kredy.

W analizowanych profilach zmiany współczesnego, jak i szerzej – kenozoicznego, strumienia cieplnego nie wpływają znacząco na jakość kalibracji poszczególnych modeli z wyjątkiem profilu Byczyna, z uwagi na zbliżone do współczesnego pograżenie kredowe. Kalibracja modelu termicznego dla profilu Byczyna-1 wydaje się trudniejsza do jednoznacznego skwantyfikowania. Można wprawdzie uzyskać poprawną kalibrację przy założeniu 1200-metrowej erozji laramijskiej, lecz bardziej prawdopodobna wydaje się wielkość erozji wynikająca z analizy paleomiąższościowej – rzędu 600 m (e.g. Maćkowski *et al.* 2008). Model ten jest wrażliwy na zmiany strumienia zarówno kredowego, jak i kenozoicznego. Natomiast zmiany wartości strumienia i erozji dla okresu warsycyjskiego nie wpływają w żaden bardzo istotny sposób na końcowy model (Fig. 3C). Zatem obecnie mierzony poziom uwęglenia w tym profilu został z pewnością uzyskany na etapie postwarsycyjskim. Poprawa & Andriessen (2006) uważają, że strumień kredowy miał wartości znacznie niższe niż współcześnie. Założenie takie (przy uwzględnieniu zaniżenia wartości strumienia cieplnego do około 40 mW/m²) pozwala uzyskać poprawną kalibrację, jeśli przy tym podwyższymy

wartość strumienia kenozoicznego. Można jednak uzyskać także poprawną kalibrację modelu, stosując uśredniony strumień na poziomie około 55 mW/m² dla okresu od permu do dziś.

Wskaźniki transformacji kerogenu zawartego w macierzystych skałach karbońskich, w profilu Byczyna-1, obrazujące stopień zaawansowania procesów generowania węglowodorów (przy założeniu kerogenu III typu) pokazują, że główna faza generowania węglowodorów przypada na trias (55% wygenerowanych węglowodorów), a mniejszą dynamiką charakteryzują się jura (28%) i kreda (11%). Skumulowana wielkość transformacji kerogenu osiąga około 94% (Fig. 3F).

Odmianą charakterystykę ewolucji paleotermicznej przedstawia profil Września IG-1 reprezentujący strefę NE monokliny przedsudeckiej, cechując się skokiem uwęglenia pomiędzy utworami karbonu a jego nadkładu (Fig. 4C). Odtworzony waryscyjski reżim termiczny charakteryzuje się wysoką wartością paleostrumienia cieplnego (105 mW/m²) oraz bardzo dużymi rozmiarami erozyjnie usuniętego nadkładu (3650 m). Takie, być może nierealistycznie wysokie, wartości obliczanego paleopogrążenia i paleostrumienia cieplnego mogą wskazywać na adwekcyjne (?) mechanizmy transportu ciepła w ośrodku skalnym, być może uwarunkowane krążeniem gorących roztworów i/lub ryftingiem (Karnkowski 1999, Maćkowski 2005, Poprawa *et al.* 2005). Z kolei wielkość zerodowanego nadkładu na etapie laramijskim oceniono na około 1000 m, a paleostrumień cieplny oszacowano na 55 mW/m² (Fig. 4C).

W profilu Września IG-1 transformacja w gaz ziemny kerogenu zdeponowanego w osadach karbońskich, zarówno II (łatwiej reagującego), jak i dominującego III typu, nastąpiła już w okresie późnego karbonu, osiągając wartości prawie 100% TR (Fig. 4D). Uzyskane wyniki analizy generacyjnej dla tej części monokliny przedsudeckiej wykazały, że główna faza generowania poprzedzała powstanie regionalnych cechsztyńskich solonośnych utworów uszczelniających. Zatem należy wnioskować, że ewentualne akumulacje wytworzonych węglowodorów gazowych w większości przypadków zostały rozformowane w czasie inwersji późnowaryscyjskiej i erozji, tj. przed późnym permem, prawdopodobnie z uwagi na brak wystarczającego uszczelnienia, a wygenerowane węglowodory uległy rozproszeniu.

