

ANALIZA SUBSYDENCJI ORAZ HISTORII TERMICZNEJ

Dla profilu otworu Busówno IG 1 sporządzono jednowymiarową analizę subsydencji (*backstripping*) oraz modelowanie dojrzałości termicznej i historii termicznej. Analizę subsydencji wykonano w celu wyodrębnienia tektonicznej składowej całkowitej subsydencji, którą użyto do interpretacji

ewolucji tektonicznej i mechanizmów subsydencji basenu. Modelowanie dojrzałości termicznej przeprowadzono dla określenia reżimów paleotermicznych w basenie, a w szczególności zmian strumienia ciepłego, jak również dla opisanego warunków maksymalnego pogażenia.

METODYKA

W analizie subsydencji użyto takich danych wejściowych jak: miąższość jednostek, na które podzielono profil, ich stratygrafia, litologia, parametry petrofizyczne skał, zmiany batymetryczno-topograficzne oraz eustatyczne. Istotnym problemem była rekonstrukcja miąższości utworów usuniętych w trakcie poszczególnych epizodów erozji, zwłaszcza erozji z końca dewonu i wczesnego karbonu oraz z późnego karbonu i/lub wczesnego permu. Obliczono je na podstawie profilu dojrzałości termicznej.

Poszczególnym jednostkom stratygraficznym wydzielonym w profilu, o randze zależnej od możliwej rozdzielczości stratygraficznej, przyporządkowano wiek liczbowy. Zastosowano w tym celu tabelę stratygraficzną Gradsteina i Ogga (1996) oraz Gradsteina i in. (2004b). W *backstrippingu* została uwzględniona poprawka na dekompakcję, która była obliczana według algorytmu Baldwina i Butlera (1985). Głównymi parametrami petrofizycznymi skał, uwzględnionymi w procedurze dekompakcji, były współczynniki kompaktacji oraz porowatości pierwotne, które przyjęto według publikowanych, typowych wartości dla podstawowych typów litologicznych.

Rekonstrukcję historii termicznej i warunków pogażenia przeprowadzono przy użyciu techniki jednowymiarowych modelowań komputerowych, kalibrowanych pomiarami dojrzałości termicznej, głównie refleksyjności witynytu. Do mo-

delowań dojrzałości użyto danych określających historię pogażenia, w tym stratygrafię i miąższości poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia basenu, parametry petrofizyczne skał (głównie przewodnictwo termiczne i pojemność cieplną), współczesny reżim cieplny oraz obecną dojrzałość termiczną.

W trakcie przeprowadzonych modelowań dojrzałość termiczną wyliczano z zastosowaniem standardowego dla tej metody algorytmu Sweeneya i Burnhama (1990). W rekonstrukcji historii termicznej uwzględniono również zmiany średniej temperatury powierzchniowej, tj. temperatur do których cały system osadowego wypełnienia basenu był studzony.

Modelowania dojrzałości prowadzono metodą *forward*, tj. zakładano stan wyjściowy systemu oraz określony proces geologiczny, a następnie wyliczano jego skutek dla współczesnego rozkładu dojrzałości termicznej w profilu. W przypadku niezgodności między dojrzałością wyliczaną a pomierzoną procedurę powtarzano przy innych parametrach modelu, aż do osiągnięcia optymalnej kalibracji modelu. W procedurze modelowań szczególną uwagę poświęcano problemowi unikatowości modelu, tj. analizowano alternatywne modele o analogicznej lub zbliżonej jakości kalibracji. Dwoma najważniejszymi czynnikami dla wyników modelowań były historia pogażenia oraz historia strumienia ciepłego.

ANALIZA SUBSYDENCJI ORAZ TEMPA DEPOZYCJI

Początek rozwoju basenu osadowego w rejonie wiercenia Busówno IG 1 przypada na późny ediakar (około 551 mln lat temu; por. Compton i in., 1995). Rozpoczął się wówczas okres stosunkowo szybkiej subsydencji tektonicznej basenu (fig. 43), która stanowiła wyraz stadium przejściowego pomiędzy fazą synryftową i poryftową w rozwoju basenu (Poprawa, Paczeńska, 2002; Poprawa, 2006a). Ówczesne tempo depozycji utworów klastycznych wynosiło około 30 m/mln

lat (fig. 44). Wzmoczona dostawa materiału detrytycznego mogła po części wiązać się z wypiętrzaniem i erozją grzbietów ekstensyjnych półrowów (Paczeńska, 2006).

