

Paweł KOSAKOWSKI

REKONSTRUKCJA HISTORII POGRĄŻANIA I EWOLUCJA TERMICZNA ORAZ ROZWÓJ DOJRZAŁOŚCI MATERII ORGANICZNEJ

METODY BADAŃ

Rekonstrukcję historii pogrążania utworów paleozoiku, mezozoiku, paleogenu i neogenu, wyróżnionych w profilu osadowym otworu wiertniczego Bodzanów IG 1, oraz rekonstrukcję ewolucji termicznej basenu przeprowadzono przy użyciu techniki jednowymiarowych modelowań z wykorzystaniem programu BasinMod® 1-D firmy Platte River.

W procedurze modelowań dwoma najistotniejszymi rekonstruowanymi elementami są historia pogrążania oraz ewolucja termiczna. Na historię pogrążania zasadniczy wpływ mają miąższości, litologia i wiek stratygraficzny poszczególnych horyzontów wyróżnionych w profilu otworu. W przypadkach, gdy nie dysponowano dokładnymi informacjami, szczególnie w zakresie litologii przewierczanych poziomów stratygraficznych, wykorzystywano dane uśrednione z sąsiednich otworów. Dla poszczególnych jednostek stratygraficznych w bibliotece programu tworzone nowe wydzielenia litologiczne poprzez przyjęcie odpowiednich proporcji między podstawowymi składnikami litologicznymi, a następnie wyliczano dla nich wartości parametrów petrofizycznych.

W modelu pogrążania uwzględniono poprawkę na dekompakcję z zastosowaniem, w zależności od litologii profilu osadowego w odwiercie, algorytmów Baldwina i Butlera (1985), Sclatera i Christiego (1980) oraz Falveya i Middletona (1981). Miąższości zerodowanych części profilu rekonstruowano w procedurze modelowań dojrzałości termicznej, tj. szacowano je na podstawie ekstrapolacji trendu dojrzałości termicznej do wartości powierzchniowych. Modelowania dojrzałości 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 wyliczaną a pomierzoną, procedurę powtarzano, przy założeniu innych parametrów modelu, aż do osiągnięcia zadowalającej kalibracji modelu. Dojrzałość termiczną wyliczano z zastosowaniem algorytmu Sweeneya i Burnhama (1990).

Do kalibracji prawidłowości założeń w modelu pogrążania i modelu termicznym wykorzystano wyniki pomiarów refleksyjności wityrynitów i w skali wityrynitów R_o oraz pomiarów temperatury T_{max} z analizy pirolitycznej Rock-Eval (Janas, ten tom). Ponadto, do kalibracji modelu wykorzystano również materiały publikowane i archiwalne wyniki badań. Wiarygodność wykonanej kalibracji była uwarunkowana jakością tych parametrów. W utworach starszego paleozoiku pomiary były wykonywane na macerałach wityrynitopodobnych, a wynik przeliczany na refleksyjność wityrynitów, co zwiększa zakres możliwego błędu kalibracji. Podobnie temperatura T_{max} , która szczególnie w utworach ubogich w węgiel organiczny może być obciążona błędem wynikającym z techniki jej odczytu z pirogramów. Stąd też zachodziła konieczność kompleksowej analizy wszystkich parametrów i uwzględnienia trendów regionalnych.

W rekonstrukcji historii termicznej uwzględniono współczesny reżim cieplny (Plewa, 1994; Karwasiecka, Bruszevska, 1997; Szewczyk, Gientka, 2009) oraz zmiany średniej temperatury powierzchniowej w zależności od pozycji geograficznej analizowanego obszaru w czasie geologicznym (Wygrala, 1989; Yalcin i in., 1997).

Wszystkim wydzieleniom stratygraficznym przyporządkowano wieki liczbowe, stosując tabelę stratygraficzną Cohen i in. (2013).

WYNIKI MODELOWANIA

W podkenozoicznym obrazie strukturalnym odwiert Bo-dzanów IG 1 zlokalizowany jest w segmencie warszawskim synklinorium kościerzynsko-puławskiego. To położenie definiuje warunki i tempo depozycji osadów, ich miąższości i ewolucję tektoniczną utworów permu i mezozoiku. Na utwory paleozoiku, obecne w omawianym profilu osadowym, miały wpływ dodatkowo ruchy związane z przed-

permską ewolucją tektoniczną, zarówno waryscydw, jak i platformy wschodnioeuropejskiej.

