

Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon–karbon)

Marek Narkiewicz*

Tectonic controls of the Lublin Graben (Late Devonian–Carboniferous). *Prz. Geol.*, 51: 771–776.

Summary. The idea of a "passive syncline" (Antonowicz et al., 2003) as an alternative to the well-established concept of the Lublin Graben raises serious doubts. Development of the structural unit in the latest Carboniferous was preceded by establishment of elongated depocenters in the Late Devonian and late Viséan–Westphalian, most probably in a changing pull-apart regime. From the middle Frasnian to Famennian both flanks of the graben, i.e. the Kock Fault Zone and the present Kazimierz–Ursynów Fault zone acted as depositional edges with associated pronounced facies and sediment-thickness gradients. During the Carboniferous the Kock Zone constituted at least intermittently an important boundary between areas with different depositional and subsidence histories. On the other hand, the south-western depositional edge of the basin was probably located 20–30 km SW of the present graben boundary. It could have been related to the crustal discontinuity interpreted after seismic and gravimetric data. A genetic relationship between the graben origin and the Variscan orogen to the west did not involve transmission of thin-skinned thrusts like e.g. in the Appalachian model. Rather, it consisted of deep-rooted vertical and strike-slip movements of the eastern orogenic foreland in response to compression at the active plate margin. Rejection of the "passive syncline" model and at the same time confirmation of the Lublin Graben concept (in both depositional and structural sense) has important consequences for petroleum prospecting. Among others, it allows prediction of important petroleum source-deposits of the upper Frasnian-lower Famennian, and constrains predicted structural-trap models.

Key words: Lublin Graben, subsidence, Variscan tectonics, crustal structure

Koncepcja rowu lubelskiego (mazowiecko-lubelskiego) jako jednostki regionalnej w obrębie piętra strukturalnego waryscyjskiego zrodziła się na przełomie lat 60. i 70. (Miłaczewski & Żelichowski, 1970; Żelichowski, 1972). Ramy tektoniczne rowu wyznaczono wzdłuż stref nieciągłości tektonicznych. Uskok południowo-zachodni (Grójec–Kazimierz Dolny–Wysoka–Izbica–Zamość) oddziela rów od podniesienia radomsko-kraśnickiego. Uskok północno-wschodni (Czersk–Żelechów–Kock–Wasylów) pokrywa się natomiast z SW skrzydłem strefy uskokowej Kocka, później określanej również jako antyklina nadrozłamowa (Żelichowski & Kozłowski, 1983), stanowiącej granicę podniesionej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wreszcie, granicę północno-zachodnią, z blokiem Grodziska, tworzy uskok Grójca.

Te wstępne koncepcje, rozwinięto następnie w kolejnych pracach Żelichowskiego (1983, 1984, 1987), Żelichowskiego i Kozłowskiego (1983) i Porzyckiego (1984, 1988). Początkowo (zwłaszcza prace Żelichowskiego) rów był rozumiany głównie jako jednostka tektoniczna uformowana w późnym karbonie, po westfalu C (D?). Żelichowski (1972) m.in. podkreślał, że obecne ramy tektoniczne rowu niezgodnie przecinają interpretowany układ miąższości skał karbońskich, które nie występują na SW od rowu, a na NE są znacznie zredukowane, z powodu późniejszej erozji. Kolejni autorzy implikowali dwoisty charakter rowu, przypisując mu rolę depocentrum w późnym dewonie i karbonie (Kotański & Miłaczewski, 1977; Porzycki, 1988; Pożaryski, 1986; Pożaryski & Tomczyk, 1993).

W ostatnich latach przeprowadzono analizę subsydencji rowu lubelskiego na podstawie danych z dziesięciu reperowych, reprezentatywnych profili wiertniczych (Narkiewicz i in., 1998a). Analiza ta, w połączeniu z wynikami badań architektury depozycyjnej (Narkiewicz i in., 1998b; Krzywiac & Narkiewicz, 1998), doprowadziła do ścisłego określenia etapów rozwoju jednostki oraz