W kambrze i ordowiku zaznaczała się tendencja do spowalniania subsydencji (fig. 43), równoczesna z rozszerzaniem się obocznego zasięgu basenu. Tempo depozycji w kambrze utrzymywało się w zakresie około 30–50 m/mln lat, zaś we wczesnym i środkowym ordowiku obniżyło się do około 1–4

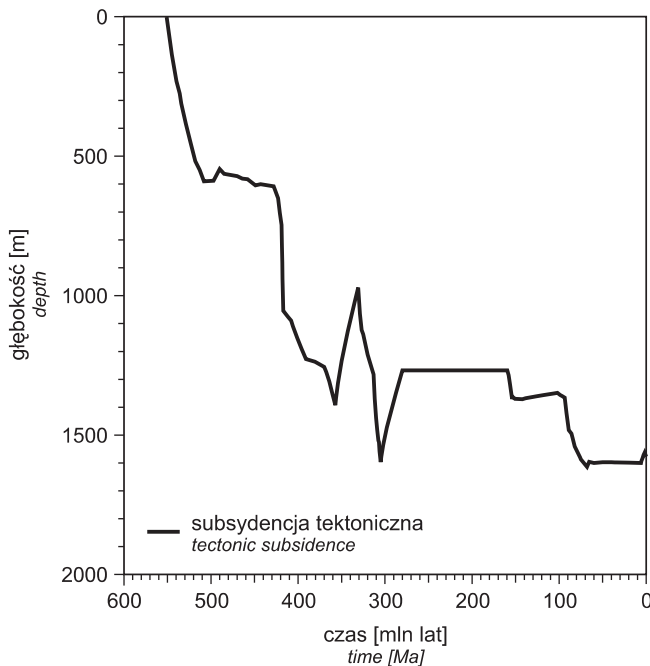


Fig. 43. Historia subsyduencji tektonicznej dla profilu otworu wiertniczego Busówno IG 1

Tectonic subsidence history for the section of Busówno IG 1 borehole

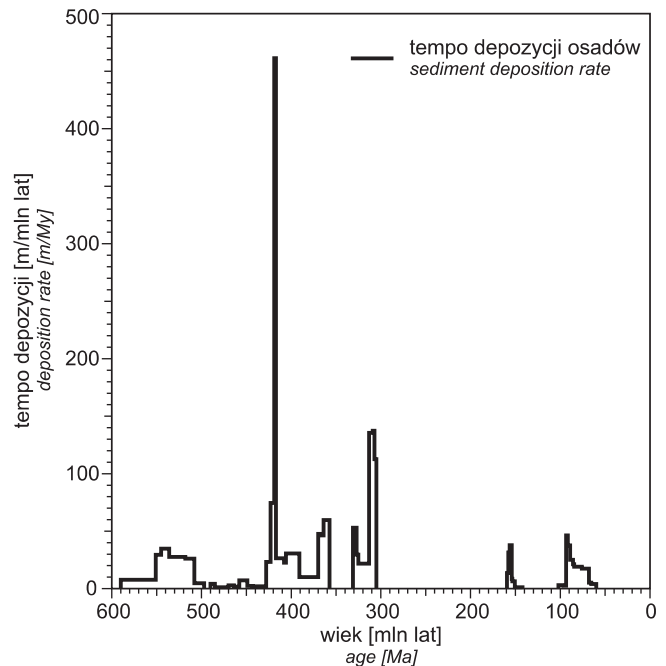


Fig. 44. Tempo depozycji osadów dla profilu otworu wiertniczego Busówno IG 1

Sediment deposition rate for the section of Busówno IG 1 borehole

m/ml lat (fig. 44). Zarówno spowolnienie subsyduencji, jak i osłabioną dostawę materiału można tłumaczyć poryftową, regionalną subyduencją. Proces poryftowej subsyduencji termicznej został przerwany epizodem wypiętrzania i erozji w okresie od końca środkowego kambru po najwcześniejszy ordowik. Zjawisko to można tłumaczyć kolizją bloku małopolskiego z Baltiką oraz jej kompresyjnym oddziaływaniem na płytę przedpola (Poprawa, 2006a).

