

Rozwój południowo-wschodniego segmentu bruzdy polskiej i jego związek ze strefami uskoków ograniczających (od permu do późnej jury)

Maciej Hakenberg*, Jolanta Świdrowska*

Południowa część badanego obszaru jest położona na północnym skrzydle antyklinorium świętokrzyskiego, które stanowi fragment wału śródpolskiego; część północna należy do synkliny warszawsko-lubelskiej. Przed laramijską inwersją, w późnym permie i mezozoiku rejon ten był południowo-wschodnim segmentem basenu sedimentacyjnego bruzdy śródpolskiej. Poprzeczne uskoki dzieliły bruzdę na kilka odcinków, które różniły się paleogeograficzną ewolucją (Marek & Znosko, 1972). Jeden z tych uskoków (uskok Nowe Miasto–Grójec) biegnie wzdłuż dolnego odcinka Pilicy (Żelichowski, 1972; Marek & Znosko, 1972) i stanowi granicę między rawsko-mazowieckim a świętokrzyskim segmentem bruzdy śródpolskiej.

Analizowane były zarówno publikowane, jak i archiwalne opracowania otworów wiertniczych oraz odsłoneń wzdłuż północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Korzystano również z materiałów analitycznych autorstwa Zawadzkiej dla triasu środkowego, Kutka i Gutowskiego (1987) i Matyi (i in., 1988) dla osadów górnourajskich. W przypadku osadów permskich i dolnotriasowych Morawska (1992 a,b) jest autorką publikowanych i archiwalnych map, które są integralną częścią niniejszego artykułu.

W ostatnim dziesięcioleciu zostało opublikowanych kilka syntetycznych opracowań dotyczących rozkładu miąższości i facji osadów permu i mezozoiku w bruzdzie polskiej (Marek, 1988, 1997; Dadlez, 1987, 1989, 1997; Dadlez i in., 1994, 1995). Celem tego artykułu jest wykazanie związków między rozwojem sedimentacyjnego wypełnienia świętokrzyskiego segmentu bruzdy a aktywnością stref uskoków ograniczających basen w czasie od późnego permu do późnej jury. Zauważono, że geometria wypełnienia zbiornika przejawia pewne podobieństwa do klasycznych basenów ryftowych.

Metoda

Na podstawie danych biostratygraficznych i dotyczących rozkładu facji, środowisk sedimentacyjnych i miąższości osadów podjęto próbę ustalenia warunków paleotektonicznych decydujących o rozwoju basenu od permu do późnej jury. Łączna miąższość osadów osiąga 4,5 km — są to w przewadze osady klastyczne. Podstawę analiz paleotektonicznych stanowiły mapy miąższości wykonane dla poszczególnych epok. Głębokie uskoki, regulujące tempo subsydencji, widoczne są jako strefy dużych gradientów miąższości w przybliżeniu równoległych do przypuszczalnych brzegów basenu. Porównanie rozkładu facji i izopachyt (ryc. 1) było dodatkowym elementem analizy subsydencji tektonicznej i identyfikacji uskoków

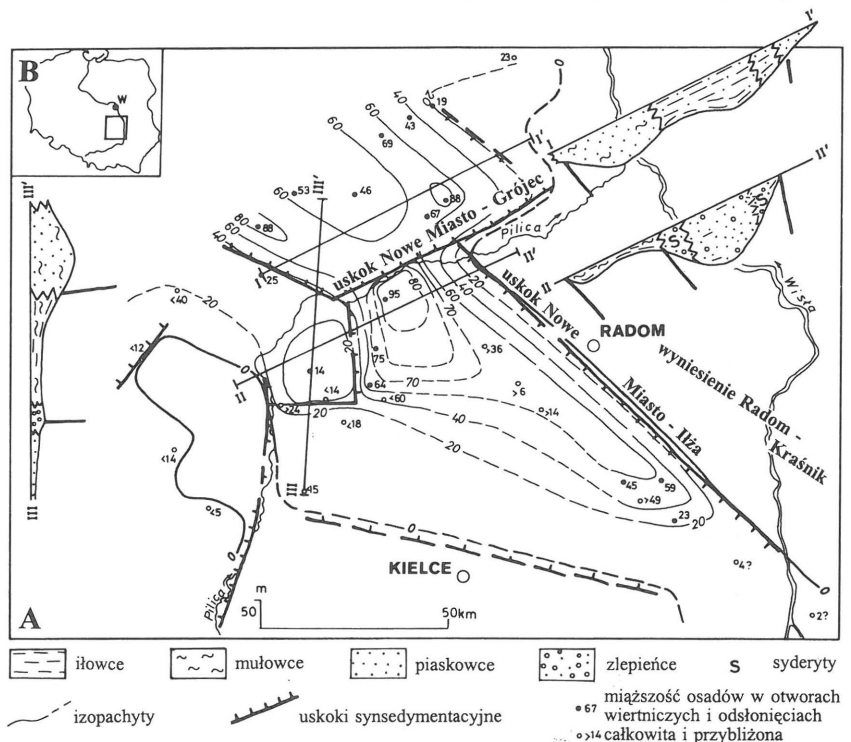
synsedymencyjnych. Ważnym argumentem była tu powtarzalna zgodność granic litofacyjnych ze strefami dużych gradientów miąższości.

