

Paweł KOSAKOWSKI

WYNIKI BADAŃ TEMPA DEPOZYCJI, HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

WSTĘP

Odwiert Grochowice M 9 zlokalizowany jest na monoklinie przedsudeckiej w obrębie depresji zielonogórskiej, ograniczonej od północy wyniesieniem wolsztyńskim, a od południa blokiem przedsudeckim. Dla profilu otworu Grochowice M 9 wykonano rekonstrukcję historii termicznej oraz warunków pogrzebania. Rekonstrukcję historii pograżania utworów permu, mezozoiku, paleogenu i neogenu wyróżnionych w profilu osadowym tego otworu oraz rekonstrukcję ewolucji termicznej basenu przeprowadzono przy użyciu techniki jednowymiarowych modeli z wykorzystaniem programu BasinMod® 1-D firmy Platte River. Do najistotniejszych elementów do rozpatrzenia w procedurze modelowań należą: historia pograżania oraz ewolucja strumienia cieplnego. Na historię pograżania zasadniczy wpływ mają miąższość, litologia i wiek stratygraficzny poszczególnych horyzontów wyróżnionych w profilu otworu. Gdy brak dokładnych informacji, szczególnie w zakresie litologii przewierczanych poziomów stratygraficznych, wykorzystuje się dane uśrednione z sąsiednich otworów. Dla poszczególnych jednostek stratygraficznych w bibliotece programu są tworzone nowe wydzielenia litologiczne, poprzez przyjęcie odpowiednich proporcji między podstawowymi składnikami litologicznymi, a następnie wyliczane są dla nich wartości parametrów petrofizycznych. W modelu pograżania uwzględniono poprawkę na dekompakcję z zastosowaniem, w zależności od litologii profilu osadowego w odwiercie, algorytmów Sclatera i Christiego (1980), Falveya i Middletona (1981) oraz Baldwina i Butlera (1985). Miąższości zerodowanych utworów zrekonstruowano w procedurze modelowań dojrzałości termicznej, tj. oszacowano

je na podstawie ekstrapolacji trendu dojrzałości termicznej do wartości powierzchniowych. Modelowania dojrzałości prowadzono 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 wyliczoną i pomierzoną, procedurę powtarzano, przy założeniu innych parametrów modelu, aż do osiągnięcia zadowalającej jego kalibracji. Dojrzałość termiczną wyliczano z zastosowaniem algorytmu Sweeneya i Burnhama (1990). Do kalibracji słuszności założeń w modelu pograżeniowo-termicznym wykorzystano wyniki pomiarów temperatury T_{max} z analizy pirolitycznej Rock-Eval (Janas, ten tom) oraz materiały publikowane o charakterze regionalnym. W rekonstrukcji historii termicznej uwzględniono współczesny reżim cieplny 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).

Rekonstrukcję historii termicznej oraz warunków pogrzebania wykonano stosując technikę jednowymiarowych modeli numerycznych. W tworzeniu modelu pograżania i ewolucji termicznej wykorzystano wcześniejsze publikowane prace dotyczące omawianego rejonu, w szczególności Majorowicza (1978), Dadleza i innych (1995), Marka i Pajchłowej (1997), Karnkowskiego (2000, 2003a, b) oraz Majorowicza i innych (2002) i Markiewicza i innych (2005).

KALIBRACJA MODELU

Do kalibracji modelu termiczno-pograżeniowego wykorzystano jedynie 4 wyniki pomiarów temperatury T_{max} z analizy pirolitycznej Rock-Eval (Janas, ten tom). Znaczna niekompletność profilu stratygraficznego otworu Grochowiec M 9, wynikająca z erozji najmłodszych osadów mezozoiku oraz niewielka liczba danych kalibracyjnych i ich nieznaczny zasięg głębokościowy (jedynie w zakresie 1411,0–1622,3 m) i stratygraficzny (perm górny), wymusiły konieczność wykonania modelu wielowariantowego, uwzględniającego trendy regionalne.