W tworzeniu modelu pograżania i ewolucji termicznej wykorzystano wcześniejsze publikowane prace, w szczególności Majorowicza i in. (1984, 2007), Poprawy i in. (1999), Karnkowskiego (2003a, b), Majorowicz (2004), Poprawy i Grotek (2005), Grotek (2006) oraz Poprawy (2006a, b).

KALIBRACJA MODELU

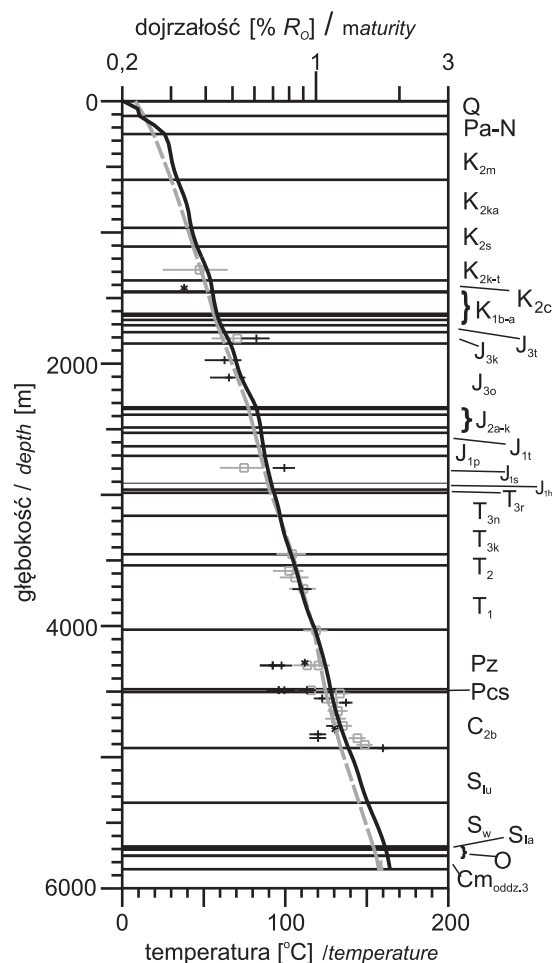
Do kalibracji modelu rekonstruującego warunki pogrzebienia i ewolucję termiczną wykorzystano wyniki 25 pomiarów refleksyjności wityrytu R_o (fig. 43), pochodzących z przedziału stratygraficznego od karbonu po turon-koniak (Janas, ten tom). Nie dysponowano pomiarami refleksyjności z utworów dolnego paleozoiku. Jako parametr uzupełniający informację o dojrzałości materii organicznej wykorzystano również 18 pomiarów temperatury T_{max} z aparatu pirolitycznego Rock-Eval (Janas, ten tom). Pomiary T_{max} uzupełniły odcinki głębokościowe profilu pozbawione pomiarów R_o , za wyjątkiem dolnego paleozoiku, dla którego również nie dysponowano pomiarami. Do kalibracji wykorzystano wszystkie wyniki pomiarów T_{max} , pomimo ich częściowej rozbieżności z pomiarami refleksyjności wityrytu (fig. 43).

Fig. 43. Kalibracja modelu historii termicznej z pomiarami dojrzałości termicznej

Q – czwartorzęd; N – neogen; Pa – paleogen; K_{2m} – kreda (mastrycht); K_{2ka} – kreda (kampan); K_{2s} – kreda (santon); K_{2k-t} – kreda (koniak–turon); K_{2c} – kreda (cenoman); K_{1b-a} – kreda (berias-alb); J_{3k} – jura (tyton); J_{3k} – jura (kimeryd); J_{3o} – jura (oksford); J_{2a-k} – jura (aalen-kelowej); J_{1t} – jura (toark); J_{1p} – jura (pliensbach); J_{1s} – jura (synemur); J_{1h} – jura (hetang); T_{3r} – trias (retyk); T_{3n} – trias (noryk); T_{3k} – trias (karnik górny); T_2 – trias środkowy; T_1 – trias dolny; Pz – perm (cechsztyń); Pcs – perm (czerwony spągowiec); C_{2b} – karbon (baszkir); S_{lu} – sylur (ludlow); S_w – sylur (wenlok); S_{la} – sylur (landower); O – ordowik; $Cm_{oddz.3}$ – kambryj (oddział 3)

