

ANALIZA SUBSYDENCJI TEKTONICZNEJ

Otwór Słupsk IG 1 położony jest w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego, tj. w jego strefie o najsilniejszej subsydencji. Profil otworu przebija nałożone na siebie osady dwóch basenów sedymentacyjnych, różniących się ramami geometrycznymi oraz mechanizmami subsydencji. Stanowią je ediakarsko-dolnopaleozoiczny basen bałtycki oraz permsko-mezozoiczny basen polski. Przeprowadzona tu analiza subsydencji tektonicznej miała na celu scharakteryzowanie przebiegu tego procesu oraz określenie jego mechanizmów. Należy podkreślić, że badania takie były wcześniej wykonywane zarówno w odniesieniu do basenu bałtyckiego (Poprawa i in., 1999; Poprawa, 2006a, b), jak i basenu polskiego (Dadlez i in., 1995; Poprawa, 1997; Karnkowski, 1999), a przedstawione tu wyniki stanowią jedynie uzupełnienie w stosunku do wspomnianych prac. Z uwagi na lokalizację otworu Słupsk IG 1 wyniki analizy subsydencji mają w tym przypadku znacznie większe znaczenie dla poznania ewolucji tektonicznej basenu bałtyckiego niż basenu polskiego.

Dotychczasowe prace pozwoliły stwierdzić, że wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego w późnym ediakarze–najwcześniejszym kambrze zachodziły procesy ry-

ftowe, przypuszczalnie związane z rozpadem superkontynentu Rodinii/Pannotii (Poprawa i in., 1999; Jaworowski, 2000a; Poprawa, 2006a). Procesy te doprowadziły w efekcie do powstania wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego pasywnej krawędzi kontynentalnej, istniejącej przez większą część kambru oraz we wczesnym i środkowym ordowiku. Natomiast w późnym ordowiku i sylurze basen bałtycki stanowił zapadlisko przedgórskie kaledońskiej strefy kolizyjnej (Poprawa i in., 1999; Poprawa, 2006b).

W profilu otworu Słupsk IG 1 na dolnopaleozoicznych utworach basenu bałtyckiego spoczywają bezpośrednio utwory permsko-mezozoicznego basenu polskiego. Postulowano genezę ryftową tego basenu, choć przebieg ryftowania pozostaje obiektem kontrowersji (Dadlez i in., 1995; Karnkowski, 1999; Kutek, 2001). Podkreślano też rolę tektoniki transtensyjnej w rozwoju basenu (Hakenberg, Świdrowska, 1997; Poprawa, 1997). Położenie profilu Słupsk IG 1 poza głównym depocentrum basenu powoduje, że wyniki analizy subsydencji nie są w tym przypadku reprezentatywne dla basenu polskiego. Wyjątkiem jest profil utworów górnej kredy, reprezentujący nieckę pomorską.

METODYKA

Jednowymiarowa analiza subsydencji (*backstripping*) została przeprowadzona w celu wyodrębnienia z zapisu osadowego wypełnienia basenu sedymentacyjnego tektonicznej składowej całkowitej subsydencji. Metoda ta potencjalnie umożliwia identyfikację mechanizmów subsydencji, odtworzenie ewolucji reżimów tektonicznych, panujących w basenie oraz określenie tektonicznego modelu basenu. *Backstripping* wykonano z użyciem programu BasinMod 1-D™ (Platte River Associates, Inc.).

W analizie subsydencji użyto takich danych jak: miąższość jednostek, na które podzielono profil, ich stratygrafia (wyrażona wiekiem liczbowym), litologia, parametry petrofizyczne skał, zmiany batymetryczno-topograficzne oraz eustatyczne. Określenie miąższości poszczególnych jednostek w obrębie utworów nawierconych w otworze z dokładnością wymaganą dla *backstrippingu* nie stanowiło trudności. Złożonym problemem była natomiast rekonstrukcja miąższości utworów usuniętych w trakcie poszczególnych faz erozji, głównie erozji pokaledońskiej, erozji późno- i powaryscyjskiej oraz erozji z końca kredy i/lub początku paleogenu. W mniejszym stopniu dotyczyło erozji środkokambryjskiej oraz śródmezozoicznych faz

