

Ireneusz DYRKA

ANALIZA TEMPA DEPOZYCJI ORAZ MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

METODY BADAŃ

Dla profilu otworu wiertniczego Polik IG 1 przeprowadzono analizę tempa depozycji materiału osadowego oraz modelowania historii termicznej i warunków pogrzebienia. Modelowania w wariantcie jednowymiarowym (1D) wykonano za pomocą programu PetroMod 1-D firmy Schlumberger. Wykonano je 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 danych Gradsteina i in. (2012). Modelowania przeprowadzono metodą wprost (ang. forward modelling), w której założono stan wyjściowy systemu oraz określony proces, a następnie wyliczono jego skutek dla współczesnego rozkładu stopnia dojrzałości termicznej w profilu otworu. W przypadku niezgodności pomiędzy dojrzałością obliczoną a pomiarzoną w profilu otworu, procedura była powtarzana aż do optymalnej kalibracji modelu. Analizowano również alternatywne modele o podobnej kalibracji. Dojrzałość termiczną materii organicznej obliczono za pomocą algorytmu opracowanego przez Sweeneya, Burnhama (1990). W rekonstrukcji historii pograżania zastosowano poprawkę na dekompakcję. W procedurze dekompakcji uwzględniono parametry petrofizyczne skał -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 pogrzebienia rekonstruowano miąższości zerodowanych fragmentów profili litostratygraficznych. Dotyczyło to zwłaszcza erozji części utworów ludlowu, całego przydołu, dewonu oraz karbonu. Miąższości zerodowanych utworów określono na podstawie ekstrapolacji miąższości z obszarów o pełniej zachowanych profilach oraz przez kalibrację profili dojrzałości termicznej, pomierzonej i obliczonej. Kalibrację modeli historii termicznej przeprowadzono głównie na podstawie średniej wartości refleksyjności wityrynitów i macerałów wityrynitopodobnych (% R_o), określonych w próbkach z utworów od kambru środkowego do jury środkowej (Grotek, ten tom). W modelowaniach uwzględniono dane charakteryzujące współczesny reżim cieplny (Plewa, 1994; Karwasiecka, Bruszczyńska, 1997; Szewczyk, Gientka, 2009), tj. pomiary temperatury w otworach wiertniczych, przewodności cieplnej szkieletu ziarnowego oraz pomiary gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego. Ponadto w modelowaniach uwzględniono zmiany średniej temperatury powierzchniowej w historii geologicznej basenu (Wygrala, 1989), której wartości znajdowały się w bibliotece programu.

WYNIKI

W strefie lokalizacji otworu Polik IG 1 występują nałożone na siebie utwory dwóch basenów sedymentacyjnych: ediakarsko-dolnopaleozoicznego basenu zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego oraz permsko-mezozoicznego basenu polskiego. Baseny te w skali czasu geologicznego różnią się ramami geometrycznymi, mechani-

zmami subsydencji oraz tempem depozycji osadów. Dla obszaru, w którym zlokalizowany jest otwór Polik IG 1, nie wykonywano do tej pory analizy tempa depozycji materiału osadowego oraz modelowania historii termicznej i warunków pogrzebienia.

ANALIZA TEMPA DEPOZYCJI

Najstarszymi utworami w profilu otworu Polik IG 1 są klastyczne utwory (mułowce, iłowce i piaskowce) należące do ~oddziału 3 (kambr środkowy). Ze względu na to, że utwory te nie zostały w całości przewiercone, niemożliwe

jest ustalenie w miarę wiarygodnego ich tempa depozycji, jednak na podstawie miąższości przewierconego profilu można przypuszczać, że było ono stosunkowo wysokie i wynosiło ok. 80 m/mln lat (fig. 28). Wysokie tempo depozycji