Calibration of the thermal history model
with thermal maturity measurements

Q – Quaternary; N – Neogene; Pa – Paleogene; K_{2m} – Cretaceous (Maastrichtian); K_{2ka} – Cretaceous (Campanian); K_{2s} – Cretaceous (Santonian); K_{2k-t} – Cretaceous (Coniacian–Turonian); K_{2c} – Cretaceous (Cenomanian); K_{1b-a} – Cretaceous (Berriasian–Albian); J_{3k} – Jurassic (Tithonian); J_{3k} – Jurassic (Kimmeridgian); J_{3o} – Jurassic (Oxfordian); J_{2a-k} – Jurassic (Aalenian–Callovian); J_{1t} – Jurassic (Toarcian); J_{1p} – Jurassic (Pliensbachian); J_{1s} – Jurassic (Sinemurian); J_{1h} – Jurassic (Hettangian); T_{3r} – Triassic (Rhaetian); T_{3n} – Triassic (Norian); T_{3k} – Triassic (Upper Carnian); T_2 – Middle Triassic; T_1 – Lower Triassic; Pz – Permian (Zechstein); Pcs – Permian (Rotliegend); C_{2b} – Carboniferous (Bashkirian); S_{lu} – Silurian (Ludlow); S_w – Silurian (Wenlock); S_{la} – Silurian (Llandovery); O – Ordovician; $Cm_{oddz.3}$ – Middle Cambrian (series 3)



- pomiary T_{max}
temperature T_{max} measurements
- +— pomiary R_o
vitrinite reflectance measurements
- *— pomiary temperatury w otworze
borehole temperature
- krzywa dojrzałości
thermal maturity curve
- krzywa temperatury
temperature curve

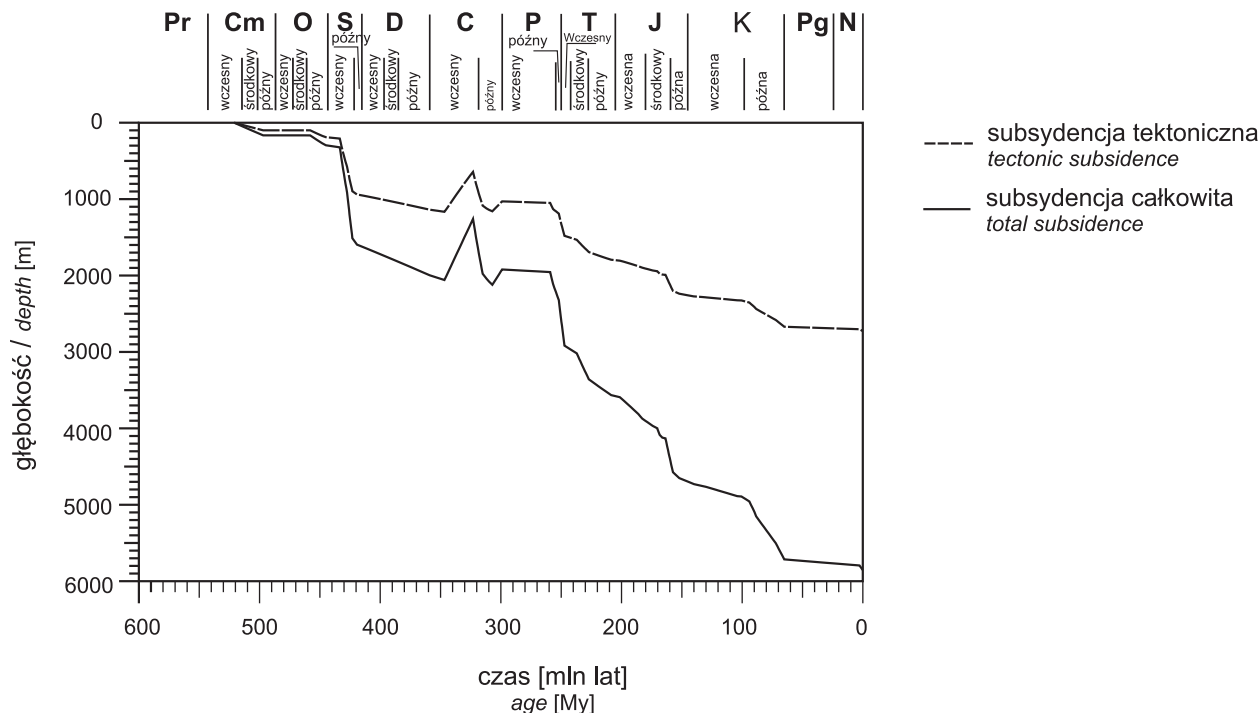


Fig. 44. Krzywa pogrzebania dla utworów kambru (oddział 3) i subsydencji tektonicznej

