Ireneusz DYRKA

ANALIZA TEMPA DEPOZYCJI ORAZ MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

METODYKA BADAŃ

Dla profilu otworu wiertniczego Chełmek IG 1 przeprowadzono analizę tempa depozycji materiału osadowego oraz modelowania historii termicznej i warunków pogrzebania. Modelowania w wariancie jednowymiarowym (1D) wykonano za pomocą programu PetroMod 1-D firmy Schlumberger. Modelowania zostały wykonane na podstawie takich danych wejściowych, jak: stratygrafia, litologia, miąższość jednostek wydzielonych w profilu oraz parametry petrofizyczne skał. Każdej jednostce stratygraficznej został przypisany wiek liczbowy na podstawie tabeli stratygraficznej Polski (Wagner, 2008). Modelowania przeprowadzono metodą wprost (ang. *forward modelling*), w której założono stan wyjściowy systemu oraz określony proces, a następnie wyliczano jego skutek dla obecnego rozkładu stopnia dojrzałości termicznej w profilu otworu. W przypadku niezgodności pomiędzy dojrzałością obliczoną a pomierzoną w profilu otworu, procedura była powtarzana aż do optymalnej kalibracji modelu. Analizowano również alternatywne modele o podobnej kalibracji. Dojrzałość termiczną materii organicznej w przypadku pomiarów R_O obliczono za pomocą algorytmu opracowanego przez Sweeney, Burnhama (1990) natomiast w przypadku pomiarów *T*max na podstawie algorytmu Behar i in. (1997). W rekonstrukcji historii pogrążania zastosowano poprawkę na dekompakcję. W procedurze dekompakcji uwzględniono takie parametry petrofizyczne skał, jak współczynniki kompakcji i porowatości pierwotne utworów. Parametry te były przyjmowane dla poszczególnych typów litologicznych w miarę dostępnych danych publikowanych lub z biblioteki programu. W procedurze odtwarzania historii termicznej i warunków pogrzebania rekonstruowano miąższość zerodowanego fragmentu profilu litostratygraficznego w postaci utworów karbonu (westfalu i stefanu). Miąższość zerodowanych utworów była określona na podstawie kalibracji profili dojrzałości termicznej, pomierzonej i obliczonej. Kalibrację modeli historii termicznej przeprowadzono na podstawie średniej wartości refleksyjności witrynitu i macerałów witrynitopodobnych (% R_O) (patrz rozdz. *Petrografia i jakość węgla*), jak również przy użyciu danych z wartościami T_{max} pomierzonymi podczas analizy Rock-Eval (patrz rozdz. *Badania geochemiczne materii organicznej metodą Rock-Eval*). Wszystkie pomiary R_O i T_{max} zostały wykonane dla profilu utworów karbonu. W modelowaniach zostały uwzględnione dane, charakteryzujące współczesny reżim cieplny (Plewa, 1994; Karwasiecka, Bruszewska, 1997; Szewczyk, Gientka, 2009) tj. pomiary temperatury ustalonej w otworze, przewodności cieplne szkieletu ziarnowego oraz pomiary gęstości powierzchniowego strumienia cieplnego. Ponadto w modelowaniach uwzględniono zmiany średniej temperatury powierzchniowej w historii geologicznej basenu (Wygrala, 1989), której wartości znajdowały się w bibliotece programu.

WYNIKI

Otwór Chełmek IG 1 znajduje się we wschodniej części GZW na obszarze karbońskiego basenu morawsko-śląskiego. Basen ten rozwinął się na przedpolu waryscyjskiej strefy ruchów orogenicznych, stanowiąc zapadlisko przedgórskie. Dla obszaru GZW wykonano dotychczas kilka analiz subsydencji i tempa depozycji materiału osadowego oraz modelowania historii termicznej i warunków pogrzebania przez: Kosakowskiego i in. (1995), Poprawę i Bułę (2006), Poprawę i in. (2006), Dyrkę (2015). Ponadto rekonstrukcji historii termicznej i wielkości pogrzebania dla basenu morawsko-śląskiego w strefie GZW podjęli się w swoich pracach: Belka (1993), Środoń (1995), Karwasiecka (1999), Kotas (2001), Botor i in. (2003), Botor (2014).