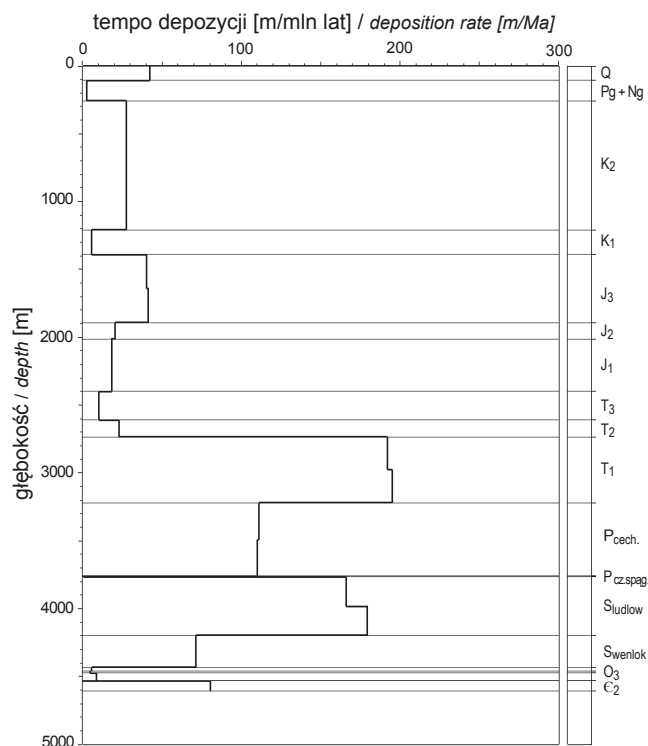


Fig. 28. Tempo depozycji osadów dla profilu otworu wiertniczego Polik IG 1

Sediment deposition rate for the Polik IG 1 borehole section

materiału było związane z fazą szybkiej subsydenacji tektonicznej, która miała miejsce we wczesnym i środkowym kambrze i była pochodną procesu ediakarskiego ryftowania wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego.

W ordowiku znacząco zmalało tempo depozycji materiału (mułowce, iłowce), co determinowała subsydenacja termiczna związana z rozwojem pasywnego brzegu kontynentalnego. W lanwirnie wynosiło ono 0,2 m/mln lat, w karado-ku ok. 9 m/mln lat, natomiast w aszgilu ok. 4,5 m/mln lat.

Z początkiem syluru nastąpił wyraźny i konsekwentny wzrost tempa sedymentacji osadów klastycznych. W landwerze tempo depozycji osadów wynosiło ok. 5,5 m/mln lat, w wenloku już 71 m/mln lat, natomiast w ludlowie osiągnęło maksimum – ok. 166–179 m/mln lat. Wzrost tempa depozycji osadów w sylurze wiązał się z jednej strony z powstawaniem przestrzeni akomodacyjnej w basenie w wy-

niku fleksuralnego uginania krawędzi płyty, z drugiej natomiast – ze wzmagającą się dostawą materiału detrytycznego, erodowanego z wypiętrzanej kaledońskiej przyzmy akrecyjnej, rozwijającej się wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu (Poprawa, 2011a; Dyrka, 2015).

Dla okresu dewońsko-karbońskiego nie analizowano tempa depozycji materiału osadowego, gdyż utwory tego wieku nie występują w profilu otworu Polik IG 1. Zostały one prawdopodobnie w całości zerodowane podczas wypiętrzenia basenu, które miało miejsce na przełomie wczesnego i środkowego dewonu oraz w późnym karbonie (westfalu).

Na zerodowanych utworach przydolu oraz częściowo zerodowanych utworach ludlowu niezgodnie leżą niewielkiej miąższości (6 m) klastyczne utwory permu (czerwonego spągowca). Ogólnie w dolnym permie na analizowanym obszarze istniało paleowypiętrzenie, a sedymentacja osadów tego wieku nie występowała, dlatego też oszacowanie tempa depozycji nie jest możliwe (Dyrka, 2015). Na utworach czerwonego spągowca zalegają ewaporaty cechsztynu, których tempo depozycji wynosiło ok. 110 m/mln lat. Wzrost tempa sedymentacji kontynuował się we wczesnym triasie, gdzie uzyskało ono wartość ok. 192–196 m/mln lat. Tak wzmożone tempo depozycji osadów w okresie późnego permu i wczesnego triasu związane było ze wzmożoną subsydenacją, która koreluje się z fazą tektoniczną powszechnie obserwowaną w basenie polskim, zwłaszcza w strefie bruzdy śródpolskiej, interpretowanej jako faza synryftowa (Dadlez i in., 1995).