Burial history of the Cambrian (Series 3) sediments and tectonic subsidence

Gęstość współczesnego strumienia ciepłego dla otworu Bodzanów IG 1, zastosowana w modelu, wynosi 45 mW/m^2 i została przyjęta na podstawie danych literaturowych (Karwasiecka, Bruszezewska, 1997; Hajto, 2006; Szewczyk, Gientka, 2009).

W procedurze kalibracji model dojrzałościowy testowano ze stałą wielkością strumienia ciepłego, równą współczesnemu, oraz zmiennym strumieniem ciepłym – dla przedziału czasowego dewonu i wczesnego karbonu wynoszącym 50 mW/m^2 , podwyższonym do 60 mW/m^2 w późnym karbonie i ponownie obniżonym w mezozoiku.

Ze względu na obecność luk stratygraficznych w profilu otworu, w modelowaniach testowano różne warianty wielkości erozji. W rekonstrukcji pierwotnych miąższości zredukowanych i brakujących elementów profilu osadowego wyko-

rzystano m.in. prace Matyi (2006), Modlińskiego (red. 2010) i Papiernika (2017). Na podstawie tych prac oraz wyników kalibracji profili dojrzałości termicznej pomierzonej i obliczonej, miąższości erozyjnie usuniętych utworów górnej części syluru oszacowano na 100 m, a utworów dewonu i karbonu na 700 m (fig. 44). Profil utworów permu i mezozoiku jest ciągły.

Testowane modele wykazały zbliżony wynik kalibracji, ale ostatecznie przyjęty został model termiczno-erozyjny ze stałym strumieniem ciepłym i powyższymi wielkościami erozji. Pomimo najlepszego stopnia dopasowania krzywej teoretycznej zmian dojrzałości do wartości pomierzonych model ten nie jest unikalny, tzn. w miarę uzupełnienia informacji dojrzałościowych, szczególnie w odcinku dolnego paleozoiku, są możliwe inne jego warianty.

ANALIZA SUBSYDENCJI I TEMPA DEPOZYCJI

Najstarszymi nawierconymi utworami w otworze Bodzanów IG 1 są utwory kambryjskie oddziału 3. Zrekonstruowany dla nich model subsydencji tektonicznej (fig. 44) i tempa depozycji (fig. 45) wskazuje, że w tym przedziale czasowym zachodziła stosunkowo wolna subsydencja, a tempo akumulacji osadów w tym przedziale czasowym było wolne i można je szacować na ok. 10 m/mln lat (fig. 45). Na utworach kambru zalegają bezpośrednio utwory środkowego i górnego ordowiku oraz syluru. Odtworzenie późnokambryjskiej i wczesnoordowickiej subsydencji dla odwiertu Bodzanów IG 1 nie jest możliwe, brak jest da-

nych kalibracyjnych. Rekonstrukcje pograżania i tempa depozycji tych utworów w otworach sąsiednich na obszarze platformy wskazują na niewielkie miąższości, w związku z tym w rekonstrukcji profilu założono dla tego przedziału czasowego minimalną miąższość pierwotną rzędu 50 m (fig. 44). Również profil utworów sylurskich jest niekompletny, brak w nim utworów prydolu usuniętych podczas wczesnodewońskiego wypiętrzania obszaru i towarzyszącej erozji. Po uwzględnieniu paleomiąższości uzyskana krzywa subsydencji tektonicznej dla syluru wskazuje na proces rosnącej i szybkiej subsydencji z dużym tempem depozycji, do ponad