Gęstość współczesnego strumienia ciepłego jest elementem wyjściowym w trakcie kalibracji modelu do rozważań na temat jego zmian w czasie ewolucji geologicznej basenu. Publikowane rozkłady współczesnego pola termicznego dla rozważanego obszaru (np. Karwasiecka, Bruszeńska, 1997; Bruszeńska, 2001; Majorowicz i in., 2003; Hajto, 2006a–e; Szewczyk, Gientka, 2009), różnią się znacząco w odniesieniu do wielkości strumienia ciepłego. Porównanie modeli zaprezentowane przez Majorowicza i in. (2003) wskazuje na rozrzut wartości strumienia w rejonie zielonogórskim, od 50–55 mW/m² (Gordienko, Zavgorodnyaya, 1996) do 75–80 mW/m² (Plewa, 1994). Jeszcze większe wartości można odczytać na mapie rozkładu strumienia ciepłego podanej przez Szewczyka i Gientkę (2009) – 95–100 mW/m², czy Hajtę (2006a) – 80–85 mW/m², a najniższe wartości podaje w swych pracach Karnkowski (1999, 2000) – 45–50 mW/m². Przy tak znaczącej rozbieżności trudno jest przyjąć wartość średnią.

Kalibrację wykonano dla modeli ze współczesnym strumieniem ciepłym, od wartości najniższych – 50 mW/m² do maksymalnych – 105 mW/m² (fig. 29A). Modele ewolucji strumienia ciepłego były testowane przy obniżonej jego wielkości w przedziale stratygraficznym permu – kredy górnej do wartości 50 mW/m², sugerowanej m.in. przez Karkowskiego (2000) czy Kotarbę i in. (2006). Do ustalenia w modelu wartości współczesnego strumienia ciepłego wykorzystano mapy temperatur wgłębnych Jaworskiego (1987, 1988a, b) oraz Hajty (2006b, c, d). Po analizie najlepsze dopasowanie rozkładu krzywych kalibracyjnych do wartości pomierzonych uzyskano dla wartości współczesnego strumienia ciepłego wynoszącego 85 mW/m² (fig. 29A, krzywa 3). Nieco zawyższoną modelowaną dojrzałość uzyskano przy wartości współczesnego strumienia ciepłego wynoszącej 105 mW/m² (fig. 29A, krzywa 4), zaś przy niskich wartościach strumienia – 50 i 60 mW/m², dojrzałość modelowana jest wyraźnie niedowartościowana (fig. 29A, krzywe 1 i 2). Z kolei model rozkładu temperatur przy powyższych wartościach strumienia wskazuje najlepsze dopasowania dla niższych wartości strumienia – 50 i 60 mW/m² (fig. 29B, krzywa 1 i 2). Mapa temperatur na głębokości 1000 m p.p.t., prezentowana przez Hajtę (2006e), wskazuje, że w omawianym rejonie są one rzędu 40–45°C, przy najlepiej dopasowanym modelu 85 mW/m² uzyskano ok. 90°C,

zaś przy modelach 50 i 60 mW/m² temperatury te są rzędu 50–55°C (fig. 29B). Podobne rozbieżności obserwujemy dla rozkładu temperatur w stropach przewierconych kompleksów stratygraficznych – triasu dolnego i środkowego (Hajto, 2006c, d). Stąd też, do szczegółowej analizy rozwoju termicznego i dojrzałości materii organicznej przyjęto dwa modele:

- model I – o najlepszym dopasowaniu rozkładu krzywych kalibracyjnych do pomierzonych wartości dojrzałości materii – 85 mW/m²
- model II – o najlepszym dopasowaniu do temperatur wgłębnych – 50 mW/m².

Ze względu na obecność luk stratygraficznych w profilu otworu, założono w modelowaniach różne warianty wielkości erozji. Do odtworzenia paleomiąższości brakujących w profilu ogniw stratygraficznych wykorzystano pracę pod redakcją Marka i Pajchłowej (1997). W modelach o najlepszym dopasowaniu krzywej dojrzałości założono następujące miąższości erozyjnie usuniętych utworów triasu środkowego i górnego – 200 m, jury środkowej – 100 m, jury górnej – 50 m, a górnej kredy – 450 m (fig. 30). Uwzględni-