Granice facji i izopachyty interpolowano między otworami wiertniczymi czasami znacznie oddalonymi od siebie. Uskoki istniejące na mapach mezozoiku tego obszaru były brane pod uwagę równocześnie z wyznaczaniem przebiegu izopachyt i granic litofacyjnych. Założono bowiem, że uskoki przejawiające się podczas inwersji mogły być również aktywne jako wcześniejsze uskoki synsedymencyjne.

Historia subsydencji basenu w kolejnych epokach wyraża się poprzez tempo trwałej akumulacji osadów, a więc i subsydencji, co zaprezentowano na siedmiu mapach (ryc. 2). Izolinie tempa subsydencji otrzymano dzieląc miąższość osadów, skorygowaną w przybliżeniu o efekt kompaktacji, przez czas trwania odpowiedniej epoki, zgodnie ze skalą czasową (Odin & Odin, 1990).

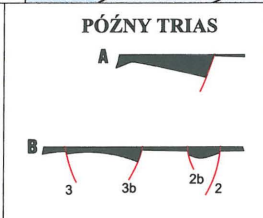
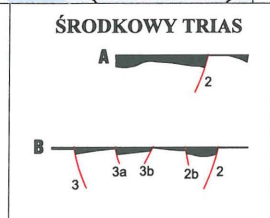
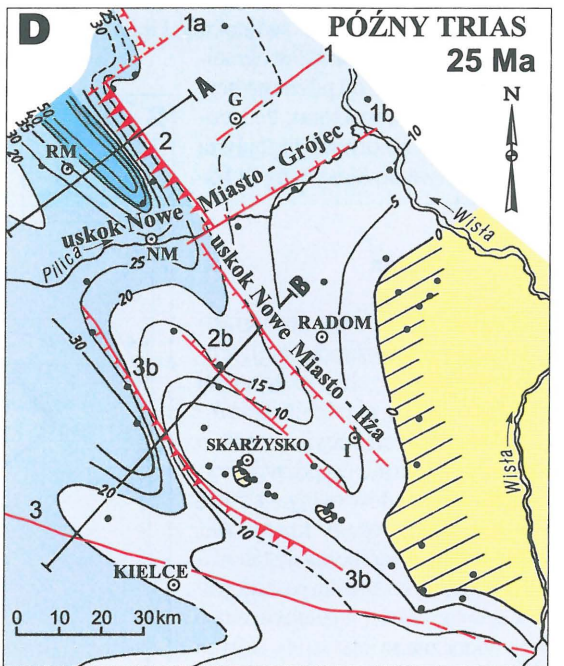
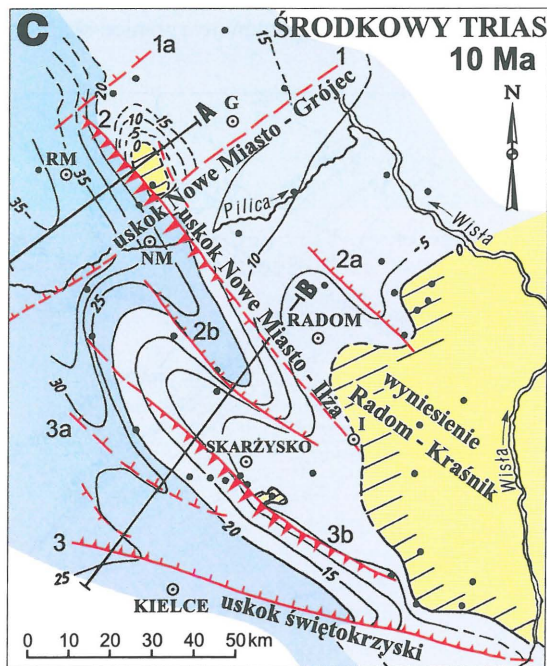
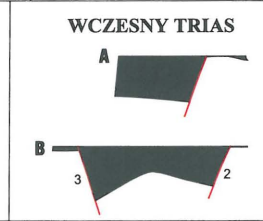
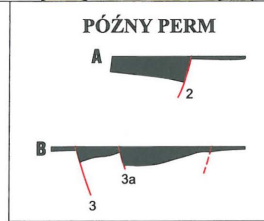
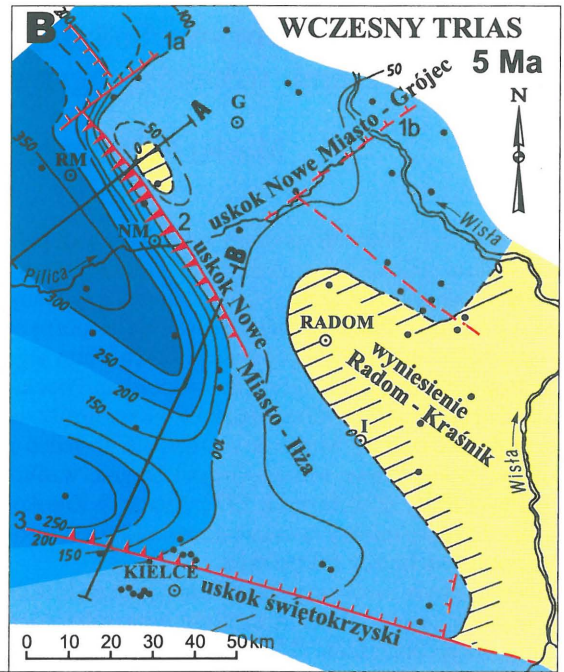
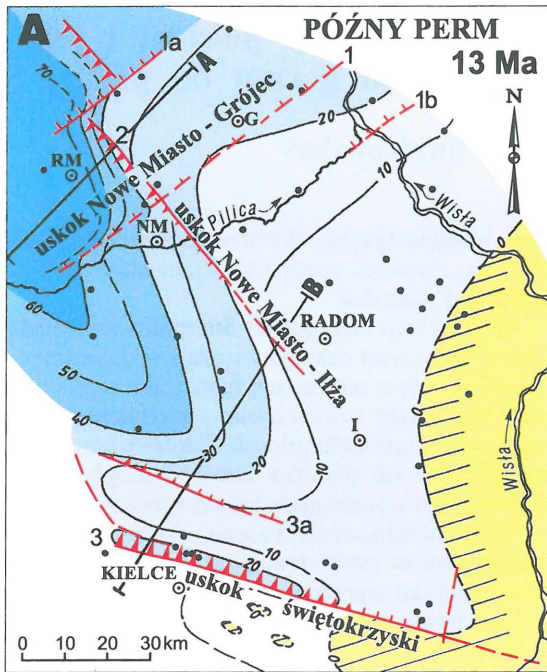
Subsydencja i rozkład uskoków