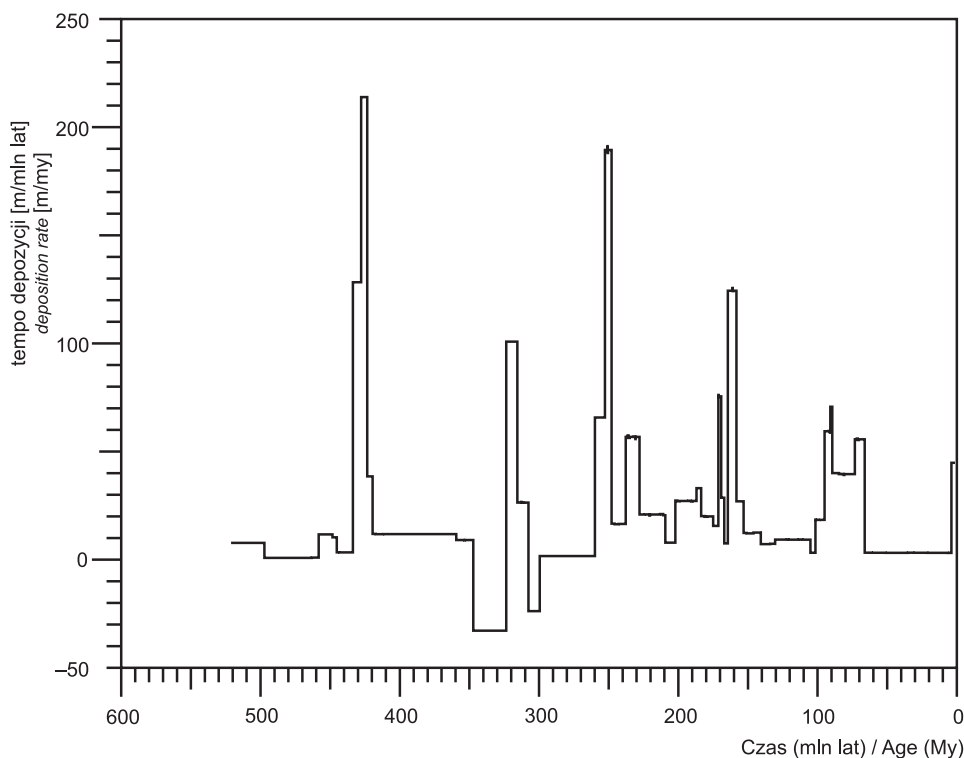


Fig. 45. Tempo depozycji osadów

Sediment deposition rate

200 m/mln lat w ludlowie (fig. 44). Tak duże tempo depozycji było najprawdopodobniej spowodowane znaczącą dostawą materiału detrytycznego, powstającego podczas erozji wypiętrzanej kaledońskiej przyzmy akrecyjnej rozwijającej się wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu, i deponowanego w przestrzeni akomodacyjnej basenu fleksuralnie uginanego przedpola kaledońskiej strefy kolizji (Poprawa, Paczeńska, 2002; Mazur, Jarosiński, 2006; Poprawa, 2006b; Poprawa i in., 2006).

Na utworach syluru bezpośrednio zalegają utwory karbonu górnego (baszkiro). Przesłanki regionalne wskazują jednak, że w okresie dewonu i być może wczesnego karbonu miała miejsce depozycja i pograżenie profilu osadowego na analizowanym obszarze (Matyja, 2006). Biorąc pod uwagę wyniki analizy subsydencji w strefie Koszalin-Chojnice i innych obszarach przykrawędziowej części platformy wschodnioeuropejskiej, założono pierwotne miąższości utworów dewonu i dolnego karbonu (turneju) na poziomie 700 m. Przy tak założonej paleomiąższości tempo depozycji utworów dewonu było niewielkie i wynosiło ok. 10 m/mln lat, a utworów karbonu dolnego nawet poniżej 10 m/mln lat (fig. 45). Utwory te zostały usunięte wskutek wczesnokarbońskiej erozji.

W okresie późnego karbonu miało miejsce tektoniczne wypiętrzanie omawianego obszaru, w wyniku czego została usunięta część profilu górnokarbońskiego. Obecne w profilu osadowym otworu utwory baszkiro również zostały zredukowane erozyjnie, na co wskazuje kontakt erozyjny z leżącymi wyżej utworami permu. Wielkość erozji tej części profilu została oszacowana w modelowaniu na 200 m (fig. 43). Przy

tak założonej paleomiąższości utworów górnego karbonu tempo depozycji mogło przekraczać 100 m/mln lat (fig. 45).