W środkowym i późnym triasie oraz w jurze ogólnie nastąpiło spowolnienie subsydenacji tektonicznej, będące odzwierciedleniem poryftowego mechanizmu subsydenacji (Poprawa, 2012). W triasie środkowym tempo depozycji klastycznego materiału osadowego wynosiło ok. 23 m/mln lat, w późnym triasie zmalało do 10 m/mln lat, natomiast w jurze wczesnej i środkowej wynosiło 17–20 m/mln lat. W późnej jurze tempo depozycji utworów węglanowo-klastycznych wzrosło do ok. 42 m/mln lat, natomiast we wczesnej kredzie zmalało do ok. 6 m/mln lat. Z początkiem późnej kredy uśrednione tempo sedymentacji dla całego profilu kredy górnej wzrosło do ok. 28 m/mln lat. Wzrost tempa sedymentacji w późnej kredzie, jak również jego zmienne tempo w poszczególnych piętrach tego okresu, wiąże się ze wzmożoną sybsydenacją basenu i sugeruje reaktywację tektoniczną w basenie polskim.

Utwory kenozoiku (paleogenu, neogenu i czwartorzędu), dla których tempo depozycji wynosiło 3–42 m/mln lat, kończą profil otworu Polik IG 1.

MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Dla profilu otworu Polik IG 1 wykonano jednowymiarowe modelowania i rekonstrukcję historii termicznej oraz warunków pogrzebania (fig. 29). Podstawowym celem analizy było odtworzenie warunków paleotermicznych oraz stopnia pogrzebania skał w basenie. Do kalibracji modelu wykorzystano wyniki 24 pomiarów refleksyjności wityrni-

tu (R_0), określających dojrzałość termiczną utworów (fig. 30). Pomiarzy te obejmują interwał od kambru środkowego po jurę środkową. Wyniki stanowią względnie równomierny rozkład w profilu otworu. Zróżnicowana jakość kalibracji powoduje, że model historii termicznej nie jest jednoznaczny i są możliwe jego alternatywne rekonstrukcje.

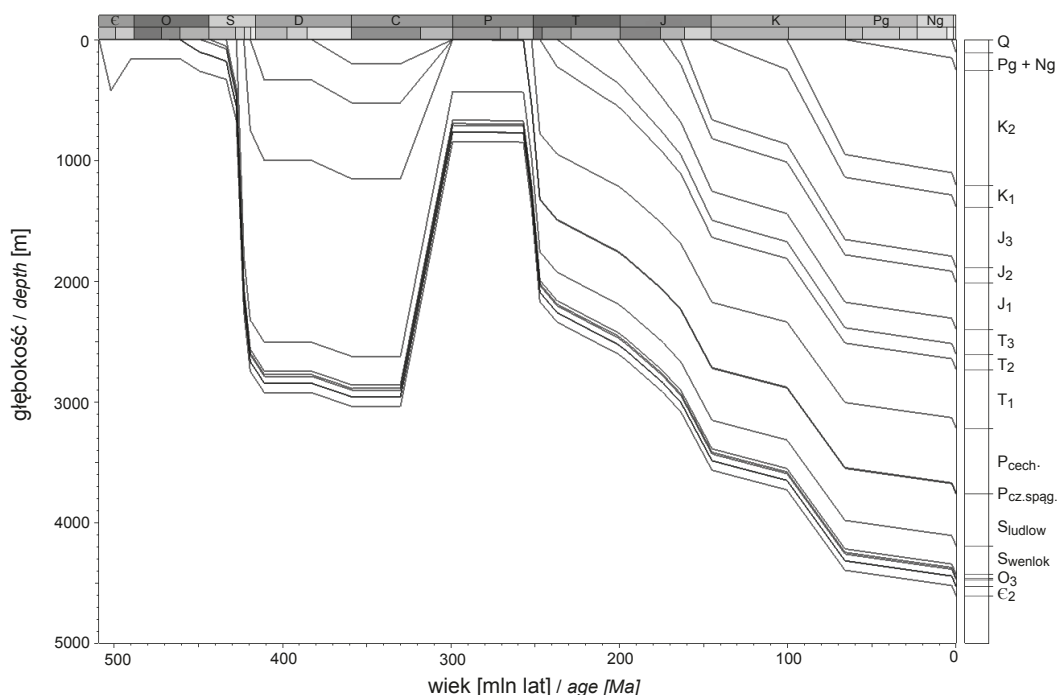


Fig. 29. Historia pogrzebania utworów w profilu otworu wiertniczego Polik IG 1

Burial history for the Polik IG 1 borehole section

Gęstość współczesnego strumienia ciepłego dla otworu Polik IG 1 obliczono na podstawie współczesnych wartości temperatur pomierzonych w górotworze (Karwasiecka, Bruszevska, 1997; Szewczyk, Gientka, 2009). Ponieważ nie dysponowano pomiarami laboratoryjnymi przewodnictwa ciepłego skał z profilu otworu, to wartości te dla wydzielonych typów litologicznych przyjęto z biblioteki programu. Obliczony współczesny strumień ciepły wynosi obecnie 57 mW/m^2 .