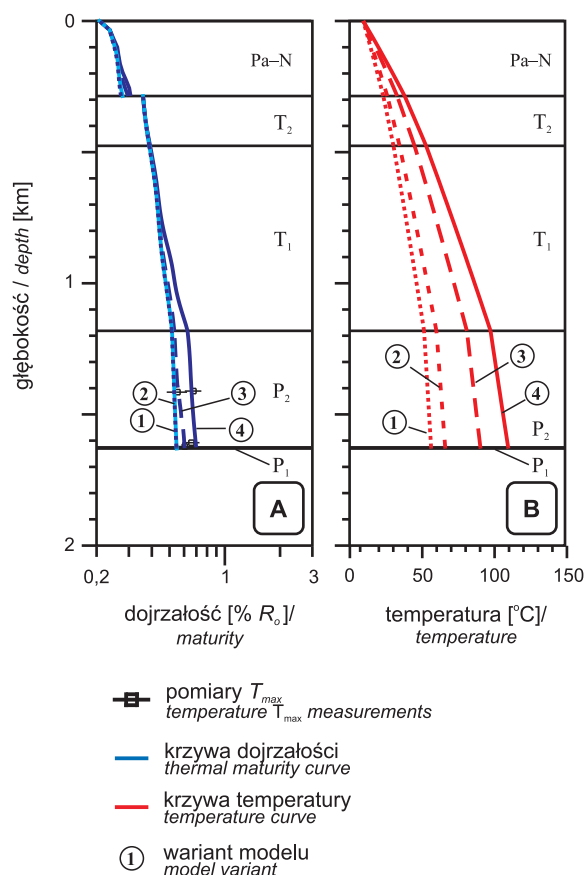
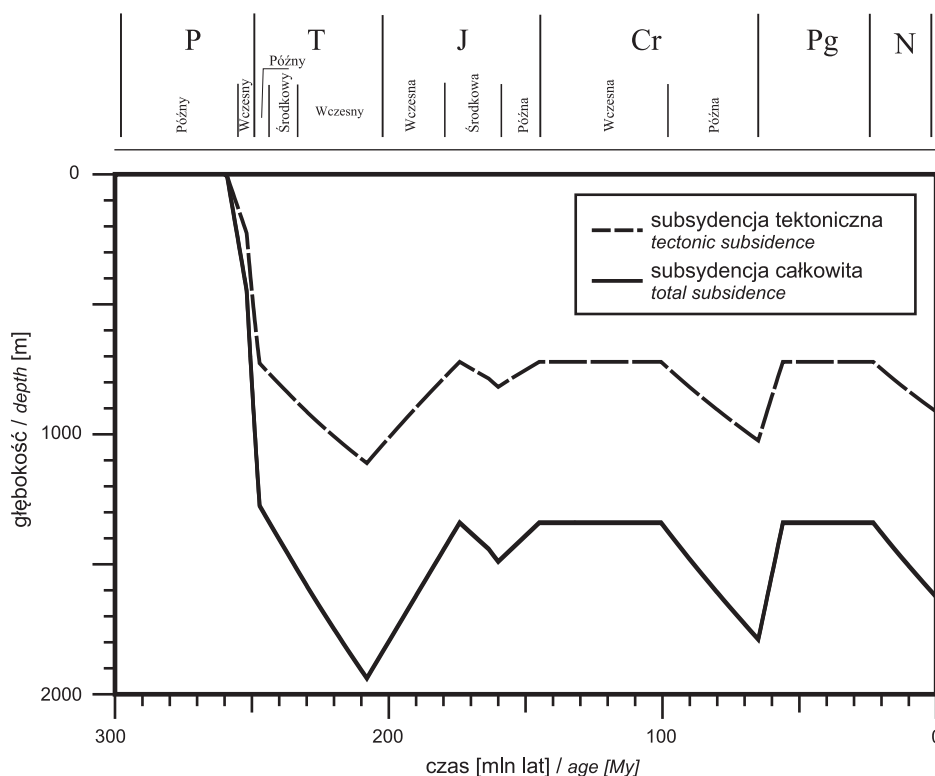


Fig. 29. Kalibracja modelu historii termicznej z pomiarami dojrzałości termicznej

Calibration of the thermal history model with thermal maturity measurements



**Fig. 30. Krzywa pogrzebienia
dla utworów permu dolnego i subsydencji tektonicznej**

P – perm, T – trias, J – jura, Cr – kreda, Pg – paleogen, N – neogen

Burial history of the Lower Permian sediments
and tectonic subsidence for the section

P – Permian, T – Triassic, J – Jurassic, Cr – Cretaceous, Pg – Paleogene, N – Neogene

no w tym późnotriasowo-wczesnojurajską erozję osadów triasu, erozję wczesnokredową utworów jury oraz erozję pokredową, w wyniku której zostały całkowicie usunięte

utwory kredy (fig. 30). Model ten został przyjęty do dalszej analizy sybsydencji, tempa depozycji i rozwoju dojrzałości kerogenu.