Począwszy od późnego ordowiku rozpoczął się kolejny etap tektonicznego rozwoju basenu na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, charakteryzujący się systematycznym wzrostem tempa subsyduencji tektonicznej, w czasie której maksimum nastąpiło w późnym sylurze (fig. 43). Krzywe subsyduencji tektonicznej dla późnego ordowiku oraz syluru mają charakterystyczny kształt „kolanowy”, uważany za wskaźnikowy dla kompresyjnego reżimu tektonicznego, w tym basenów przedgórskich. W okresie tym zaznacza się także oboczny przyrost rozmiarów subsyduencji ku krawędzi płyty, tj. z NE ku SW, typowy dla mechanizmu fleksuralnego uginania płyty (Poprawa, Paczeńska, 2002; Poprawa, 2006b).

W okresie od późnego ordowiku do landoweru tempo dostawy materiału detrytycznego mieściło się w zakresie od 2 do 7 m/mln lat (fig. 44). Począwszy od wenloku tempo depozycji zaczęło szybko wzrastać od około 20–25 do około 80 m/mln lat w ludlowie oraz do ponad 550 m/mln lat w przydołu. Zjawisko to po części odzwierciedla znaczące uaktywnienie obszaru źródłowego, który może być utożsamiany z kaledońską strefą kolizji.

We wczesnym i środkowym dewonie szybkość subsyduencji oraz depozycji stopniowo zmniejszały się (fig. 43, 44). Wczesnodewońskie tempo depozycji utworów, po części nawiązujących wykształceniem facjalnym do pokaledońskiej molasy, wynosiło około 25–35 m/mln lat, podczas gdy w środkowym dewonie węglanowo-ewaporatowo-klastyczne utwory, później usunięte erozyjnie, sądząc z ich rozwoju w obszarach przyległych, były deponowane w tempie rzędu 10 m/mln lat.

Krzywa subsyduencji tektonicznej (fig. 43) ilustruje występujące w późnym dewonie kolejne zdarzenie tektoniczne, wyrażające się przyspieszoną subsyduencją, którą wiązano z transtensyjną aktywnością tektoniczną (Narkiewicz i in., 1998). Subsycyduencja w późnym dewonie ogólnie była kompensowana sedymentacją, której tempo w tym okresie zawierało się w zakresie około 45–70 m/mln lat (fig. 44). Począwszy od końca dewonu nastąpiło zatrzymanie subsyduencji, a następnie znaczące wypiętrzanie i związana z nim erozja, wiążące się z procesami tektonicznymi, tzw. fazy bretońskiej.

Przerwa w sedymentacji kontynuowała się do późnego wizenu, kiedy nastąpił nawrót stosunkowo szybkiej subsyduencji tektonicznej, kontynuującej się do westfal, dla której również sugerowano związek z transtensyjną aktywnością tektoniczną (Narkiewicz i in., 1998). Wizeńskie tempo depozycji osadów utrzymywało się w zakresie około 60 m/mln lat, namurskie w zakresie 25–30 m/mln lat, zaś w westfal wzrosło do około 150 m/mln (fig. 44).

Począwszy od późnego westfal w regionie lubelskim rozpoczął się proces wypiętrzania i erozji oraz deformacji kompresyjnych. Hiatus związany z tym procesem obejmuje

okres po późną jurę, aczkolwiek, biorąc pod uwagę profile otworów wiertniczych w północnej części regionu lubelskiego, można przyjąć, że główny epizod wypiętrzania i erozji zakończył się przed późnym permem.

W rejonie profilu Busówno IG 1 subsydenacja tektoniczna związana z rozwojem basenu polskiego rozpoczęła się w późnej jurze (fig. 43). Ówczesny epizod wzmożonej subsydenacji tektonicznej stanowił odzwierciedlenie fazy ekstensyjnej aktywności tektonicznej w południowej części basenu polskiego (Kutek, 1994; Dadlez i in., 1995; Poprawa, 1997). Późno-jurajskie, w przewadze węglanowe utwory były deponowane w tempie do około 40 m/mln lat (fig. 44).