Wyniki powyższych modelowań potwierdzają słuszność dotychczasowych wyników modelowania numerycznego procesów generowania węglowodorów w karbonie stanowiącym podłoże basenu czerwonego spągowca, wykazując, że w odniesieniu do większości obszaru Niżu Polskiego należy zasadniczo wydzielić kilka etapów rozwoju procesu generowania węglowodorów (por. Burzewski *et al.* 1998, Karnkowski 1999, Botor *et al.* 2002, Poprawa *et al.* 2005). Wyniki tych prac zostały potwierdzone i uściślone w niniejszych modelowaniach strefy głębokiego basenu. W strefach o bardzo szybkiej subsydencji, przy podwyższonej wartości strumienia cieplnego, już w późnym karbonie doszło do znacznego zaawansowania procesów generacyjnych, a wskaźnik transformacji kerogenu TR osiągnął 100% (np. Września IG-1 na monoklinie przedsudeckiej). Natomiast w strefach, w których potencjał węglowodorowy nie został wyczerpany na etapie waryscyjskiego rozwoju (a które stanowią większość powierzchni basenu), doszło do dwóch głównych epizodów generowania węglowodorów – najpierw w triasie i/lub jurze, a następnie w późnej kredzie. Zakres transformacji kerogenu jest bardzo zróżnicowany w tych etapach mezozoicznych (od 20% do prawie 100%), co

potwierdzają wysokie wartości dojrzałości termicznej sięgające do 2.7% w skali refleksyjności wityrynytu.

Obliczona ilość węglowodorów wygenerowanych ze skał macierzystych karbonu w przykładowym profilu Byczna-1 wynosi około 102 mg (na gram TOC) we wszystkich modelach, które uzyskały poprawną kalibrację (Fig. 6), gdyż transformacja kerogenu przebiegała podobnie. Wydaje się, że niezależnie od przyjętych bardziej szczegółowych modeli ewolucji paleotermicznej w centralnej strefie głębokiego basenu karbońskie skały macierzyste wykazują podobny schemat procesu generowania węglowodorów, którego największe nasilenie przypada na trias i jurę. Ponadto znaczna część wygenerowanego gazu mogła zostać zakumulowana w pułapkach, gdyż procesy generowania gazu miały miejsce jeszcze przed jurajską fazą masowej illityzacji blokującej w znacznej mierze drogi migracji węglowodorów (np. Protas *et al.* 2006).

PODSUMOWANIE

Dojrzałość termiczna materii organicznej do generowania węglowodorów w profilu utworów karbońskich w głębokiej części basenu wzrasta z głębokością pograżenia. Refleksyjność wityrynytu w analizowanej strefie wynosi około 1.0–2.0% w zachodniej części obszaru badań oraz około 2.7% we wschodniej części obszaru badań. Zatem utwory karbońskie mogły generować znaczne ilości metanu, przy umiarkowanej jeszcze ilości azotu. Termogeniczne generowanie węglowodorów (głównie gazu) zachodziło przez cały mezozoik aż do późnej kredy włącznie. Jego zawansowanie i przebieg wykazują pewne zróżnicowanie, a transformacje kerogenu osiągają 100% w strefach maksymalnej dojrzałości materii organicznej. Główna jednak faza generowania gazu występowała pomiędzy końcem wczesnego triasu a końcem późnej jury, przy czym w osiowej części obszaru badań (Piła IG-1 – Byczna-1) triasowy etap generowania odgrywał większą rolę. Natomiast ku SW (np. Objezierze IG-1) największa dynamika generowania węglowodorów przypada na okres nieco późniejszy, głównie jurajski.

Północno-wschodnia część monokliny przedsudeckiej (np. Września IG-1), z uwagi na możliwe rozproszenie wygenerowanych węglowodorów wskutek inwersji warszawskiej i brak regionalnego uszczelnienia solami cechsztyńskimi w czasie generowania gazu w późnym karbonie, wydaje się mniej perspektywiczna. Zatem obszar północny (Brześć Kujawski IG-1, Budziszewice IG-1, Kutno-1, Objezierze IG-1, Piła IG-1, Byczna-1) jest znacznie bardziej istotny pod względem potencjału naftowego. W tej właśnie strefie, w czasie wytwarzania gazu ziemnego z karbońskiej substancji organicznej, która miała miejsce w mezozoiku, istniało już regionalne uszczelnienie solami cechsztyńskimi głównego systemu zbiornikowego czerwonego spągowca. Zatem wygenerowane w skałach karbońskich węglowodory mogły migrować i zostać zakumulowane w dolnopermskich pułapkach złożowych. Czas procesów generowania i migracji wydaje się nieco zróżnicowany w poszczególnych strefach tego fragmentu basenu, niemniej jednak zwłaszcza okres środkowego triasu do późnej jury można uznać za najbardziej istotny. Cechuje się on największą dynamiką wzrostu wytworzonych węglowodorów.