ANALIZA TEMPA DEPOZYCJI

Profil otworu Chełmek IG 1 jest reprezentowany przez utwory karbonu (namur A i C oraz westfal A–D), triasu dolnego, miocenu oraz czwartorzędu. Utwory karbonu zostały podzielone na warstwy: malinowickie, sarnowskie, florowskie, grodzieckie, rudzkie s.s., orzeskie s.s. i załęskie, łaziskie oraz libiąskie. Wszystkie wydzielone jednostki stratygraficzne stanowią utwory klastyczne z mniejszym lub większym udziałem węgla kamiennego.

Najstarszymi w profilu otworu są utwory namuru A – warstwy malinowickie, stanowiące podłoże utworów węglonośnych. Utwory te nie zostały w całości przewiercone, tylko ich stropowa część, w związku z tym ustalenie w miarę wiarygodnego ich tempa depozycji było niemożliwe, jednak prawdopodobnie mogło ono wynosić ok. 230 m/mln lat (fig. 25). Dla kolejnych w profilu warstw sarnowskich tempo depozycji wyraźnie wzrosło i wynosiło ok. 570–580 m/mln lat. W okresie sedymentacji warstw grodzieckich i rudzkich s.s., można zaobserwować spadek tempa depozycji do ok. 81 m/mln lat. Warstwy orzeskie s.s. i załęskie charakteryzują się najwyższym tempem depozycji osadów w całym profilu otworu, osiągając ok. 590 m/mln lat. Po tym okresie następował konsekwentny spadek tempa depozycji, który wyniósł odpowiednio dla utworów westfalu B, C i D, reprezentowanego przez warstwy łaziskie i libiąskie: 340 i 173 m/mln lat. Warstwy libiąskie zostały częściowo zerodowane, dlatego określone dla nich tempo depozycji nie jest precyzyjne.