erozji. Znaczenie odtwarzania rozmiarów pierwotnego, przederozyjnego pograżenia dla *backstrippingu* wynika z jego wpływu na proces kompaktacji mechanicznej. Ponadto przyjęte miąższości zerodowanych osadów decydują o przebiegu krzywej subsydencji w okresach reprezentowanych w profilu przez luki stratygraficzne. Zastosowanie poprawki batymetryczno-eustatycznej pozwoliło uwzględnić tę część subsydencji basenu, która nie była kompensowana depozycją, a zatem nie odzwierciedla się w miąższości osadów.

Poszczególnym jednostkom stratygraficznym wydzielonym w profilu, o randze zależnej od możliwej rozdzielczości stratygraficznej, przyporządkowano wieki liczbowe. Zastosowano w tym celu tabelę stratygraficzną Gradsteina i in. (2004a; z wyjątkiem ordowiku). Długości trwania poszczególnych pięter w obrębie ordowiku przyjęto na podstawie tabeli Gradsteina i Ogga (1996).

W *backstrippingu* uwzględniona została poprawka na dekompaktację, która obliczana była według algorytmu Baldwina i Butlera (1985). Możliwy zakres błędu, związany ze stosowaniem tej poprawki, był dla prezentowanych wyników *backstrippingu* mało znaczący. Ilustruje to przeprowadzona przez

Poprawę i Paczeńską (2002) analiza porównawcza krzywych subsydencji obliczonych przy założeniu alternatywnych algorytmów dekompakcji.

Głównymi parametrami petrofizycznymi skał, uwzględnionymi w procedurze dekompakcji, były współczynniki kompaktacji oraz porowatości pierwotne, które przyjęto według publikowanych, typowych wartości dla podstawowych typów litologicznych. Dla poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia basenu o składzie mieszanym tworzono w bibliotece programu nowe wydzielenia litologiczne poprzez przyjęcie odpowiednich proporcji między podstawowymi składni-

kami. Następnie wyliczono dla nich wartości parametrów petrofizycznych, określając średnią ważoną z poszczególnych składników.

W analizie subsydencji uwzględniono także poprawkę izostaticzną, która pozwala wyróżnić subsydencję spowodowaną obciążeniem litosfery przez kolumnę osadów i wody. W tym przypadku poprawka ta liczona była według modelu izostazji Airyego, standardowo używanego w modelowaniach jednowymiarowych. Uznano, że przyjęcie takiego uproszczonego modelu poprawki izostaticznej nie wprowadza znaczącego błędu (por. Barton, Wood, 1984; King, 1994).

DANE I ZAŁOŻENIA MODELU

W rejonie otworu Słupsk IG 1 na podłożu krystalicznym, zbudowanym przypuszczalnie z kompleksów metamorficznych powstałych w wyniku orogenezy swekofeńskiej oraz porogenicznych granitów typu rapakiwi (np. Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Marheine, Valverde-Vaquero, 2002; Bogdanova, 2005), zalegają klastyczne, płytkomorskie utwory najwyższego ediakaru i kambru, rozpoczynające profil ediakarsko-dolnopaleozoicznego basenu bałtyckiego (Lendzion, 1983; Jaworowski, 1997). Utwory środkowego kambru kontaktują wzdłuż uskoku normalnego z utworami górnego ordowiku. Uskok ten redukuje wyższą część osadów kambru oraz utwory dolnego i środkowego ordowiku. Miąższości tych utworów przyjęto na podstawie profilu Kościerzyna IG 1, położonego w zachodniej części basenu bałtyckiego na południowy-wschód od otworu Słupsk IG 1.

Dla określenia miąższości utworów zerodowanych w czasie wypiętrzania z końca kredy–początku paleogenu, wykorzystano prace publikowane (np. Stefaniuk i in., 1996; Dadlez i in., 1997; Maćkowski i in., 1998; Papiernik, Reicher, 1998).