Powyższe badania były dofinansowane w ramach projektu „Poprawa efektywności badań sejsmicznych w poszukiwaniach i rozpoznawaniu złóż gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca” (Europejski Fundusz Rozwoju Regionalnego, program Innowacyjna Gospodarka, umowa AGH nr 72.72.140.8425). Dziękuję prof. W. Góreckiemu za inspirację do przeprowadzenia powyższych badań i prof. M. Wagnerowi za udostępnienie wyników pomiarów refleksyjności wityrynytu z analizowanego obszaru. Pragnę także podziękować za owocną dyskusję dr. T. Maćkowskiemu, dr. B. Papiernikowi za opracowanie figury 1 (KSE WGGiOŚ AGH) oraz recenzentom, prof. P. Karnkowskiemu i prof. M. Wagnerowi, za konstruktywne uwagi.

LITERATURA

- Bachleda-Curuś T., Burzewski W., Halat Z. & Semyrka R., 1996, Hydrocarbon generation potential of sedimentary formations in the Pomerania. *Oil & Gas News*, 6, 163–170.
- Botor D. & Kosakowski P., 2000. Zastosowanie modeli numerycznych do rekonstrukcji procesów generowania węglowodorów i oceny paleotemperatur. *Przegląd Geologiczny*, 49 (2), 239–252.
- Botor D., Kotarba M. & Kosakowski P., 2002. Petroleum generation of Carboniferous strata in the Lublin Trough: an integrated geochemical and numerical approach. *Organic Geochemistry*, 33, 461–476.
- Burnham A.K., Braun R.L. & Samoun A.M., 1988. Comparison of methods for measuring kerogen pyrolysis rates and fitting kinetic parameters. *Energy Fuels*, 1, 452–458.
- Burzewski W., Kotarba M., Botor D., Kosakowski P. & Słupczyński K., 1998. Modelowanie procesów generowania i ekspulsji węglowodorów w utworach młodszego paleozoiku obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, CLXV, 273–284.
- Czechowski F., Grelowski C., Wolnowski T., Kotarba M. & Merta H. 1998. Geochemiczne badania kerogenu w utworach karbonu, dewonu i syluru Pomorza. *III Sympozjum „Badania geochemiczne i petrofizyczne w poszukiwaniach naftowych”*, Ustroń, 45–53.
- Dadlez R., Narkiewicz M. & Stephenson R.A., Visser M.T.M. & Van Wees J-D., 1995. Tectonic Evolution of the Mid-Polish Trough: Modelling Implications and Significance for Central European Geology. *Tectonophysics*, 252, 179–195.
- Doornbal H. & Stevenson A. (Eds), 2010. *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*. EAGE Publications, Houten (Holland).
- Franke H. et al., 2000. Orogenic processes quantification and modelling in the Variscan belt. *Geological Society of London Special Publication*, 179, 87–102.
- Frings U., Lutz R., de Wall H. & Warr L.N., 2004. Coalification history of the Cineria-Matalana pull-apart basin (NW Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 92–106.
- Górecki W., Weil W. & Wolnowski T., 1995. Oil and Gas Accumulation Potential of the Pomerania Area. *Materiały konferencji „Modern Exploration and Improved Oil and Gas Recovery Methods”*, Kraków, 102–103.