W trakcie permsko-mezozoicznego rozwoju basenu polskiego, w rejonie Bodzanowa IG 1 zaobserwowano dość znaczne zróżnicowanie w wielkości depozycji. Jej największe tempo można obserwować w późnym permie-wczesnym triasie, jurze środkowej i późnej oraz późnej kredzie (fig. 45). Tempo depozycji utworów cechsztynu dorównywało tempu depozycji syluru i wynosiło ok. 200 m/mln lat (fig. 45). Natomiast we wczesnym triasie oraz w karniku i noryku wynosiło odpowiednio ok. 50 i 20 m/mln lat. Tak duże tempo depozycji osadów w permie oraz we wczesnym triasie jest związane ze wzmożoną subsydencją, która koreluje się z fazą tektoniczną interpretowaną jako faza synryftowa, powszechnie obserwowaną w basenie polskim (Dadlez i in., 1995). Podobnym tempem depozycji charakteryzują się utwory środkowej jury – ok. 15–25 m/mln lat, z wyjątkiem bajosu, którego tempo wynosiło ok. 80 m/mln lat (fig. 45). Tempo depozycji osadów wzrosło we wczesnej jurze górnej i wynosiło ponad 120 m/mln lat i spadło w kimerydzie do ok. 25 m/mln lat. Pod koniec późnej jury (tyton) i we wczesnej kredzie tempo depozycji spadło do poniżej 10 m/mln lat. W późnej kredzie tempo depozycji znacząco wzrosło do ok. 60–70 m/mln lat w turonie i koniaku (fig. 45). Tak zmienne tempo akumulacji osadów jurajsko-kredowych związane było ze wzmożoną subsydencją związaną z trwającą reaktywnością tektoniczną w basenie polskim.

Czas paleogenu i neogenu to okres spokojnej depozycji na poziomie kilku m/mln lat (fig. 45).