Kolejny hiatus obejmuje okres od wyższego kimerydu do albu górnego. Wiąże się z nim erozja osadów o stosunkowo niewielkiej miąższości, która przypuszczalnie zachodziła przede wszystkim w barremie–albie środkowym. Począwszy

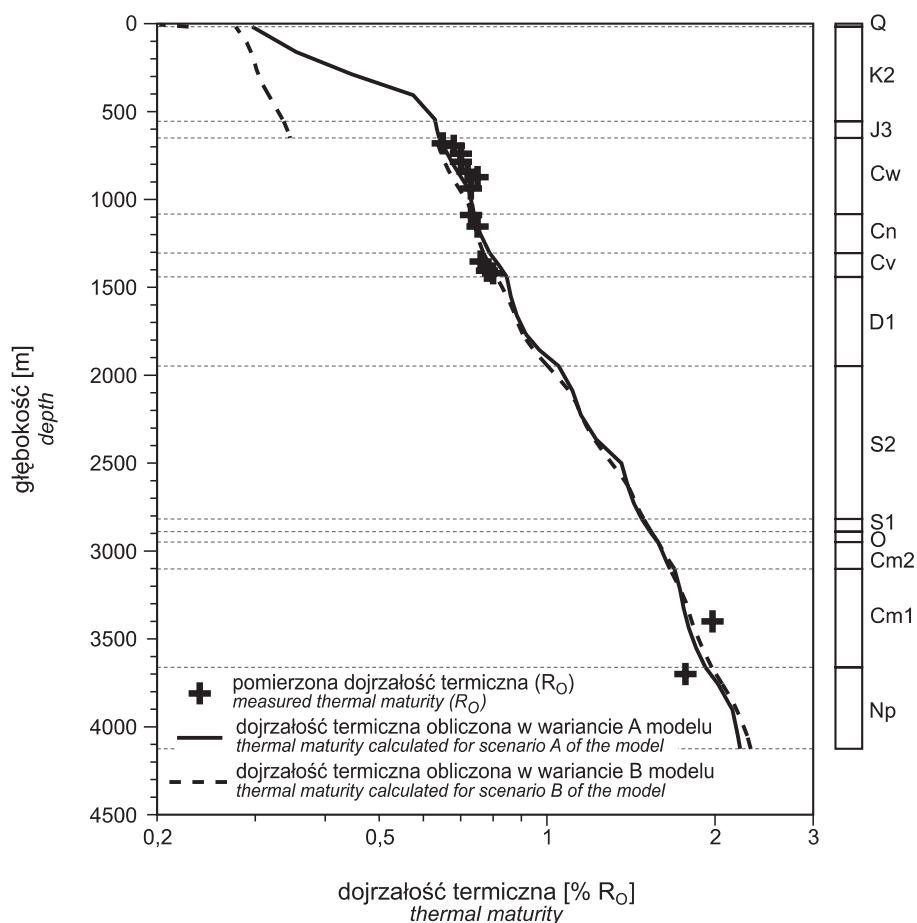
od późnego albu rozpoczęła się kolejna faza subsydenacji, która kontynuowała się do wczesnego paleocenu (fig. 43). Profil Busówno IG 1 jest zlokalizowany w peryferyjnej części późnokredowego basenu, z uwagi na co krzywa subsydenacji tektonicznej dla tego okresu nie ilustruje w pełni reprezentatywnie ówczesnych mechanizmów subsydenacji. Jednakże krzywe subsydenacji tektonicznej odtworzone dla głównych późnokredowych depocentów basenu polskiego sugerują, że rozwijały się one ogólnie w kompresyjnym reżimie tektonicznym (Dadlez i in., 1995). Tempo depozycji górnokredowych utworów, wykształconych w facjach zbliżonych do kredy pizającej, zawierało się w zakresie od około 2 do około 45 m/mln lat, choć w przeważającej części tego okresu było zbliżonego do 20–25 m/mln lat (fig. 44). Podobnie jak w pozostałych częściach Niżu Polskiego w kenozoiku subsydenacja tektoniczna była bardzo ograniczona.

ANALIZA HISTORII TERMICZNEJ

Współczesny strumień ciepły dla profilu otworu Busówno IG 1 obliczono na podstawie termogramu otworowego oraz wartości przewodnictwa termicznego dla podstawowych typów litologicznych przyjętych na podstawie danych literaturowych. Jego wartość wynosi 48 mW/m². Do kalibracji modelu historii termicznej użyto 14 pomiarów refleksyjności wityritu, wykonanych dla utworów obejmujących odcinek profilu od westfału po górny wizen oraz dolny kambr i neoprote-

rozoik (fig. 45). Utrudnieniem w analizie historii termicznej jest w tym przypadku to, że dane służące do kalibracji modeli są skupione w dwóch odcinkach profilu, zaś na odcinku obejmującym utwory od środkowego kambru do dolnego dewonu brak jest takich danych.