- Górniak K., Bahranowski A., Protas A., Gawel A., Ratajczak T. & Szydlak T., 2004. Thermal history of Paleozoic source rocks in the Pomerania: illite-smectite and vitrinite reflectance geothermometers. *2nd Mid-European Clay Conference*, Miskolc 18–24.09.2004, 185.
- Grotek I., 2005. Zmienność uwęglenia w utworach karbonu wzdłuż brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. *Biuletyn PIG*, 413, 5–80.
- Grotek I., 2006. Dojrzałość termiczna materii organicznej z utworów osadowych pomorskiego odcinka TESZ. W: Matyja H. & Poprawa P. (red.), *Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych*, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, CLXXXVI, 253–269.
- Grotek I., Matyja H. & Skompski S., 1998. Dojrzałości materii organicznej karbonu w obszarze pomorskim i lubelskim na podstawie refleksyjności wityrnytu i CAI. W: Narkiewicz M. (red.), *Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego*, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, CLXV, 245–254.
- Karnkowski P.H., 1999. Origin and Evolution of the Polish Rotliegend Basin. *Polish Geological Institute Special Papers*, 3, 1–93.
- Karnkowski P.H., 2007. Permian Basin as a main exploration target in Poland. *Przegląd Geologiczny*, 55 (12/1), 1003–1015.
- Karnkowski P.H., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Przegląd Geologiczny*, 56 (10), 895–903.
- Kotarba M., Kosakowski P., Grelowski C. & Merta H., 2004. Potencjał węglowodorowy karbońskich skał macierzystych w pomorskim fragmencie bruzdy środkowopolskiej. *Przegląd Geologiczny*, 52 (12), 1156–1165.
- Kotarba M., Pokorski J., Grelowski C. & Kosakowski P., 2005. Geneza gazu ziemnego akumulowanego w utworach karbonu i czerwonego spągowca w nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego. *Przegląd Geologiczny*, 53 (5), 425–433.
- Kozłowska A. & Poprawa P., 2004. Diageniza klastycznych utworów karbońskich w obszarze mazowieckim oraz północnej części obszaru lubelskiego na tle ich historii pogrążeniowo-termicznej. *Przegląd Geologiczny*, 52 (6), 491–500.
- Kutek J., 1994. Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. *Acta Geologica Polonica*, 44, 167–221.
- Maćkowski T., 2005. Wpływ dolnopermskiego wulkanizmu na stopień przeobrażenia termicznego karbońskich skał macierzystych na obszarze monokliny przedsudeckiej, W: Kuśmirek J. (red.), *Sprawozdania z Seminariów Naukowych AGH ZSE*, Kraków, 120–122.
- Maćkowski T., Reicher B., Burzewski W., Botor D. & Papiernik B., 2008. Rekonstrukcja czasowo-przestrzennych parametrów, model ekspulsji i migracji węglowodorów oraz ocena potencjału generacyjnego. W: Górecki W. *et. al.*, *Zasoby prognostyczne, nieodkryty potencjał gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca i wapienia cechsztyńskiego w Polsce*. Archiwum KSE AGH, Kraków (wyniki grantu NFOŚ).
- Majorowicz J.A., Marek S. & Znosko J., 1984. Paleogeothermal gradients by vitrinite reflectance data and their relation to the present geothermal gradient patterns of the Polish Lowland. *Tectonophysics*, 103, 141–156.

- Matyasik I., 1998. Charakterystyka geochemiczna skał macierzystych karbonu w wybranych profilach wiertniczych obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. W: Narkiewicz M. (red.), Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, CLXV, 215–226.
- Narkiewicz M., 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geological Quarterly*, 51, 231–256.
- Narkiewicz M. & Dadlez R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Przegląd Geologiczny*, 56, 391–397.
- Papiernik B. & Reicher B., 1998. The Numerical 3-D Restoration of the Laramide Uplift Magnitude in the Central Part of the Polish Lowlands. *Conference „Modern Exploration and Improved Oil and Gas recovery Methods”, Extended Abstracts*, Kraków, 175–176.
- Plewa F., 1994. *Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski*. Wyd. PAN CPPZiE, Kraków.
- Poprawa P. & Andriessen P., 2006. Wstępne wyniki termochronologii trakowej na apatytach dla północnej i centralnej części basenu polskiego. W: Matyja H. & Poprawa P. (red.), Ewolucja facjalna, tektoniczna, i termiczna Pomorskiego fragmentu Szwu Transeuropejskiego oraz obszarów przyległych, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186, 271–292.
- Poprawa P., 1997. Late Permian to Tertiary dynamics of the Polish Trough. *Terra Nostra*, 97/11, 104–109.
- Poprawa P., Grotek I. & Żywiecki M.M., 2005. Impact of the Permian magmatic activity on the thermal maturation of the Carboniferous sediments in the outer Variscan orogen (SW Poland). *Mineralogical Society of Poland Special Papers*, 26, 253–259
- Protas A., Hałas S. & Wójtowicz A., 2006. Datowanie K-Ar illitu w utworach czerwonego spągowca na Niżu Polskim. *IX Konferencja „Datowanie skał i minerałów”*, Gdańsk, 23–24.10.2006.
- Stefaniuk M., Baranowski P., Czopek B. & Maćkowski T., 1996. Study of compaction in the Pomeranian Anticlinorium Area. *Oil and Gas News from Poland*, 6, 150–162
- Sweeney J.J. & Burnham A.K., 1990. Evaluation of a Simple Model of Vitrinite Reflectance Based on Chemical Kinetics. *AAPG Bulletin*, 74(10), 1559–1570.
- Szewczyk A. & Gientka D., 2009. Terrestrial heat flow density in Poland – a new approach. *Geological Quarterly*, 53 (1), 125–140.
- Taylor G.H., Teichmuller M., Davies A., Diessel C.F.K., Littke R. & Robert P., 1998. *Organic Petrology*. Gebruder-Borntraeger, Berlin – Stuttgart.
- Wagner M., 1999. *Wyniki analiz refleksyjności wityrynitów w wybranych profilach otworów z obszaru Niżu Polskiego*. Archiwum KGZiG AGH, Kraków.
- Wygrala B.P., 1989. Integrated study of an oil field in the southern Po Basin, northern Italy. *Berichte der Kernforschungsanlage Julich*, 2313, 217.
- Yalcin N., Littke R., Peolechau H. & Welte D.H., 1997. Thermal history of sedimentary basins. W: Welte D.H., Barker C.E., Horsfield A. (Eds), *Petroleum and Basin Evolution*, Springer, 3–62.