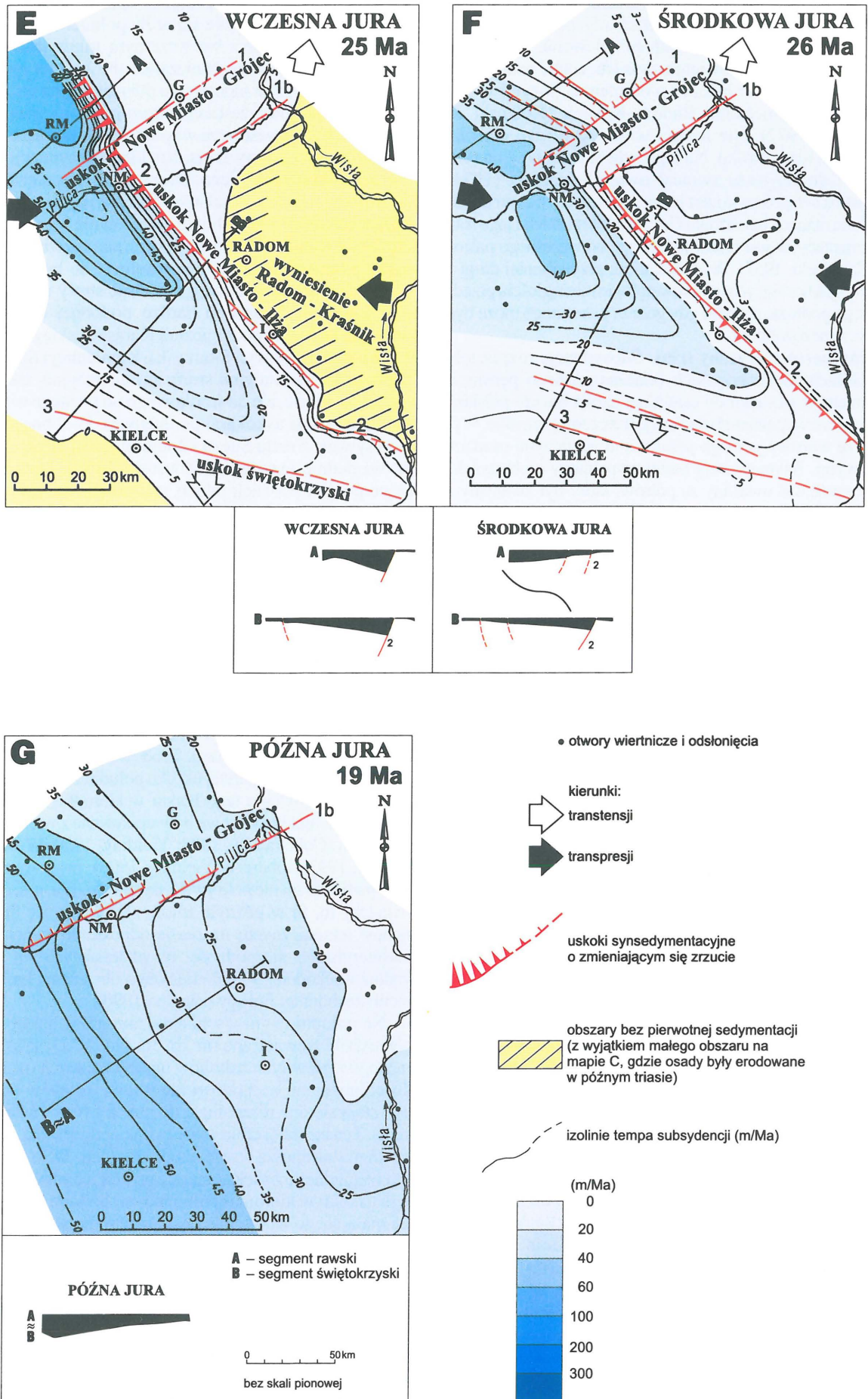
Biorąc pod uwagę podobieństwa rozkładu miąższości i geometrię głównych uskoków, ewolucja subsydencji basenu może być podzielona na 4 etapy. Świętokrzyski odcinek bruzdy śródpolskiej określały dwa główne uskoki ograniczające: uskoki Nowe Miasto–Iłża i uskoki świętokrzyski (ryc. 2, nr 2 i 3, odpowiednio). Pierwszy jest równoległy do strefy Teisseyre'a-Tornquista i tworzy południową granicę skał górnopaleo-