ANALIZA SUBSYDENCJI I TEMPY DEPOZYCJI

Najstarszymi utworami w otworze Grochowiec M 9 są piaskowce permu dolnego, nawiercone na głębokości 1625–1630 m, co oznacza, że współczesna głębokość pogrzeżenia spągu wypełnienia osadowego w omawianym otworze wynosi 1630 m (fig. 30). Na nich bezpośrednio zalegają ewaporaty i węglany permu górnego oraz kompleks utworów klastycznych i węglanowych triasu dolnego i środkowego. Profil osadowy w otworze Grochowiec M 9 zamykają nierozdzielone utwory kenozoiku. Tak więc, luka stratygraficzna obejmuje znaczny przedział, od triasu górnego po kredę górną. Luka ta została zrekonstruowana w oparciu o dostępne dane literaturowe (Marek, Pajchłowa, 1997) oraz skalibrowany model termiczno-pogrzeżeniowy. Ponieważ utwory permu dolnego zosta-

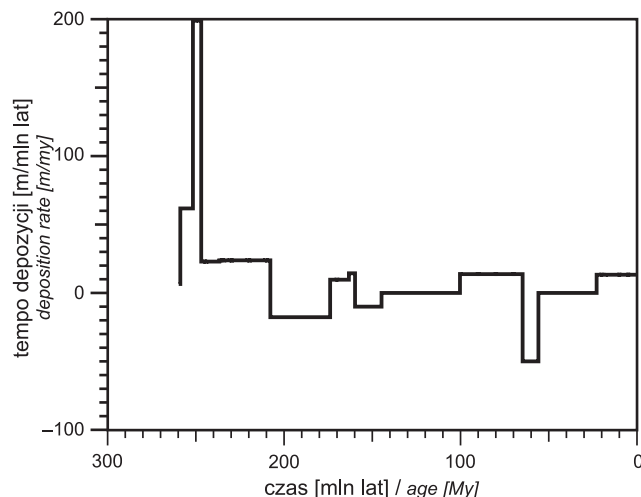
ły jedynie nawiercone, wiarygodność rekonstrukcji ich subsydencji i tempa depozycji jest ograniczona. Z tego względu, rekonstruowany model rozpoczyna nadległe utwory permu górnego.

Zrekonstruowana krzywa subsydencji tektonicznej wskazuje na bardzo szybkie pograżanie (fig. 30) i wysokie tempo depozycji, do około 200 m/mln lat (fig. 31). Tak duża subsydencja i tempo depozycji są charakterystyczne dla basenu permskiego. W triasie następuje spadek szybkości subsydencji i tempa depozycji, do około 30 m/mln lat, a jeszcze większy u schyłku triasu (fig. 31). Jednocześnie profil wypełnienia osadowego otworze wiertniczym Grochowiec M 9 osiąga maksymalne pogrzeżenie w historii rozwoju, około 2000 m (fig. 30). Koniec późnego triasu

i wczesna jura to okres wypiętrzania i erozji, który poza krótkimi epizodami depozycji w środkowej i późnej jurze oraz późnej kredzie, jest kontynuowany do neogenu. Tempo depozycji w tych epizodach sedymentacyjnych było niskie, zwykle poniżej 10 m/mln lat (fig. 31). Okres kenozoiku również cechuje niskie tempo akumulacji, rzędu 10 m/mln lat (fig. 30).