Summary

Hydrocarbon generation modeling for the Carboniferous source rocks in the deep part of substratum of the Polish Rotliegend Basin has been performed by means of the one-dimensional forward models in order to explain the charge history of Rotliegend gas deposits. Maturity modeling was performed in the following wells (Fig. 1): Objezierze IG-1, Piła IG-1, Buczyna-1, Brześć Kujawski IG-1, Budziszewice IG-1 and Kutno-1. Additionally, as example gas generation processes in northern part of Fore-Sudetic Monocline Września IG-1 borehole was given. The analyzed Carboniferous source rocks contain mainly III and mixed II/III type kerogen (average TOC 1%) and their the mean random vitrinite reflectance is ~1,0% to ~2,7% (Majorowicz *et al.* 1984, Bachleda *et al.* 1996, Burzewski *et al.* 1998, Czechowski *et al.* 1998, Grotek *et al.* 1998, Matyasik 1998, Górnica *et al.* 2004, Kotarba *et al.* 2004, 2005, Kozłowska & Poprawa 2004, Grotek 2005, 2006, Poprawa *et al.* 2005, Maćkowski *et al.* 2008).

In analyzed northern area (Objezierze IG-1, Piła IG-1, Buczyna-1, Brześć Kujawski IG-1, Budziszewice IG-1 and Kutno-1), the Variscan thermal regime was varied but generally high (~70–110 mW/m²) and the eroded thickness of Carboniferous sediments was low (0–500 m) (Figs 2–5). At the Laramian stage the eroded thickness of Mesozoic sediments range from 600 m to 2700 m, and heat flow was relatively low 40–48 mW/m² in Cretaceous and slightly higher in the Triassic-Jurassic period (~50–60 mW/m²) (Figs 2–5). Present-day maturity was reached in Mesozoic. Whereas, in the eastern Fore-Sudetic Monocline (Września IG-1) thermal maturity of the Carboniferous organic matter was reached before Permian, which is supported by break in vitrinite reflectance profile in well (Fig. 4C). It was related probably to high amount of eroded sediments (3650 m) and high heat flow values (105 mW/m²). However, alternative hypothesis are possible, and this should be investigated further.

Calculated kerogen transformation ratio (TR) reached values in range 77% to 100% (Figs 2–4). The gas generation processes took place in several pulses: first in the Late Carboniferous and next in the Mesozoic, principally from the Middle-Late Triassic up to the Late Jurassic in the northern area (Figs 2–4B, 5A–C). Whereas, in the eastern Fore-Sudetic Monocline gas generation was completed in the Variscan times before covering by Zechstein and most hydrocarbons were lost (Figs 4C–D, 5D). Taking into account the geological development of the study area, at least several slightly different thermal models can be successfully applied to achieve very good calibration models. However, the timing and amount of hydrocarbons generated which was calculated by these models are quite similar (Fig. 6). Hydrocarbon potential of Carboniferous source rocks reached 102 mg hydrocarbons per gram TOC (Fig. 6).