Ryc. 1. A — rozkład miąższości osadów aalenu dolnego wraz z przekrojami ukazującymi korelację między strefami dużych gradientów miąższości i granicami facji, wg Hakenberga i Świdrowskiej, 1997, zmodyfikowane; B — lokalizacja obszaru

*Instytut Nauk Geologicznych PAN, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa





Ryc. 2. Mapy tempa subsydencji od późnego permu po późną jurę (A i B wg Morawskiej, 1992a) i odpowiadające im schematyczne przekroje przez rawski i świętokrzyski segment bruzdy (wg Hakenberga i Świdrowskiej, 1997, zmodyfikowane)

zoicznych znanych z wierceń na wyniesieniu Radom–Kraśnik. Bezpośrednio na południe od niego dysponujemy tylko skąpych informacjami o wykształceniu dewonu. Nie mniej, w północnej części Gór Świętokrzyskich, cechy profilu dewońskiego zdają się świadczyć o odmiennej pozycji w basenie, niż na wyniesieniu Radom–Kraśnik (Kotański & Miłaczewski, 1977). Nie można więc wykluczyć dewońskiego wieku tego uskoku. Na jego synsedymencyjną rolę w triasie i dolnej jurze zwracał uwagę Pożaryski (1974, 1997). Uskok świętokrzyski jest jedną z głównych struktur tektonicznych na mapach paleozoiku Gór Świętokrzyskich i jego rola synsedymencyjna jest brana pod uwagę od wczesnego paleozoiku (Czamocki, 1957). Wynika stąd, że przynajmniej drugi z uskoku ograniczających jest niewątpliwie nieciągłością przedpermowego podłoża, podczas gdy geneza pierwszego może być związana z mezozoikiem.

Późny perm i wczesny trias. Subsycjencja rozpoczęła się w Górach Świętokrzyskich podczas późnego permu, z opóźnieniem w stosunku do centralnej części bruzdy polskiej, gdzie pierwsze wypełnienie osadami jest wczesopermskie. Wydaje się, że warstwy górnego permu są tu inicjalnymi osadami synryftowymi. Asymetryczny basen wypełniony cechsztyńską sukcesją może być uważany za półrow, który był związany z obniżaniem skorupy w północnym skrzydle uskoku świętokrzyskiego (ryc. 2A). Mógł być również aktywny mniejszy, prawie równoległy uskok syntetyczny (ryc. 2, nr 3a) powodujący dodatkowe pogłębienie podłoża basenu.

Na północnym zachodzie (segment Rawy Maz.) basen pogłębia się w przeciwnym kierunku wskutek działania uskoku o przebiegu NW–SE (uskok Nowe Miasto–Iłża nr 2 na ryc. 2A). Dwa półrowy są rozdzielone przez strefę akomodacyjną, która biegnie poprzecznie do osi basenu. Strefa ta zaznacza się również spadkiem zawartości ewaporatów w cechsztyńskiej sukcesji na południowy wschód od linii dolnej Pilicy (Morawska, 1992b). Półrowy często zmieniają asymetrię basenów ryftowych tam, gdzie ryft przecina starsze strefy dyslokacyjne (Colletta i in., 1988; Milani & Davison, 1988; Rosendahl i in., 1992; Ring, 1994). W tym przypadku odnosi się to do uskoku Nowe Miasto–Grójec, który był aktywny już w karbonie (Żelichowski i in., 1983). Strefa uskoku Nowe Miasto–Grójec (ryc. 2A, nr 1, 1a) odgrywała rolę uskoku transferowego, rozdzielającego dwa segmenty ryftu rozwijające się do pewnego stopnia niezależnie.

Przedłużenie biegnącego NW–SE uskoku Nowe Miasto–Iłża w kierunku SE nie jest wyraźne; tak więc układ uskoku ograniczających (ryc. 2A nr 2 i 3), nachylonych ku sobie i w planie zastępujących się, tworzy zbliżającą się, zbieżną strefę akomodacyjną (*approaching, convergent set* — terminologia wg Morleya i in., 1990). W rezultacie głównej osi późnopermskiej subsycjencji stała się Z-kształtna.

Podczas wczesnego triasu uskok północno-wschodni (ryc. 2B, nr 2) propagował na obszar świętokrzyskiego odcinka bruzdy. Dwa główne uskoki ograniczające utworzyły układ nakładający się (*overlapping set* — terminologia wg Morleya i in., 1990). Powstały dwa półrowy wypełnione lagunowo-kontynentalnymi osadami klastycznymi. Ich podłożo zapadało w przeciwnie strony (ryc. 2B). W centralnej części basenu powstał grzbiet o względnie mniejszej subsycjencji (ryc. 3), stanowiący interferencyjną strefę akomodacyjną (terminologia wg Rosendahla, 1992). W czasie powstawania ryftu mogły się rozwijać jednocześnie dwa przeciwnie skierowane, niskokątowe odłucia (Bosworth, 1985). Jest możliwe, że w tym okresie basen osiągał względną symetrię (ryc. 2B). Najważniejszą cechą wczesnotriasowego basenu jest bardzo duże tempo subsycjencji, które osiągnęło

350 m/Ma. Równocześnie postępowało znaczące podniesienie skrzydeł rowu, głównie skrzydła północnego.