Stratygrafia osadowego wypełnienia analizowanych basenów jest generalnie dobrze rozpoznana. W przypadku basenu polskiego rozdzielczość biostratygrafii jest stosunkowo wysoka, szczególnie w odniesieniu do utworów kredy, jury oraz triasu środkowego (rozdział *w*: Marek, Pajchłowa, 1997). Podobnie jest w przypadku utworów ordowiku i syluru basenu bałtyckiego (np. Tomczyk, 1986, 1989; Modliński i in., 1994). Natomiast kontynentalne utwory klastyczne, a także

morskie ewaporaty górnego i dolnego triasu oraz permu, są biostratygraficznie słabo kontrolowane (np. Wagner, 1994; Menning, 1995; Nawrocki, 1995, 1997; Pokorski, 1995). Stosunkowo niska dokładność cechuje stratygrafię klastycznych utworów kambru (np. Lendzion, 1983).

W analizie uwzględniono również poprawkę batymetryczno-eustaticzną, reprezentującą tę część subsydencji basenu, która nie była kompensowana depozycją. Najistotniejsze kontrowersje co do rekonstrukcji paleobatymetrycznych dotyczą utworów górnej jury oraz górnokredowych utworów facji kredy piszącej, które deponowane były w zbiornikach o największej głębokości w historii basenu. W niniejszych analizach przyjęto, że głębokości późnojurajskiego i późnokredowego basenu nie przekraczały kilkudziesięciu do pojedynczych kilkuset metrów. Ponieważ w tych przedziałach czasu zdeponowane zostały utwory o relatywnie dużej miąższości, wpływ potencjalnego błędu oszacowań paleobatymetrycznych na wyniki analizy subsydencji nie jest duży.

Trudności w określeniu batymetrii środowiska sedymentacji dotyczą również ilasto-mułowcowych utworów górnego ordowiku i syluru, zwłaszcza facji bitumicznych łupków graptolitowych. Także w tym przypadku przyjęto, że głębokość basenu wahała się w zakresie od kilkudziesięciu do pojedynczych kilkuset metrów. Bardzo duża miąższość osadów zdeponowanych w stosunkowo krótkim przedziale czasu pozwala uznać wpływ możliwego błędu oszacowań paleobatymetrycznych na wyniki backstrippingu za znikomy.

HISTORIA SUBSYDENCJI TEKTONICZNEJ

Rozwój omawianej części basenu bałtyckiego rozpoczął się w poszczególnych jej strefach bądź z końcem ediakaru, bądź we wczesnym kambrze fazą relatywnie szybkiej subsydencji tektonicznej, kontynuującej się do środkowego kambru (fig. 37 A). Ówczesne tempo subsydencji tektonicznej sięgało 30 m/mln lat, po czym zaczęło się zmniejszać aż do środkowego ordowiku, tworząc ogólny charakter krzywych subsydencji tektonicznej zbliżony do wskaźnikowych dla basenów ekstensyjnych. We wczesnym i środkowym ordowiku tempo subsydencji tektonicznej utrzymywało się w zakresie bardzo niskich wartości, rzędu 2–5 m/mln lat.

W ordowiku, wraz ze zdecydowanym spowolnieniem subsydencji (fig. 37 A) i spadkiem tempa depozycji, nastąpiło rozszerzenie zasięgu basenu bałtyckiego oraz jego relatywne ujednoczenie. Częściowo wpływ na to mogło mieć eustaticzne podniesienie poziomu morza (Ross, Ross, 1990), jednak czynnik tektoniczny można uznać za dominujący.

Powyżej opisany przebieg subsydencji pozwala stwierdzić, że rozwój basenu bałtyckiego zapoczątkowany został w ediakarze fazą basenotwórczej ekstencji. Wprawdzie trudno wykazać dowody na istnienie w basenie bałtyckim struktur ekstensyjnych dużej skali typu rotowanych bloków, rowów