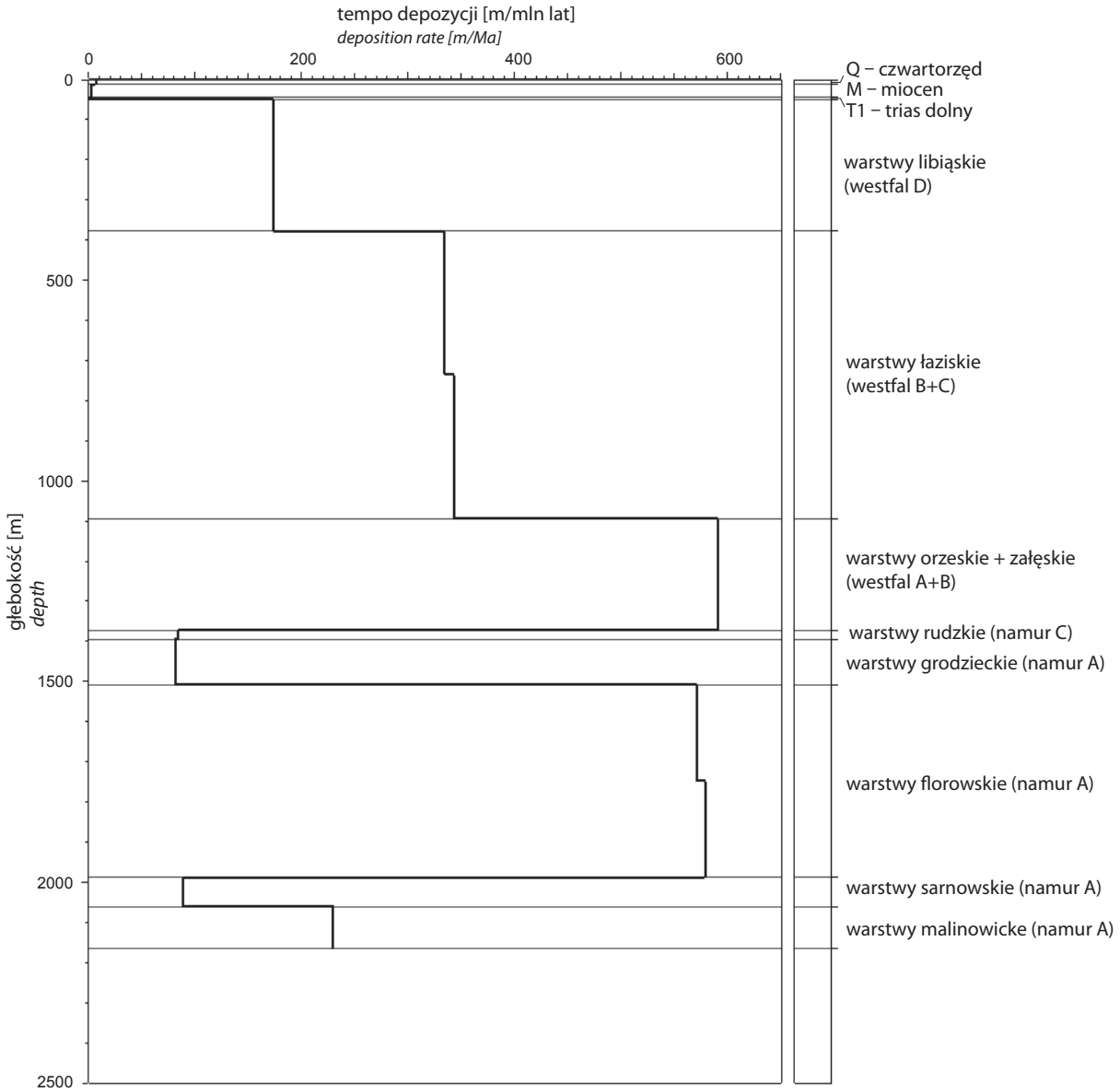


Fig. 25. Tempo depozycji osadów

Sediment deposition rate

Okres namuru i westfalu odznaczał się wysokim tempem subsydencji tektonicznej, co według Poprawy i Buły (2006) w tym przypadku jest charakterystyczne dla synkolizyjnego basenu przedgórskiego, powstającego w wyniku fleksuralnego uginania płyty przedpola orogenu waryscyjskiego. Podczas fazy intensywnej subsydencji w karbonie miał miejsce również okres polegający na jej krótkotrwałym zatrzymaniu w wyższym namurze, po której powróciła faza wysokiej subsydencji. Można to zaobserwować zwłaszcza na modelu pogrążania dla otworu Chełmek IG 1 (fig. 26).

W okresie od późnego karbonu do wczesnego permu miało miejsce tektoniczne wypiętrzanie basenu i znacząca erozja utworów karbońskich. Po tym okresie w mezozoiku nastąpiła stagnacja i dalsza, niewielkich rozmiarów, erozja. Jedynie we wczesnym triasie obserwujemy niewielkich rozmiarów sedymentację osadów (7,5 m miąższości triasu dolnego stwierdzonego w profilu otworu), dla których określenie tempa depozycji jest niemożliwe.

Bezpośrednio nad utworami triasu dolnego zalegają utwory miocenu. Tempo depozycji tych osadów było niewielkie i wynosiło ok. 2 m/mln lat.

Profil otworu Chełmek IG 1 kończy się utworami czwartorzędu niewielkiej miąższości, dla których tempo depozycji oszacowano na ok. 6 m/mln lat.

MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Dla profilu otworu Chełmek IG 1 wykonano jednowymiarowe modelowania i rekonstrukcję historii termicznej oraz warunków pogrzebania (fig. 26). Podstawowym celem analizy było odtworzenie warunków paleotermicznych oraz stopnia pogrzebania skał w basenie. Do kalibracji modelu wykorzystano wyniki 70 pomiarów refleksyjności witrynitu (R_O) (patrz podrozdz. *Petrografia i jakość węgla*) oraz 38 (po selekcji – anomalne i skrajne wartości zostały odrzucone) pomiarów T_{max}, wykonanych w aparaturze Rock-Eval (patrz rozdz. *Badania geochemiczne materii organicznej metodą Rock-Eval*). Oba te parametry określają dojrzałość termiczną utworów (fig. 27), a ich pomiary zostały wykonane dla utworów karbonu. Wyniki stanowią względnie równomierny i dość dobrze zagęszczony rozkład w profilu otworu, jak również widoczna jest dobra korelacja w skali głębokości pomiędzy pomiarami R_O oraz T_{max}. Można jednak zauważyć odstępstwo obliczonej krzywej *T*max o ok. 10°C od wyników pomiarów – nie jest to duży błąd kalibracji. Błąd ten jest spowodowany przede wszystkim przyjęciem algorytmu obliczeniowego dla III typu materii organicznej (Behar i in., 1997), który mimo wszystko nie jest identyczny jak w przypadku materii występującej w pokładach węgla w GZW, mogącej różnić się właściwościami kinetycznymi. Ponadto problem ten może również wynikać z domieszki kerogenu II typu (grupy liptynitu), co potwierdziły wyniki analiz Jurczak-Drabek (patrz rozdz. *Petrografia i jakość węgla*). Założone różne warianty erozji i strumienia ciepła, mogące prowadzić do dobrej kalibracji modelu, powodują, że przedstawiony w opracowaniu model historii termicznej nie jest jednoznaczny ale najbardziej prawdopodobny, mogą jednak istnieć alternatywne rekonstrukcje.

Początkowo gęstość współczesnego strumienia cieplnego dla otworu Chełmek IG 1 obliczono na podstawie współczesnych wartości temperatur pomierzonych w górotworze (Karwasiecka, Bruszewska, 1997; Szewczyk, Gientka, 2009). Wartości przewodnictwa cieplnego skał dla wydzielonych typów litologicznych w profilu otworu zostały przyjęte z biblioteki programu. Ostatecznie na drodze kalibracji modelu przez wartości temperatury pomierzonej w otworze, parametrów R_O i *T*max oraz zakładanej wielkości erozji, przyjęto wartość współczesnego strumienia cieplnego na poziomie 50 mW/m^2.

Miąższości erozyjnie usuniętych utworów karbonu (westfal, stefan), dla których przyjęto 2300 m, odtworzono poprzez kalibrację profili dojrzałości termicznej pomierzonej i obliczonej.

Profil otworu Chełmek IG 1 charakteryzuje obecność dwóch faz pogrzebania osadów, które miały miejsce w karbonie oraz miocenie. Model pogrążania osadów (fig. 26) rozpoczyna się w późnym karbonie (namur A), sedymentacją warstw malinowickich. Warstwy te, jak i kolejne w profilu warstwy karbonu (sarnowskie, florowskie, grodzieckie, rudzkie s.s., załęskie, orzeskie s.s, łaziskie i libiąskie) odznaczały się wysokim stopniem pogrążania. Pogrążanie w karbonie systematycznie się zwiększało wraz z upływem czasu, co było związane z powstawaniem pokrywy osadowej w wyniku fleksuralnego uginania płyty przedpola orogenu waryscyjskiego. Stworzyło to odpowiednią przestrzeń akomodacyjną w basenie, który miał charakter przedgórski i umożliwiło jego wysoki stopień wypełnienia materiałem detrytycznym (Dyrka, 2015). Ponadto ogólna geometria basenu w karbonie, której nadrzędną cechą jest przyrastanie miąższości poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia ku zachodowi i południowemu zachodowi tj. orogenowi waryscyjskiemu, stanowi argument na rzecz modelu fleksuralnego uginania (Poprawa, Buła, 2006). Według opracowanego modelu z końcem karbonu pokrywa osadowa w basenie osiągnęła najwyższą miąższość w jego historii, wynosząc ok. 4315 m.