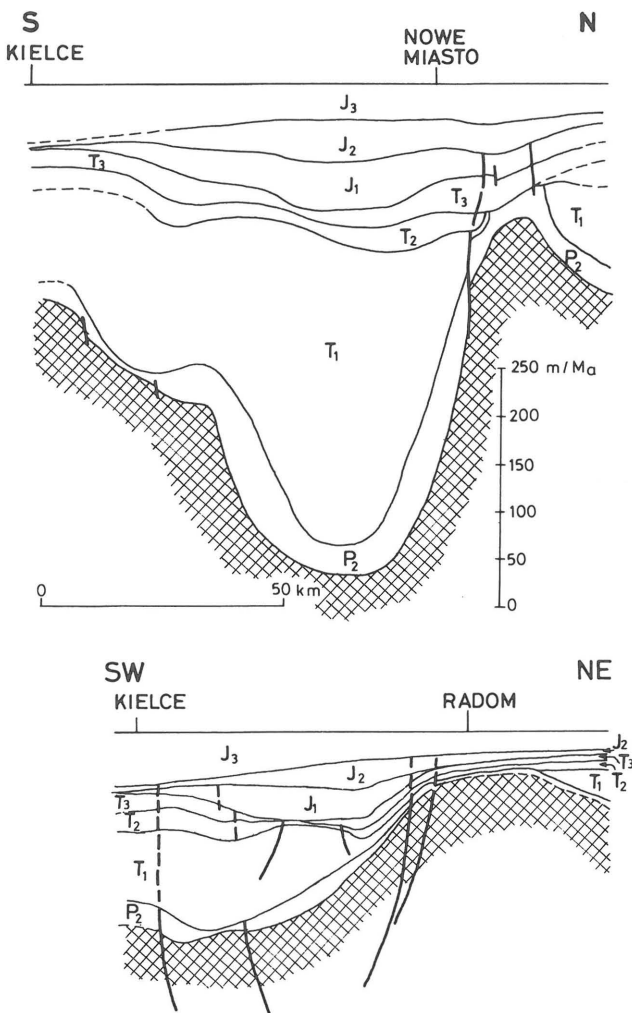
W późnym permie i we wczesnym triasie dwa główne, skośne do siebie uskoki ograniczające (nr 2 i 3 na ryc. 2A,B) zmniejszyły swój zrzut pionowy ku południowemu wschodowi. Dotychczas brak jest przesłanek wskazujących na synsedymencyjną składową przesuwcą w tych strefach uskoku.

Środkowy i późny trias. Rozkład subsycjencji i uskoku zmienił się zasadniczo. Dwa uskoki ograniczające nadal istniały, ale ich działanie, przejawiające się dużymi miąższościami w ich pobliżu, gwałtownie osłabło (ponad dziesięciokrotnie). W tym samym czasie rozwinęły się wewnątrz basenu nowe uskoki równoległe do bruzdy (nr 2b, 3b, ryc. 2C, D). Wyznaczają one dwie strefy subsycjencji i horst centralny. Uskoki o bardzo podobnej orientacji są notowane na mapie geologicznej Karaszewskiego (1985) w okolicach Starachowic, Skarżyska-Kamiennej i Szydłowca. Powstała interferencyjna strefa akomodacyjna, tak jak we wczesnym triasie, ale od środkowego do późnego triasu była ona ograniczona uskokami podłużnymi. Podobne struktury są opisywane z ryftu Suez i dominują tam, gdzie ekstensja jest względnie niewielka (Moustafa, 1996). Dwa grabeny leżące po obu stronach takich stref akomodacyjnych mają przeciwne kierunki nachylenia, związane z uskokami ograniczającymi. Sytuacja w środkowym i późnym triasie na obszarze świętokrzyskim jest podobna: horst umiejscowiony wzdłuż centralnej części basenu zaznaczył się w okresie spadku tempa subsycjencji (ryc. 3). Powstanie strefy akomodacyjnej było odpowiedzią płytkiego podłoża basenu na intensywne zdarzenia wczesnotriasowe: szybkie obniżanie związane z uskokami, wyginanie podłoża i gwałtowny wzrost obciążenia osadem.

Na obszarze centralnego horstu, na S i SE od Skarżyska widoczne są niewielkie powierzchnie pozbawione osadów środkowego i górnego triasu. Erodowane punkty, umiejscowione asymetrycznie, bliżej uskoku południowo-zachodniego, sugerują przechylenie tego horstu w kierunku NE. Podobne przechylone bloki uskoku były opisywane z wielu basenów ryftowych (Colletta i in., 1988; Yielding, 1990; Westaway & Kusznir, 1993; Roberts & Yielding, 1995). Erodowane szczytowe partie horstu nie pokrywają się ze sobą (por. ryc. 2C i 2D). Świadczy to, że w późnym triasie zaznaczyły się dwie fazy ruchów tektonicznych; można je odnosić do dwóch wczesnokimeryjskich niezgodności uwydatniających się głównie wzdłuż wschodniego i południowego obrzeżenia basenu północno-zachodniej Europy (Ziegler, 1990).