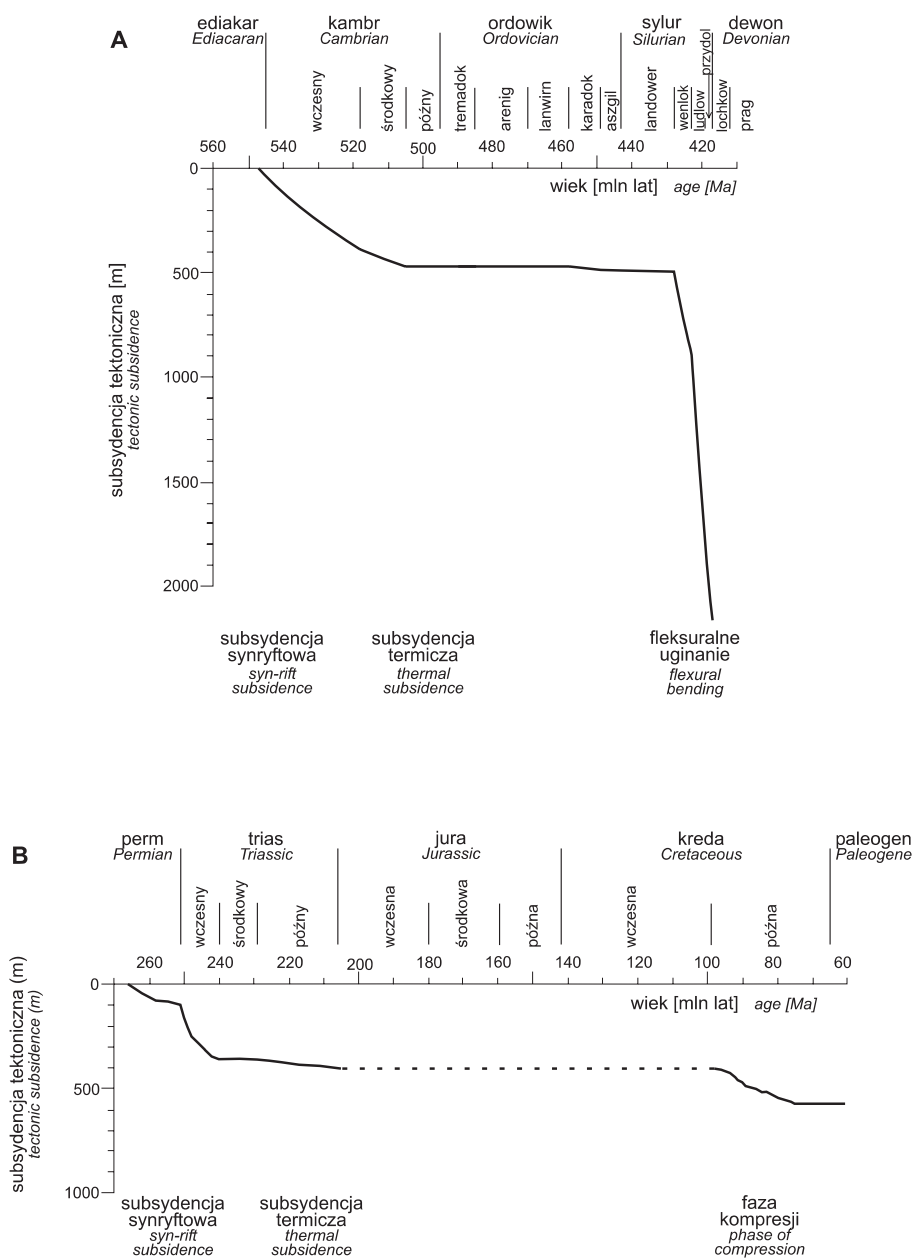


Fig. 37. Wczesnopaleozoiczna (A) i późnopermsko-mezozoiczno-kenozoiczna (B) historia subsydencji tektonicznej dla profilu otworu Słupsk IG 1

Early Paleozoic (A) and Late Permian-Mesozoic-Cenozoic tectonic subsidence history for Słupsk IG 1 borehole

i grzbietów, jednakże na niektórych uskokach obserwowane są różnice miąższości utworów kambryjskich (Floden, 1980). Wniosek o istnieniu we wczesnym i środkowym kambrze reżimu ekstensywnego w regionalnej skali wspiera występowanie na północnych obrzeżach basenu tektonicznych szczelin ekstensyjnych, wypełnionych osadami tego wieku (Martinson, 1968). Natomiast obecności neoproterozoicznych rowów ekstensyjnych na południowo-zachodnim Bałtyku dokumentują dane sejsmiczne (Lassen i in., 2001).