Mięższości erozyjnie usuniętych utworów, zwłaszcza górnej części utworów ludlowu (przyjęto 1000 m), przydołu (600 m) oraz dewonu i karbonu (przyjęto łącznie 550 m), odtworzono na podstawie ekstrapolacji mięższości z obszarów o pełniej zachowanych profilach. Ponadto, głównie do odtworzenia paleomięższości, wykorzystano prace Modlińskiego i in. (2010).

Profil otworu Polik IG 1 charakteryzuje obecność kilku faz zwiększonego pogrzebania i szybkiego tempa depozycji materiału. Po okresach wzrostu pogrzebania, bezpośrednio miały miejsce okresy erozji lub stagnacji.

Model pograżania osadów dla otworu Polik IG 1 rozpoczyna się w kambrze (~oddziale 3). Od początku ordowiku miał miejsce okres stagnacji oraz niewielkich rozmiarów pograżania, które kontynuowało się do późnego ordowiku. Z początkiem syluru następowała faza gwałtownego pogrzebania, której maksimum rozpoczęło się w wenloku i kontynuowało do wczesnego dewonu. W okresie tym mięższość pokrywy osadowej wyniosła ok. 2900 m.

W profilu otworu Polik IG 1 nie występują utwory dewonu i karbonu, a utwory permu bezpośrednio leżą na częściowo zerodowanych utworach ludlowu. Na podstawie

regionalnego modelu paleogeograficznego, bazującego na profilach ze strefy Pomorza Zachodniego, ze wschodniej części basenu bałtyckiego (Matyja, Poprawa, 2006) oraz przede wszystkim kratonu wschodnioeuropejskiego (Modliński i in., 2010) sugeruje się, że we wczesnym i późnym dewonie zachodziła faza pogrzebania. Pokrywa osadowa przed główną fazą erozji w późnym karbonie mogła osiągnąć mięższość ok. 3090 m. Założono zatem całkowitą erozję deponowanych utworów dewonu, karbonu, przydołu oraz znacznej części utworów ludlowu (łącznie 2120 m) z końcem karbonu, co miało związek z powaryscyjską fazą wypiętrzania i erozji.

Perm był okresem stagnacji i niewielkiej depozycji osadów. W trakcie rozwoju permsko-mezozoicznego basenu permskiego, począwszy od depozycji osadów cechsztynu, miał miejsce kolejny etap gwałtownego pogrzebania, kontynuującego się aż do końca kredy. W kenozoiku nastąpiło dalsze niewielkich rozmiarów pograżanie, które ostatecznie ukształtowało mięższość i głębokość pokrywy osadowej w profilu otworu Polik IG 1. Maksymalne pogrzebanie w historii tego profilu wystąpiło najprawdopodobniej na przełomie neogenu i czwartorzędu, kiedy pokrywa osadowa osiągnęła mięższość ok. 4670 m.

Rozkład dojrzałości termicznej (fig. 30) w obrębie utworów niższego paleozoiku oraz utworów permsko-mezozoicznych nie jest spójny, a wręcz jest wyraźnie dwudzielny z granicą pomiędzy permem (czerwonym spągowcem) i sylurem (ludlowem). Utwory permsko-mezozoiczne charakteryzują się niskim stopniem przeobrażenia materii organicznej (0,53–0,85% R_o), natomiast stopień przeobrażenia utworów niższego paleozoiku jest bardzo wysoki