Bezpośrednio po okresie intensywnego pogrzebania w karbonie miała miejsce we wczesnym permie faza wypiętrzania i erozji, która trwała do końca permu. Usuniętych zostało w ten sposób ok. 2300 m utworów westfalu i stefanu oraz część utworów namuru. Miąższość erozyjnie usuniętych utworów karbonu, jak i wspomniane pogrążanie, wzrasta w kierunku zachodu i południowego zachodu GZW, czyli w kierunku zwiększającego się fleksuralnego ugięcia płyty. Pozwala to rozważać udział w genezie wypiętrzania basenu takich czynników jak pokolizyjna reakcja izostatyczna oraz sprężysto-elastyczna reakcja płyty uprzednio ugiętej (Poprawa, Buła, 2006).

Okres od mezozoiku do miocenu charakteryzuje się fazą stagnacji i brakiem sedymentacji osadów (z wyjąt-



Fig. 26. Historia pogrzebania utworów

Burial history

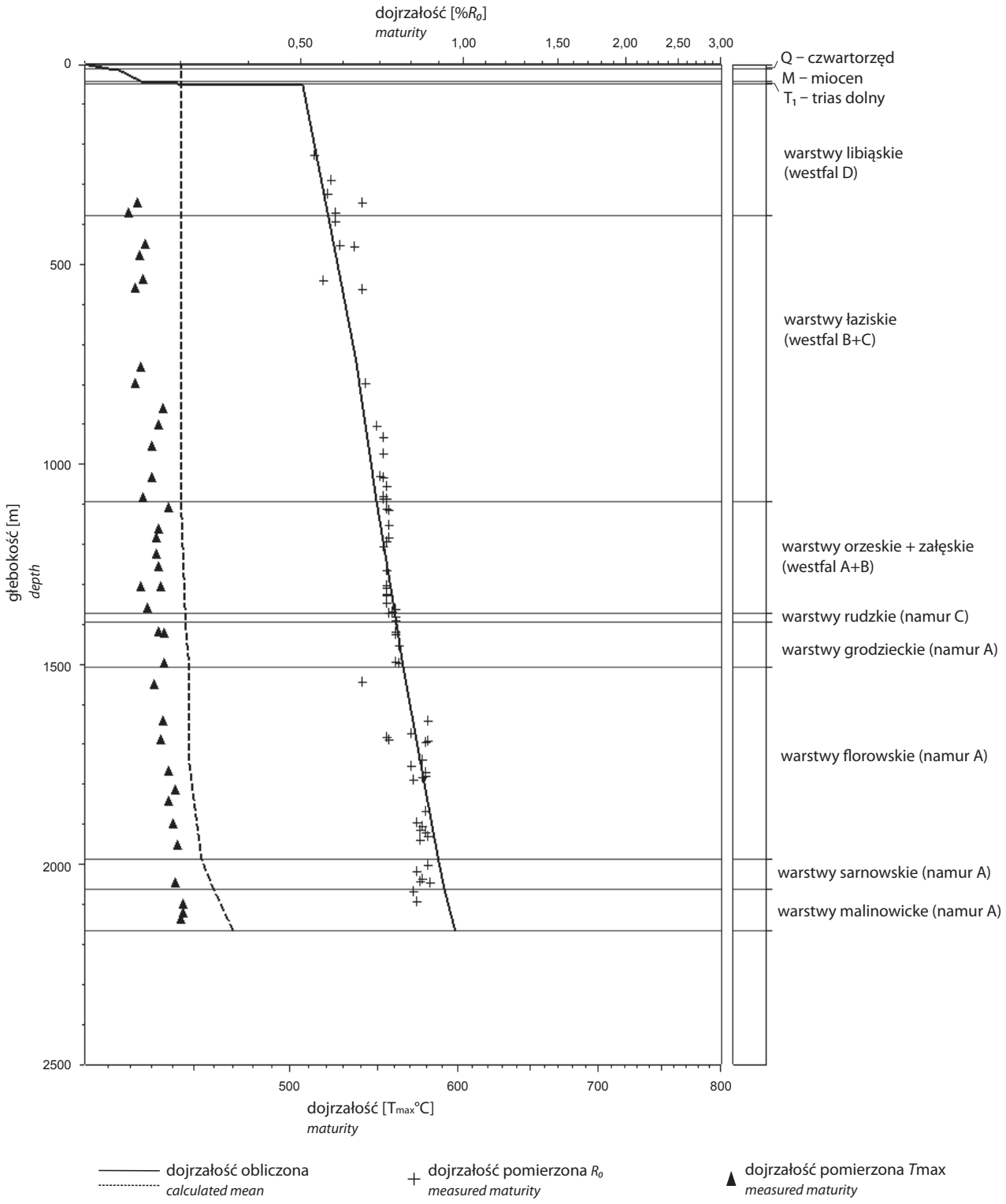


Fig. 27. Kalibracja modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej

Calibration of thermal history model with thermal maturity measurements

kiem bardzo niewielkiej depozycji osadów triasu dolnego) oraz znikomą erozją. Po tym okresie miała miejsce kolejna faza pogrążania w miocenie i czwartorzędzie, która ostatecznie ukształtowała miąższość pokrywy osadowej w profilu otworu Chełmek IG 1.

Dla otworu Chełmek IG 1 przeprowadzono różne warianty modelowań historii termicznej. Ostatecznie przyjęty model, uznany jednocześnie za najbardziej prawdopodobny, bazuje na założeniu, że na ukształtowanie się obecnie obserwowanej dojrzałości termicznej w profilu otworu miała wpływ dużych rozmiarów erozja utworów karbonu (2300 m) we wczesnym permie przy założeniu strumienia cieplnego podwyższonego w karbonie do 53 mW/m^2, a następnie jego spadek w permie do poziomu 50 mW/m^2, odpowiadającemu współczesnej wielkości strumienia