Wzrost rozmiarów neoproterozoiczno-kambryjskiej subsydencji ku zachodowi wskazuje, że procesy ekstensji, kontrolujące jego rozwój, zachodziły w obszarze na zachód i południowo-zachód od obecnej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Przyjąć zatem można, że osady kambru basenu bałtyckiego reprezentują depozycję już w postryftowej fazie rozwoju basenu. Natomiast utwory najwyższego ediacaru—dolnego kambru, tj. utwory formacji żarnowieckiej, stanowią, podobnie jak formacje lubelska i włodawska na lubelsko-pod-

laskim skłonie kratonu, zapis przejścia od fazy syn- do post-ryftowej.

Stwierdzony ryftowy reżim ekstensyjny można wiązać z późną fazą rozpadu prekambryjskiego superkontynentu Rodinii/Pannotii (por. Torsvik i in., 1996; Poprawa i in., 1999; Poprawa, Paczeńska, 2002) i powstaniem wzdłuż późniejszego TESH oceanu Tornquista. Kambryjskie oraz wczesno- i środkowoordowickie baseny SW skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, rozwijające się na skutek postryftowej subsydencji termicznej, stanowiły pokrywę osadową pasywnego brzegu kontynentalnego Baltiki.

Wyniki analizy subsydencji pozwalają ponadto stwierdzić, że począwszy od późnego ordowiku rozpoczyna się drugi z zasadniczych etapów tektonicznego rozwoju dolnopaleozoicznego basenu bałtyckiego. Charakteryzuje się on systematycznym wzrostem tempa subsydencji tektonicznej w czasie, której maksimum następuje w późnym sylurze. W ludlowie subsydencja przybiera bardzo gwałtowny charakter. W efekcie krzywe subsydencji tektonicznej dla późnego ordowiku oraz syluru mają charakterystyczny kształt „kolanowy” (fig. 37 A). Taki charakter subsydencji jest uważany za wskaźnikowy dla kompresyjnego reżimu tektonicznego. W późnym ordowiku oraz sylurze obserwowany jest także systematyczny przyrost subsydencji tektonicznej z NE ku SW, tj. ku krawędzi kratonu. Opisany powyżej rozwój basenu można uznać za wskaźnikowy dla mechanizmu fleksuralnego uginania płyty.

W późnym ordowiku tempo subsydencji tektonicznej nieznacznie wzrosło w stosunku do wcześniejszego oraz zanikły strefy wczesno- do środkowoordowickich wyniesień na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. We wczesnym sylurze kontynuował się wzrost tempa subsydencji tektonicznej, a jej wartości w wenloku przekraczały 70 m/mln lat. Uwzględniając okoliczne otwory zaobserwować można, że wartości te wyraźnie wznoszą się ku zachodowi, a tendencja ta utrzymywała się jeszcze co najmniej w ludlowie (Poprawa i in., 1999; Poprawa, 2006a). W późnym sylurze tempo subsydencji tektonicznej w analizowanym obszarze osiągać mogło do 200–250 m/mln lat (rejon otworu Słupsk IG 1), choć w skrajnych przypadkach w przydołu nawet około 500 m/mln lat (np. profil Kościerzyna IG 1). Częściowa erozja utworów przydołu oraz wykazane przez Szymańskiego i Modlińskiego (2003) nieścisłości w tradycyjnej korelacji wydziałów litostratygraficznych ze współcześnie obowiązującymi podziałami stratygraficznymi syluru, zwiększają zakres możliwego błędu przeprowadzonych obliczeń.