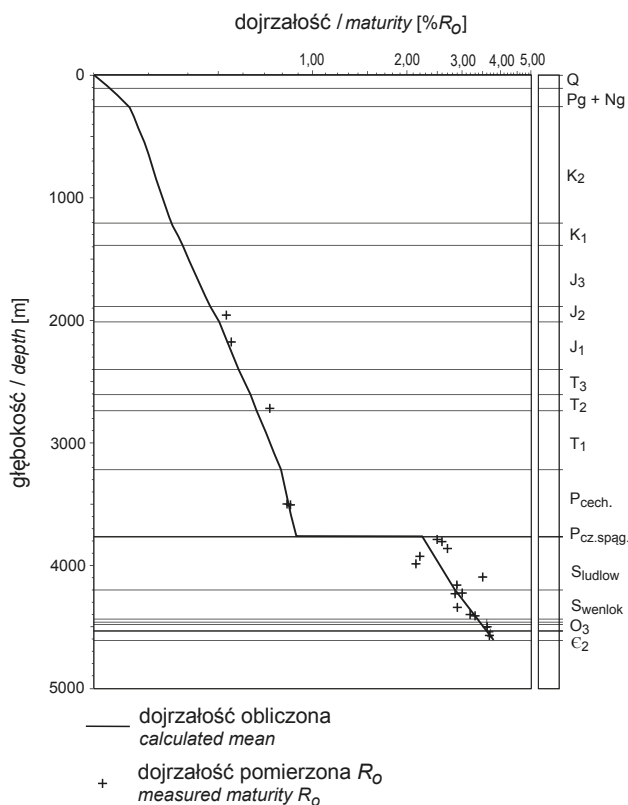


Fig. 30. Kalibracja modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej dla profilu otworu Polik IG 1

Calibration of thermal history model with thermal maturity measurements for the Polik IG 1 borehole

(2,5–3,7% R_o). Taka dwudzielność w profilu jest związana najprawdopodobniej ze zdarzeniem termicznym i/lub fazą intensywnego pogrzebania, która mogła być w dewonie i karbonie. Aby zweryfikować i dobrze określić historię termiczną tej części basenu, w której zlokalizowany jest otwór Polik IG 1, wykonano różne warianty modelowań.

Zakładały one cztery scenariusze: stałego strumienia ciepłego w czasie, podwyższonego strumienia ciepłego we wczesnym kambrze związanego z fazą synryftową (Kosakowski i in., 1999), podwyższonego strumienia ciepłego z końcem karbonu związanego z intensywną fazą pogrzebania (Majorowicz i in., 1984; Kosakowski i in., 1998; Poprawa i in., 2002; Karnkowski, 2003; Poprawa, Grotek, 2005; Poprawa i in., 2010) oraz wariant związany ze zdarzeniem termicznym w późnym mezozoiku (Poprawa, Grotek, 2005; Poprawa i in., 2010; Poprawa, 2011a).

Wariant zakładający tylko i wyłącznie podwyższony strumień ciepły we wczesnym kambrze nie miałby zasadniczego wpływu na ukształtowanie się dojrzałości termicznej utworów paleozoiku i mezozoiku. Kolejny wariant zakładający tylko zdarzenie termiczne w późnym mezozoiku jest również mniej prawdopodobny, gdyż zawyżyłby pomierzoną dojrzałość utworów permu i mezozoiku.

Najbardziej prawdopodobnym wariantem, dającym odpowiednią kalibrację modelu, wydaje się przyjęcie podwyższonego strumienia ciepłego we wczesnym kambrze do 80 mW/m^2 , a następnie jego spadek do wartości ok. 60 mW/m^2 i znowu powtórne podwyższenie strumienia ciepłego z końcem karbonu i jego spadek do wartości obecnego strumienia ciepłego na poziomie 57 mW/m^2 . Założenie podwyższonego strumienia ciepłego w karbonie do ok. 130 mW/m^2 pozwala na przyjęcie w miarę realistycznej miąższości erozyjnie usuniętych utworów ludlowu (częściowo), przydolu oraz dewonu i karbonu na poziomie 2120 m. Obniżenie strumienia ciepłego, w tym przypadku do wielkości ok. 100 mW/m^2 , wymagałoby przyjęcia mniej prawdopodobnych wielkości erozji wspomnianych utworów, na poziomie dwukrotnie większym – 4800 m.

Z powodu utrudnionego określenia historii termicznej oraz oszacowania wielkości erozji w okresie dewonu i karbonu modele te są jedynie hipotezą. Większa liczba danych kalibracyjnych oraz paleogeograficznych mogłaby pozwolić na bardziej dokładne analizy warunków pogrzebania i historii termicznej.