Na południowym wschodzie, tam gdzie basen się kończy, uskoki wewnętrzne (nr 2b, 3b, ryc. 2C,D) są skośne do każdego z głównych uskoku ograniczających (nr 2 i nr 3). Ku północnemu zachodowi biegi tych uskoku zmieniają się i stają się one równoległe do uskoku Nowe Miasto–Iłża (nr 2). Ten bardziej efektywny uskok podporządkował sobie wewnątrzbasenową strefę akomodacyjną. Było to rezultatem względnego zwiększenia się po biegu pionowego zrzutu tego uskoku w kierunku północno-zachodnim, a jednocześnie malejącego wpływu uskoku świętokrzyskiego.

Na północno-zachodnim przedłużeniu horstu centralnego, wewnątrz rawskiego odcinka bruzdy, wzrastała synsedymencyjnie poduszka solna, świadcząc o ekstensyjnych warunkach panujących także w centralnej części basenu śródpolskiego. Przemieszczenia soli cechsztyńskich poniżej spagu osadów górnootriasowych wywoływały powstanie lokalnych depresji, jak to widać w pobliżu północnego przedłużenia uskoku Nowe Miasto–Iłża (ryc. 2D). Halokineza nakładała się



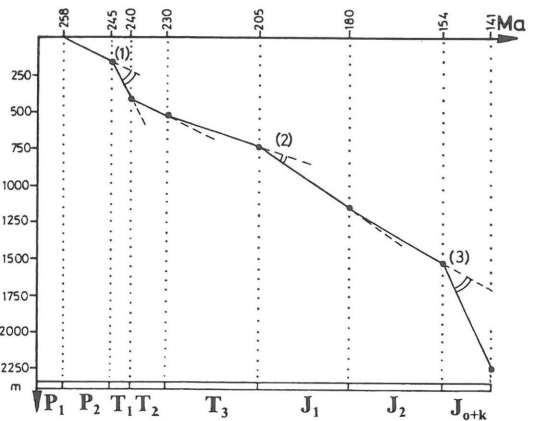
Ryc. 3. Porównanie tempa subsydencji [m/Ma] od późnego permu do późnej jury wzdłuż linii Kielce–Nowe Miasto i Kielce–Radom

na prawdziwą subsydencję tektoniczną, co może prowadzić do fałszywego wniosku o wyjątkowo dużej aktywności powyższego uskoku na rawnym odcinku bruzdy.

Wczesna i środkowa jura. Rozkład subsydencji wyraźnie się zmienił i stał się bardziej ujednolicony (ryc. 2E, F). Południowy uskoku ograniczający utracił swoje znaczenie. Mogło się to wiązać z zablokowaniem jednego systemu odłtuc (Bosworth, 1985). Geometria basenu zaczęła przypominać półrów pochylony ku NE, powstały na skutek aktywności północno-wschodniego uskoku Nowe Miasto–Iłża. Podczas wczesnej jury uskoku ten propagował ku SE aż do linii Wisły jako na prawo schodzący zespół uskoku *en echelon*.

W wyniku postępującej ekstensji uskoku ten w środkowej jurze stał się prostoliniowy. Pewne generalne prawidłowości przedstawione przez Trona i Bruna (1991), jako charakterystyczne dla skośnego ryftowania, mogą być zastosowane do półrów wczesno- i środkowojurajskich: układ uskoku *en echelon*, prawie proste uskoki skoncentrowane w jednym pasie. Można podejrzewać, że tworzenie basenu w tym etapie było związane z wysoką transtensją w kierunku NNE–SSW i z sinistralną składową przesuwczą wzdłuż uskoku Nowe Miasto–Iłża. Południowo-zachodni brzeg bruzdy nie jest wyraźnie zaznaczony. Rola uskoku świętokrzyskiego polegała na utrzymywaniu się zróżnicowania na sztywny, stabilny obszar położony na południu i na rejon stopniowo uginającego się podłoża ku NE.

Geometria basenu we wczesnej i środkowej jurze jest



Ryc. 4. Krzywa średniej subsydencji wzdłuż linii przekroju Kielce–Radom (wg Hakenberga i Świdrowskiej, 1997, zmodyfikowane)

bardzo podobna (ryc. 2E, F); główna różnica polega na większym tempie subsydencji we wczesnej jurze, z czym wiązało się wyniesienie północno-wschodniego brzegu zbiornika. Kontrast między środkową częścią bruzdy a jej obrzeżami był najwyraźniejszy od czasu wczesnego triasu. Gradienty miąższości są duże, ale kontynentalne osady, głównie aluwialnego i jeziornego pochodzenia, mają zmniejszony geograficzny zasięg.

Na linii dolnego biegu Pilicy (uskok Nowe Miasto–Grójec, nr 1, 1b, ryc. 2E, F) oś maksymalnej subsydencji basenu załamuje się, depocentra są przesunięte, a w przypadku jury środkowej zmienia się również asymetria basenu. Są to cechy charakterystyczne dla stref uskoku transferowych (Milani & Davison, 1988). Na odcinku rawskim największe miąższości są na południowym zachodzie, w pobliżu strefy Gopło–Ponętów–Pabianice (Marek, 1997), a na odcinku świętokrzyskim na północnym wschodzie.