Krzywe późnoordowicko-sylurskiej subsydencji tektonicznej dla basenu bałtyckiego, w tym dla strefy, w której zlokalizowany jest otwór Słupsk IG 1, nawiązują swym charakterem do krzywych wskaźnikowych dla fleksuralnego uginania zapadlisk przedgórskich. To pozwala na przyjęcie dla późnoordowicko-sylurskiego basenu bałtyckiego modelu basenu przedgórskiego kaledońskiego orogenu, położonego na zachód od krawędzi Baltiki (Poprawa i in., 1999; Poprawa, 2006a). Analogiczny charakter subsydencji kontynuuje się dalej ku południowemu-wschodowi wzdłuż skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego (Poprawa, Paczeńska, 2002). Podobny rozwój subsydencji, prowadzący do zbliżonej interpretacji genetycznej

stwierdzono również dla sylurskich basenów wschodniej Walonii (King, 1994), zachodniej Awalonii (Waldron i in., 1996) oraz duńskiego sektora zachodniego Bałtyku (Vejbæk i in., 1994). Z przeprowadzonych analiz wynika, że w późnym ordowiku zachodziła zmiana geotektonicznego kontekstu rozwoju zachodniego skłonu Baltiki z pasywnego brzegu na związany z kolizją Awalonii i Baltiki basen przedgórski.

W profilu otworu Słupsk IG 1 występuje duża luka stratygraficzna obejmująca najwyższy sylur – niższą część górnego permu. Z uwagi na brak zapisu skalnego dla tego przedziału czasu geologicznego analizy subsydencji nie prowadzono.

Na utworach ludlowu spoczywają bezpośrednio osady czerwonego spągowca, które rozpoczynają profil permsko-mezozoiczny basenu polskiego. Ichdepozycja przypada na okres stosunkowo szybkiej subsydencji (fig. 37 B), kontynuującej się przez późny perm i wczesny trias (maksymalnie do 60 m/mln lat). Zdarzenie to koreluje się z fazą tektoniczną powszechnie obserwowaną w basenie polskim, zwłaszcza w strefie bruzdy śródpolskiej, interpretowaną jako fazę synryftową (Dadlez i in., 1995). Przez pozostałą część triasu utrzymywała się spowolniona subsydencja tektoniczna, co można uznać za przejaw przejścia rozwoju basenu do fazy poryftowej subsydencji termicznej. W profilu otworu brak jest utworów jury i dolnej kredy, spowodowany jego przecięciem przez uskoki normalne, co uniemożliwia odniesienie się tego etapu historii subsydencji basenu. W późnej kredzie, podobnie jak w innych strefach basenu polskiego, miał miejsce proces reaktywacji tektonicznej, wyrażający się przyspieszoną subsydencją tektoniczną (fig. 37 B), której tempo w rejonie otworu Słupsk IG 1 mogło wynosić do 20 m/mln lat. Biorąc pod uwagę ówczesną ewolucję basenu polskiego przypuszczać można, że proces ten zachodził w kompresyjnym reżimie tektonicznym (Dadlez i in., 1995; Krzywiak, 2002).

Podsumowując przeprowadzone badania należy sformułować następujące wnioski:

1. W ediakarze na zachód od strefy otworu Słupsk IG 1 powstawał ryft, związany z procesami rozpadu prekambryjskiego superkontynentu. Subsydencja w strefie analizowanego otworu rozpoczęła się pod koniec ediakaru w wyniku poryftowego rozszerzania się zasięgu basenu.
2. W kambrze oraz wczesnym i środkowym ordowiku głównym mechanizmem kontrolującym rozwój basenu była poryftowa subsydencja termiczna. Strefa otworu Słupsk IG 1 znajdowała się wówczas na pasywnej krawędzi kontynentalnej.
3. W późnym ordowiku i sylurze zachodnia część basenu bałtyckiego stanowiła fleksuralne zapadlisko przedgórskie kaledońskiego orogenu, związanego z kolizją Awalonii i Baltiki.
4. W późnym permie–wczesnym triasie w basenie polskim, w tym także w rejonie otworu Słupsk IG 1, miała miejsce faza przyspieszonej subsydencji synryftowej, po której nastąpił okres poryftowej subsydencji termicznej. W późnej kredzie doszło do reaktywacji tektonicznej basenu, przypuszczalnie związanej z reżimem kompresyjnym.