Fig. 31. Tempo depozycji osadów

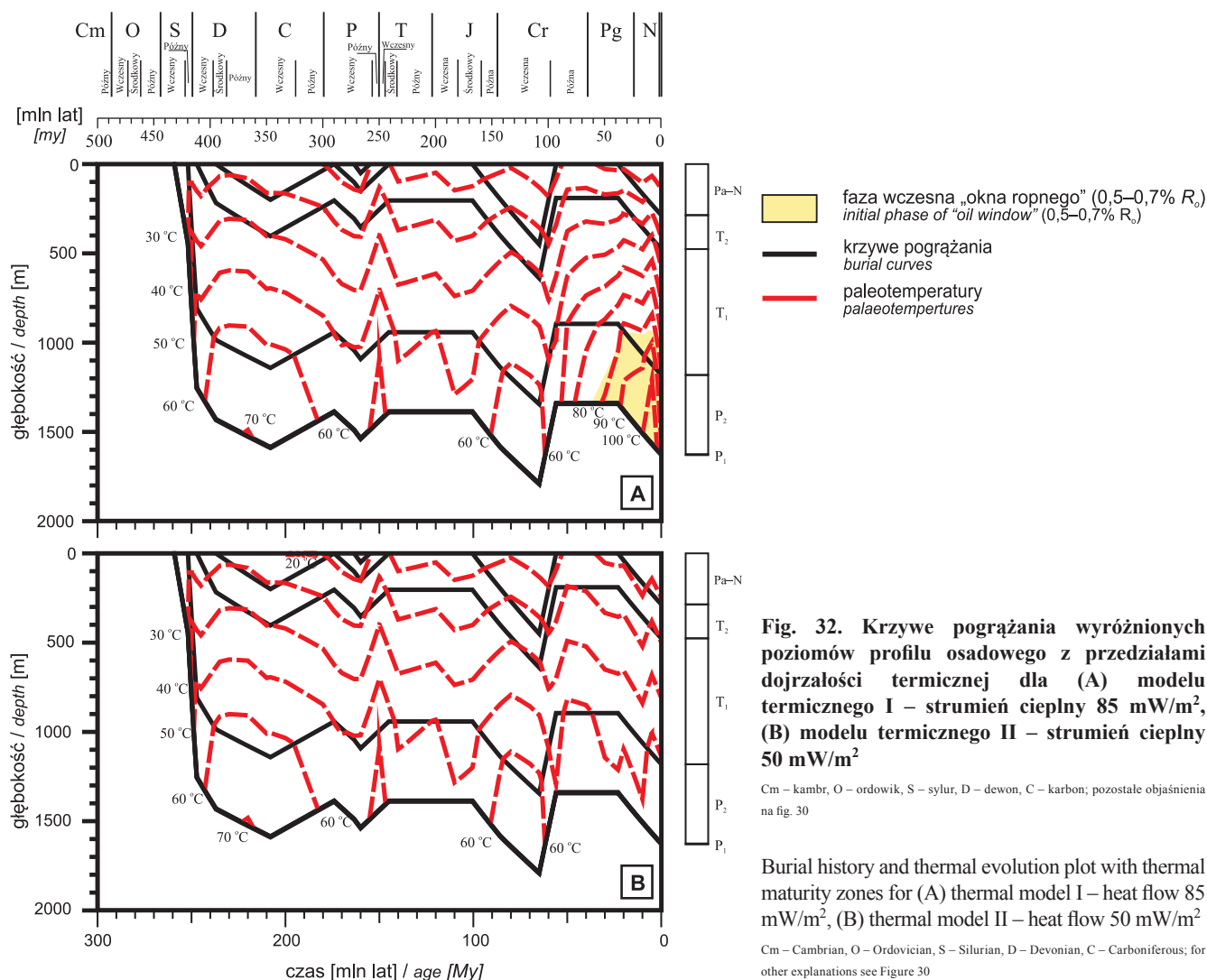
Sediment deposition rate for the section



HISTORIA POGRZEBANIA I EWOLUCJA TERMICZNA

Model historii pograżania osadów i ewolucji termicznej w otworze Grochowice M 9 został odtworzony od początku permu, tj. od najstarszych utworów rozpoczynają-

cych profil osadowy (fig. 30, 32). Ten cykl depozycyjny, obejmujący również utwory mezozoiku, charakteryzował się intensywnym, ale zmiennym przyrostem głębokości.