Stwierdzono, że profil pomierzonej dojrzałości termicznej można wytłumaczyć przyjmując stały w czasie strumień ciepły oraz dodatkową dostawę energii cieplnej do komplek-



su utworów górnokredowych w okresie ich depozycji i/lub paleocenie (fig. 45, 46 – wariant A modelu), która musiała wynosić około $450 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Jako potencjalny mechanizm dostarczenia dodatkowej energii ciepłej do kompleksu utworów górnokredowych można wskazać migrację gorących rozтворów w obrębie tych utworów. Taki model pozwala przyjąć umiarkowaną miąższość erozyjnie usuniętych utworów górnokarbońskich, wynoszącą około 500 m. Na podstawie ekstrapolacji miąższości utworów karbońskich z sąsiednich stref o lepiej zachowanych profilach taką miąższość zerodowanego nadkładu uznano za prawdopodobną, a w efekcie wariant A modelu przyjęto jako preferowany.

W alternatywnym modelu przyjęto, że dojrzałość utworów paleozoicznych w profilu Busówno IG 1 ukształtowała

się głównie w czasie późnokarbońskiego pogrzebienia (fig. 45, 46 – wariant B modelu). Taki model wymaga jednak przyjęcia, że miąższość erozyjnie usuniętych utworów górnokarbońskich wynosiła około 2000 m (fig. 46), co wydaje się mało prawdopodobne. Dodatkowo konieczne jest założenie późnokarbońskiego strumienia ciepłego podwyższonego do $54 \text{ mW}/\text{m}^2$. Model ten ponadto nie pozwala uzyskać odpowiednio wysokiej dojrzałości w obrębie utworów kambryjskich i neoproterozoicznych, w związku z czym pozwala on sugerować obecność dodatkowego zdarzenia termicznego w późnym dewonie, wyrażającego się podwyższeniem strumienia ciepłego do $70 \text{ mW}/\text{m}^2$. Wariant ten został uznany za mniej prawdopodobny, głównie z uwagi na mało wiarygodne założenia, co do miąższości zerodowanego nadkładu.

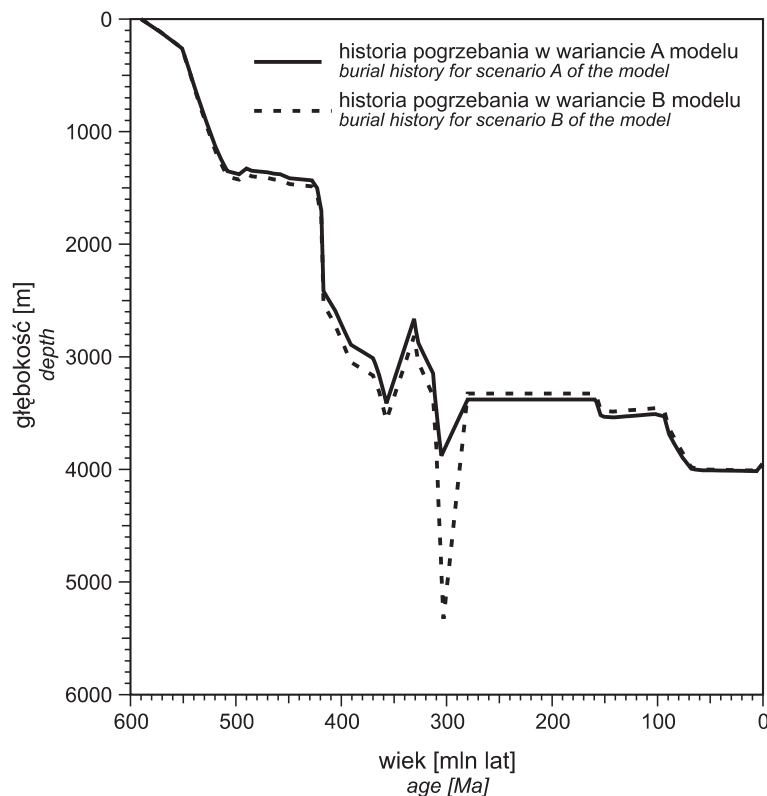


Fig. 46. Historia pogrzebienia w alternatywnych wariantach

Burial history for alternative scenarios