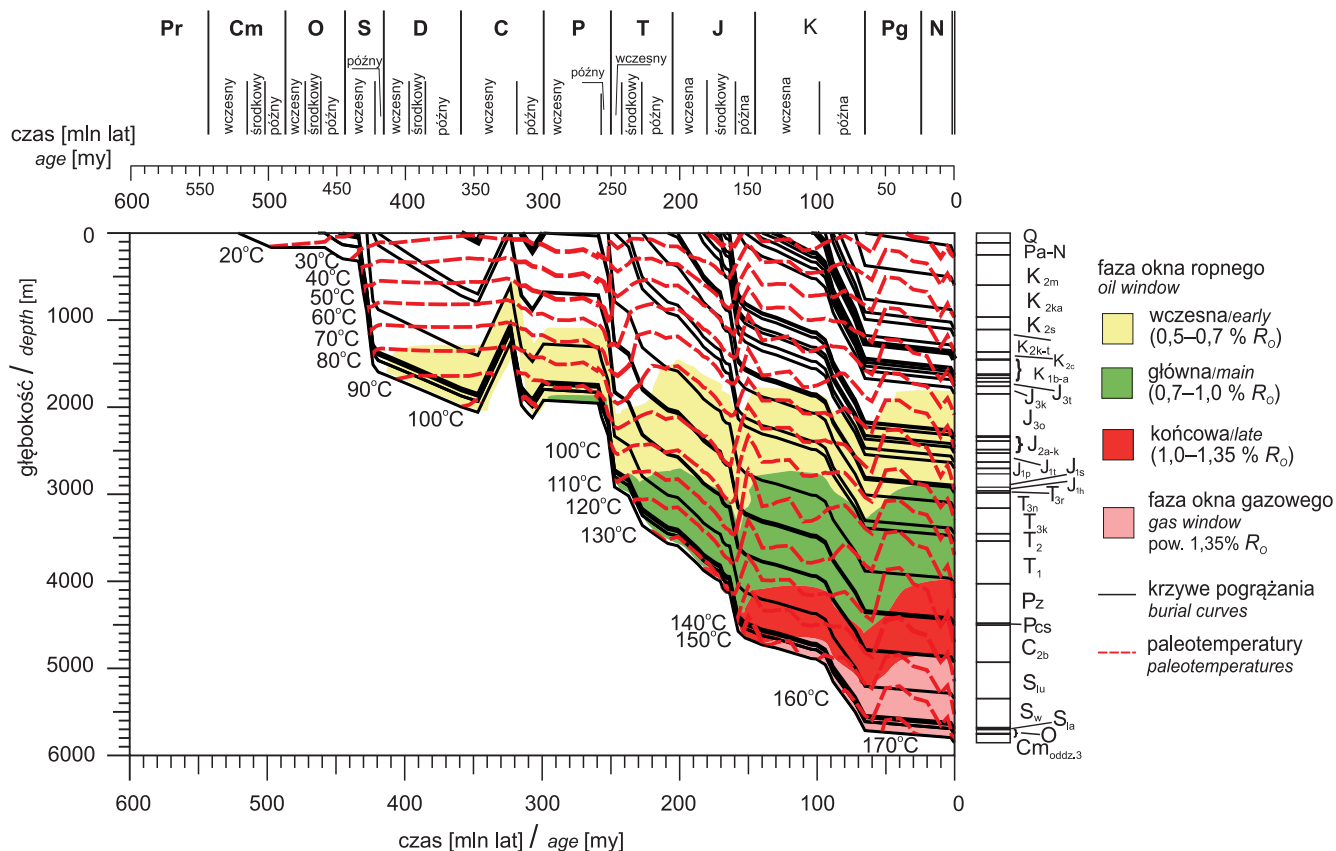


Fig. 46. Krzywe pograżania wyróżnionych poziomów profilu osadowego w otworze Bodzanów IG 1 z przedziałami dojrzałości termicznej

Objaśnienia jak na fig. 43

Burial history and thermal evolution plot of the Bodzanów IG 1 borehole with thermal maturity zones

Explanations as in Fig. 43

MODELOWANIE WARUNKÓW POGRZEBANIA I HISTORII TERMICZNEJ

W profilu otworu Bodzanów IG 1 rekonstrukcję warunków pogrzebania oraz historię termiczną wykonano, stosując technikę jednowymiarowych modeli numerycznych.

Model rekonstruuje historię pograżania osadów został wykonany od kambru, ponieważ profil otworu rozpoczyna się utworami oddziału 3, zalegające współcześnie na głęb. 5751,7–5854,0 m (fig. 46). Na omawianym obszarze koniec kambru i początek ordowiku to okres stagnacji, a później niewielkich rozmiarów depozycji i pograżania, który ciągnął się do końca ordowiku (fig. 44). Wraz z początkiem syluru obserwowany jest systematyczny wzrost tempa depozycji, co odzwierciedla się fazą intensywnego pogrzebania do głębokości poniżej 1600 m i temperaturze powyżej 80°C (fig. 46). Uzyskana paleotemperatura pozwala na inicjację dojrzałości materii organicznej w fazie wczesnej okna ropnego (fig. 46 i 47). W dewońskim i wczesnokarbońskim etapie rozwoju profilu osadowego obserwuje się nieco mniejsze tempo depozycji i pograżania. Maksimum pogrzebania na koniec tego etapu rozwoju wyniosło ok. 2100 m, a temperatura przekroczyła

100°C (fig. 46). Wypiętrzenie basenu pod koniec wczesnego karbonu skutkowało usunięciem znacznej części profilu, w tym całkowicie utworów dewonu i dolnego karbonu(?). Początek późnego karbonu to kolejna faza pograżania, zakończona erozją późnokarbońską (fig. 44). Pokrywa osadowa przed erozją w późnym karbonie osiągnęła miąższość powyżej 2100 m (fig. 46). Okres wczesnego permu był okresem stagnacji i depozycji niewielkiej miąższości osadów. Począwszy od depozycji osadów cechsztynu, miał miejsce kolejny etap pogrzebania, kontynuującego się do aż czwartorzędu. Jego intensywność była zmienna, a największe nasilenie można obserwować w późnej jurze i późnej kredzie (fig. 44). Od wczesnego paleogenu obserwuje się okres umiarkowanej depozycji i niewielkiego tempa pograżania (fig. 44). Wzrostowi głębokości pograżania towarzyszył sukcesywny wzrost temperatury i inicjacja kolejnych faz dojrzałości materii organicznej, aż do fazy końcowej okna ropnego i wejścia spągowych partii profilu (ordowik i sylur) w fazę początkową dojrzałości w przedziale okna gazowego (fig. 46).