W omawianym otworze występuje duża luka stratygraficzna, obejmująca przedział od triasu górnego po kenozoik (fig. 32), co w znaczący sposób wpływa na wielowariantowość rozwoju profilu osadowego w tym przedziale czasowym. Odtworzenie w procesie kalibracji modelu pierwotnych miąższości brakujących osadów i zdefiniowanie zdarzeń w historii rozwoju basenu pozwoliło na rekonstrukcję historii pogrzebania profilu osadowego, ale możliwe są także alternatywne modele w zakresie zmian temperatur w profilu.

Profil otworu wiertniczego Grochowice M 9 rozpoczyna horyzont piaskowców czerwonego i białego spągowca o miąższości 7,66 m. Utwory te zostały jedynie nawiercone, dlatego rekonstrukcja ich historii pogrzebania nie może być w pełni wiarygodna. Z tego też względu, historię pogrzebania i ewolucję termiczną odtworzono jedynie dla cechsztyńsko-mezozoicznego etapu rozwoju basenu.

W profilu odwiertu Grochowice M 9 utwory permu górnego obejmują niemal pełny profil cyklotemów od PZ1 do PZ4, z krótkimi epizodami niedepozycji/erozji na przełomie cyklotemów PZ2/PZ3 i u schyłku PZ4. Na utworach cechsztynu w ciągłości sedimentacyjnej zalega ponad 700-metrowy kompleks skał klastycznych i węglanowych triasu dolnego i 190-metrowy kompleks skał węglanowych triasu środkowego. Depozycja miąższych utworów permu górnego i triasu skutkowałą pograżeniem spągu profilu osadowego do głębokości ok. 1600 m, a paleotemperatura w spągu profilu wyniosła około 70°C (fig. 32). Od triasu górnego (retyk) w tej części basenu ma miejsce proces wypiętrzania i erozji (fig. 30). W mezozoicznym przedziale czasowym notuje się dwa epizody depozycyjne – środkowojurajski z kontynuacją depozycji we wczesnym oksfordzie oraz późnokredowy (fig. 30). Miąższości deponowanych osadów, za Markiem i Pajchłową (1997), dla pierwszego epizodu przyjęto na poziomie 150 m, a dla epizodu kredowego oszacowano

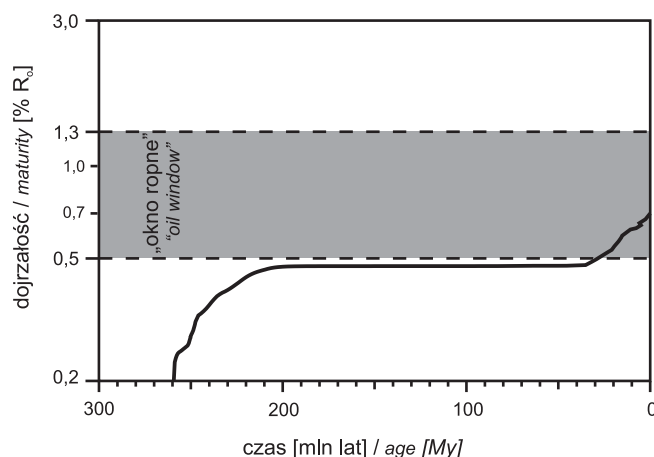


Fig. 33. Ewolucja dojrzałości termicznej kerogenu w utworach permu górnego w warunkach modelu termicznego I

Thermal evolution of organic matter
in the Upper Permian horizon for thermal model I

na 400 m (fig. 32). Ich depozycja, przy założonym modelu ewolucji termicznej, nie spowodowała wzrostu paleotemperatur, a jedynie wzrost na koniec kredy maksymalnego pograżenia spągu profilu osadowego do głębokości około 1750 m (fig. 32). Etap kenozoiczny to okres umiarkowanej depozycji. W modelu termicznym z wielkością strumienia cieplnego 85 mW/m² obserwuje się wzrost paleotemperatur do ok. 100°C, (fig. 32A), co skutkowało wejściem materii organicznej w przedział dojrzałościowy tzw. „okna ropnego” (fig. 33). Maksymalna modelowana dojrzałość górnopermskiej materii organicznej, wynosząca 0,67% R_o , nie odbiega od maksymalnych pomierzonych wartości refleksyjności witrynytu (Grotek, ten tom).