Bardziej precyzyjne dane dotyczące rozkładu subsydencji i facji w środkowej jurze wskazują, że zmiana geometrii basenu zaczęła się nie na przełomie środkowej i późnej jury, a już w batonie. Z tektonostratygicznego punktu widzenia kelowej należy raczej do późnej jury, natomiast rozkład miąższości od aalenu do środkowego batonu jest bardziej podobny do wczesnojurajskiego i to decyduje o ogólnej charakterystyce jury środkowej.

Późna jura. Charakter subsydencji basenu zupełnie się zmienił. Izolinie tempa subsydencji biegną NW–SE, równoległe do brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego i strefy Teisseyre’a-Tornquista (ryc. 2G). Zasięg basenu stał się dużo szerszy, a obniżanie jego podłoża na całym obszarze uległo przyspieszeniu. Zanikła stabilność poprzednio charakteryzująca obszar położony na południowym zachodzie, a oś subsydencji przesunęła się w tym właśnie kierunku.

Miąższość osadów wzrasta ku SW bardzo stopniowo, brak stref zagęszczonych izolinii, zwykle wskazujących na synsedymacyjną aktywność uskoku ograniczających. Brak jest poprzecznej asymetrii. Uskoki podłoża, które dotąd rządziły historią basenu, straciły znaczenie dla rozkładu miąższości. Tak więc hipoteza o późnojurajskim zdarzeniu ryftowym (Kutek, 1994) na tym obszarze nie wydaje się być udokumentowana. Możliwe jest tylko stwierdzenie aktywności strefy uskoku transferowego Nowe Miasto–Grójec. Zanik podłużnej asymetrii basenu mógł być rezultatem połączenia się dwóch segmentów bruzdy o przeciwnych kierunkach propagacji: świętokrzyskiego segmentu z przypuszczalnym nowym, rozwijającym się na SE w kierunku NW.

Wnioski

Od późnego permu do środkowej jury bruzda polska stopniowo rozszerzała swój zasięg ku SE. Proces ten nie postępował poprzez łączenie się izolowanych małych basenów odzwierciedlających ogniska deformacji, jak to często stwierdzano (Nelson i in., 1992). Początkowo polegał on na odnowieniu starej nieciągłości uskoku świętokrzyskiego podczas fazy kontynentalnego ryftowania, tj. w późnym permie i we wczesnym triasie, a następnie na przedłużaniu się w kierunku SE uskoku równoległego do strefy T-T, Nowe Miasto–Iłża w czasie wczesnej i środkowej jury. Wraz ze zmianą roli uskoku ograniczającego nastąpiła zmiana lokalizacji i nachylenia półrowów wyznaczających centra depozycji (por. P₂ i J₁ na ryc. 2). Podczas późnej jury zanikła istniejąca wcześniej asymetria basenu, zarówno poprzeczna, jak i podłużna. Interesujące jest porównanie zmian tempa subsydencji w kolejnych epokach wzdłuż dwóch wybranych linii (ryc. 2). Oprócz opisanych już poprzednio cech tego basenu widać, jak szybko subsydencja malała ku południowemu wschodowi — działo się tak aż po jurę środkową.

W geometrii basenu zaznaczają się dwie strefy akomodacyjne: (1) strefa poprzeczna z cechami uskoku transferowego, zaznaczająca się z różną intensywnością podczas całego przedziału czasowego i (2) wewnętrzna, krótkotrwała strefa podłużna działająca w środkowym i późnym triasie.

W historii tego basenu zostały zapisane trzy pulsy przyspieszonej subsydencji: (1) w późnym permie i wczesnym triasie, (2) we wczesnej jurze i (3) w późnej jurze (ryc. 2, 5). Dwa pierwsze epizody były ściśle związane ze zwiększoną aktywnością wzdłuż ograniczających uskoczków, ale tylko wczesnotriasowy był na tyle silny (ryc. 3, 4), aby być uznany za fazę ryftową. W północno-zachodniej i środkowej części bruzdy polskiej stadium ryftowe datowane na późny perm i wczesny trias było stwierdzone przez Dadleza i in. (1994, 1995). Wczesnojurajskie tempo subsydencji, połączone ze zmniejszeniem zasięgu basenu, nie uległo znacznemu przyspieszeniu, ale było związane z pojawieniem się dużych gradientów miąższości. Późna jura była epizodem ogólnej subsydencji pozbawionym stref dużych gradientów miąższości wskazujących na aktywność wielkich synsedymencyjnych uskoczków.

Południowa część bruzdy polskiej mogła zostać zainicjowana w warunkach prostego ścinania (późny perm–wczesny trias) jako wczesne stadium wewnątrzkontynentalnego ryftowania nie dotkniętego wulkanizmem. Podczas środkowego i późnego triasu zanikła dotychczasowa przyczyna otwierania się basenu — powstawanie uskoczków wynikało z nagromadzonych wcześniej naprężeń i pojawienia się grawitacyjnego pola deformacji, czyli pionowych trajektorii maksymalnego naprężenia głównego.

Basen wczesnej i środkowej jury formował się w warunkach sinistralnej transtensji, która rozwinęła się w strefie T-T, działającej jako uskok przesuwczy. Sugerowana transtensja miała kierunek NNE–SSW, a transpresja ESE–WNW. Podczas późnej jury zanikła aktywność uskoczkowa, a obszar przeszedł fazę termicznego basenu zwisowego.