Maksymalną głębokość pograżenia obserwuje się współcześnie i wynosi ona 5834 m, a temperatura w spągu profilu osadowego wynosi ok. 160°C (fig. 46).

Rozwój dojrzałości termicznej materii organicznej w opróbowanych poziomach karbonu i mezozoiku oraz w nieanalizowanych geochemicznie utworach dolnego paleozoiku, wskazuje na jej wieloetapowość. Dla utworów dolnego paleozoiku etapem najintensywniejszego przyrostu dojrzałości materii organicznej był okres depozycji mięjszych utworów syluru. Na koniec tego okresu czasowego dojrzałość materii organicznej przekroczyła wartość progową dojrzałości 0,5% R_o (fig. 47). W przedziale czasowym dewonu–wczesnego karbonu dojrzałość ta sukcesywnie wzrasta do poziomu ok. 0,7% R_o . Późnokarbońskie wyniesienie obszaru wstrzymało przyrost dojrzałości. Jej wznowienie związane jest depozycją mięjszych utworów permu górnego i dolnego triasu. Systematyczny przyrost dojrzałości, do poziomu 1,7–1,8% R_o , obserwuje się w całym przedziale czasowym mezozoiku i kenozoiku (fig. 47). Analogicznie przebiegał rozwój dojrzałości materii organicznej w utworach karbonu i mezozoiku. Znaczącą rolę w uzyskaniu wartości progowej 0,5% R_o dla materii organicznej w utworach baszkiu odegrała depozycja w młodszym permie i wczesnym triasie, a rozwój dojrzałości trwał sukcesywnie do dzisiaj z momentami intensyfikacji pokrywającymi się z okresami zwiększonego tempa depozycji i pograżenia (fig. 47). Maksymalna modelowana dojrzałość karbońskiej materii organicznej wynosi 1,3% R_o i nieco odbiega od maksymalnych wartości pomierzonych (1,5% R_o). Nie dyskwalifikuje to oczywiście założonego modelu i uzyskanych wyników ponieważ spągowe wartości dojrzałości odbiegają od ogólnego trendu w karbonie (fig. 47), a brak danych ze starszych utworów paleozoicznych daje wiele wariantów możliwej ewolucji dojrzałości.

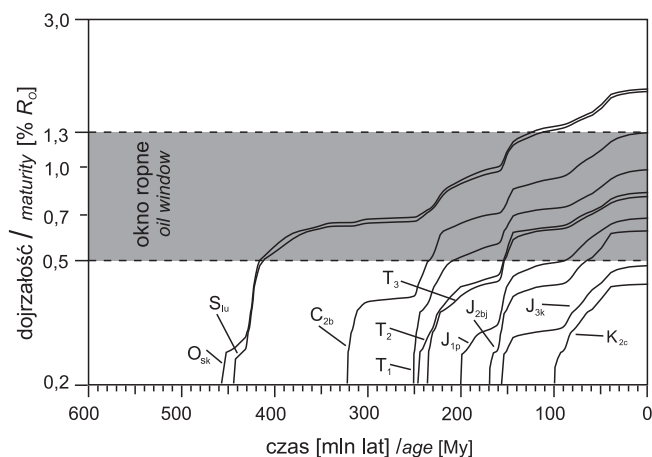


Fig. 47. Ewolucja dojrzałości termicznej kerogenu w wybranych poziomach stratygraficznych paleozoiku i mezozoiku

O_{sk} – ordowik niższy (kat–sandb); T₃ – trias górny; J_{2bj} – jura (bajos); pozostałe objaśnienia jak na fig. 43

Thermal evolution of organic matter in selected Palaeozoic and Mesozoic horizons

O_{sk} – Ordovician (Lower Katian–Sandbian); T₃ – Upper Triassic; J_{2bj} – Jurassic (Bajocian); other explanations as in Fig. 43

Rozwój dojrzałości materii organicznej w utworach mezozoiku (fig. 47) odzwierciedla historię ich pograżania i ewolucję temperatur. Maksymalna modelowana dojrzałość materii organicznej w utworach jury dolnej wynosi 0,7%, jury środkowej 0,65%, a górnej poniżej 0,5% R_o (fig. 47). Predystynowana dojrzałość materii organicznej w spągu kredy górnej wynosi 0,4% R_o .