cieplnego. Wariant ten potwierdza najnowsza praca Botora (2014), który wykazał na podstawie datowań apatytów za pomocą metody trakowej i helowej, że uwęglenie skał w GZW, jako parametr świadczący o dojrzałości termicznej utworów, było głównie kontrolowane przez warunki podczas głębokiego waryscyjskiego pogrążania. Nie wyklucza się jednak udziału zaproponowanych przez Poprawę i in. (2006) impulsów termicznych o charakterze hydrotermalnym, związanym z transportem energii cieplnej w wyniku migracji wód termalnych powstających w reżimie nadciśnień. Botor (2014) dodatkowo rozważał wtórne podgrzanie utworów karbońskich, będące następstwem dodatkowej subsydencji z powodu znacznego pogrążenia pod osadami (?) i /lub wzrostu regionalnego gradientu geotermicznego (?) uwarunkowanego podniesieniem się strumienia cieplnego, być może spowodowanego ekstensją skorupy lub lokalną aktywnością hydrotermalną zwłaszcza w północno-wschodniej części GZW – o czym mogą świadczyć złoża cynku i ołowiu (typu MVT) w utworach wapienia muszlowego w tej części GZW.

Należy podkreślić, że opisany powyżej model nie jest jednoznaczny a wszystkie inne sugestie i wyniki prac różnych autorów (m.in. Kotas, 1971, 2001; Środoń i in., 2006; Botor i in., 2003) świadczą o złożonym rozwoju paleogeotermicznym i pogrążeniowym GZW. Na podstawie wyników modelowań można określić strefy faz generacyjnych węglowodorów w otworze Chełmek IG 1 oraz śledzić to zjawisko w czasie. Według Juntgena, Karwella (1966) oraz Juntgen, Klein (1975) początek zasadniczej fazy generowania gazu ziemnego z materii organicznej III typu ma miejsce w zakresie dojrzałości 0,75–1,1% R_O. W takim przypadku w fazie generacyjnej gazu ziemnego mogą znajdować się warstwy rudzkie s.s., grodzieckie, florowskie, sarnowskie i malinowickie.