Literatura

BOSWORTH W. 1985 — Geometry of propagating continental rifts. *Nature*, 316: 625–627.
 COLLETTA B., QUELLEC LE P., LETOUZEY J. & MORETTI I. 1988 — Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt). *Tectonophysics*, 153: 221–233.
 CZARNOCKI J. 1957 — Geologia regionu łysogórskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 18: 1–404.

DADLEZ R. 1987 — Ewolucja basenów fanerozoicznych wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista. *Kwart. Geol.*, 31: 263–278.
 DADLEZ R. 1989 — Epikontynentalne baseny permu i mezozoiku w Polsce. *Kwart. Geol.*, 33: 175–198.
 DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A. & VISSER T.M. 1994 — Subsycjacja bruzdy śródpolskiej w permie i mezozoiku. *Prz. Geol.*, 42: 715–720.
 DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A. & VISSER T.M. & WESS van J.-D. 1995 — Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, 252: 179–195.
 HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1997 — Propagation of the south-eastern segment of the Polish Trough connected with bounding fault zones (from the Permian to the Late Jurassic). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 324, sér. IIa: 793–803.
 KARASZEWSKI W. 1985 — Dolna jura okolic Starachowic, Skarżyska-Kamiennej i Szydłowca — budowa geologiczna. *Biul. Inst. Geol.*, 350: 91–113.
 KOTAŃSKI Z. & MIŁACZEWSKI L. 1977 — Rozwój paleotektonicznej dewońskiej struktury Zwolenia. *Biul. Inst. Geol.*, 303: 53–89.
 KUTEK J., GUTOWSKI J. & ZAWIDZKA K. 1987 — Korelacja profili górnourajskich i wapienia muszlowego pochodzących z SW i NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Warszawa*.
 KUTEK J. 1994 — Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. *Acta Geol. Pol.*, 44: 167–221.
 MAREK S. (red.) 1988 — Mapy paleomiąższości i facji oraz mapy paleotektoniczne epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32: 1–198.
 MAREK S. & PAJCHŁOWA M. (red.) 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 1–452.
 MAREK S. & ZNOSKO J. 1972 — Tektonika Kujaw. *Kwart. Geol.*, 16: 1–18.
 MATYJA A., WIERZBOWSKI A. & KUTEK J. 1988 — Górna jura w wierceniach obrzeżenia synkliny Tomaszowa. *Arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Warszawa*.
 MILANI E.J. & DAVISON I. 1988 — Basement control and transfer tectonics in the Reconcavo-Tucano-Jatoba rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 153: 221–233.
 MORAWSKA A. 1992a — Paleotektoniczna ewolucja północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Warszawa*.
 MORAWSKA A. 1992b — Perm na tarasie świętokrzyskim. *Prz. Geol.*, 40: 216–223.
 MORLEY C. K., NELSON R.A., PATTON T.L. & MUNN S.G. 1990 — Transfer Zones in the East African Rift System and Their Relevance to Hydrocarbon Exploration in Rifts. *AAPG Bull.*, 74: 1234–1253.
 MOUSTAFA A. 1996 — Internal structure and deformation of an accommodation zone in the northern part of the Suez rift. *J. Struct. Geol.*, 18: 93–107.
 NELSON R.A., PATTON T.L. & MORLEY C.K. 1992 — Rift-Segment Interaction and Its Relation to Hydrocarbon Exploration in Continental Rift Systems. *AAPG Bull.*, 76: 1153–1169.
 ODIN S.G. & ODIN Ch. 1990 — Echelle numerique des temps geologiques. *Geochronique*, 35.
 POZARYSKI W. 1974 — [W:] Budowa geologiczna Polski, t. IV, cz. 1, Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Obszar świętokrzysko-lubelski. *Wyd. Geol. POZARYSKI W.* 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. *Prz. Geol.*, 45: 1265–1270.
 RING U. 1994 — Pre-existing structure and the evolution of the Cenozoic Malawi rift. *Tectonics*, 13: 313–326.
 ROBERTS A. & YIELDING G. 1995 — Continental Extensional Tectonics. [In:] *Continental Deformations*. P. Hancock (ed.). Pergamon Press.
 ROSENDAHL B.R., KILEMBE E. & KACZMARICK K. 1992 — Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana Rift zones from analyses of seismic reflection data. *Tectonophysics*, 213: 235–256.
 TRON V. & BRUN J.-P. 1991 — Experiments on oblique rifting in brittle — ductile systems. *Tectonophysics*, 188: 71–84.
 WESTAWAY R. & KUSZNIR N. 1993 — Fault and bed "rotation" during continental extension: block rotation or vertical shear? *J. Struct. Geol.*, 15: 753–770.
 YIELDING G. 1990 — Footwall uplift associated with Late Jurassic normal faulting in the northern North Sea. *J. Geol. Soc. Lond.*, 147: 219–222.
 ZIEGLER P.A. 1990 — Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell Int. Petr. Maatsch. distrib. by Geol. Soc. Publ. House, Bath, UK*.
 ZELICHOWSKI A.M. 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263: 1–97.
 ZELICHOWSKI A.M., CHLEBOWSKI R., GROTEK I., KMIECIK H., KOWALSKI W. & WOSZCZYŃSKA S. 1983 — Osady karbonu w strefie uskoku Grójca. *Biul. Inst. Geol.*, 344: 57–115.