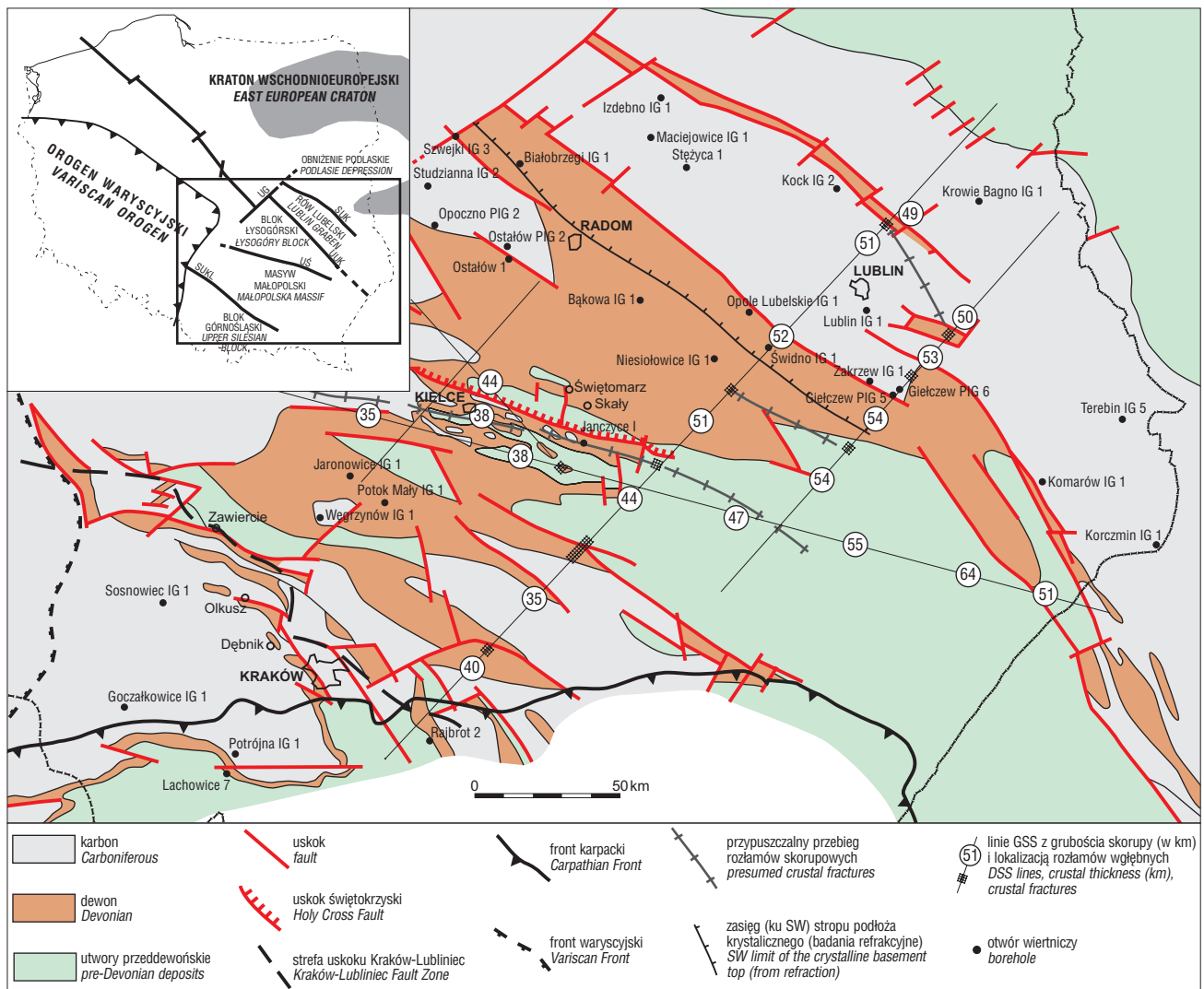
powiązania ich z szerszym kontekstem regionalnym. Jednym z ważniejszych wniosków było określenie początku rozwoju rowu lubelskiego w środkowym franie, równoległe z powstaniem rowu Prypeci. Przedstawiono także argumenty przemawiające za rozwojem rowu w reżimie przesuwczym (*pull-apart*).

Niedawno pojawiła się oryginalna koncepcja tektoniki rowu lubelskiego, na podstawie interpretacji nowszych, o wyższej rozdzielczości materiałów sejsmicznych (Hooper i in., 2002; Antonowicz i in., 2003). Cytowani autorzy negują istnienie na obszarze lubelskim waryscyjskiego rowu tektonicznego. Przypisują mu charakter „pasywnej synkliny” odklutej od podłoża prekambryjskiego i rozwiniętej między dwiema strefami spiętrzonych łusek, zbudowanych z dolnego paleozoiku. Według tego modelu deformacje nasuwcze (poziome odklucia, łuski, dupleksy etc.) byłyby propagowane od orogenu waryscyjskiego na modłę zbliżoną do górotworu appalachyjskiego.

Teza autorów, radykalnie odmienna od dotychczasowych modeli tektoniki obszaru lubelskiego, skłania do poważnego namysłu nad naszą bazą danych regionalnych. Czy rzeczywiście pod pojęciem „rów lubelski” kryje się realny byt geologiczny? A może jednostka ta powinna być odesłana do lamusa historii geologii regionalnej Polski? Niniejsza praca jest poświęcona rozważeniu najważniejszych przesłanek odpowiedzi na te pytania, głównie w kontekście regionalnych uwarunkowań tektonicznych. Wydaje się przy tym, że problem rowu lubelskiego trzeba rozdzielić na dwie części, zgodnie z podwójnym rozumieniem opisywanej jednostki regionalnej. Należy więc rozważyć osobno kwestię — czy rów lubelski *istniał* jako odrębne depocentrum oraz czy *istnieje* jako rów tektoniczny w podpermsko-mezozoicznym planie strukturalnym (np. w postaci czytelnie zaznaczonej na znanej mapie Pożaryskiego & Dembowskiego, 1983).

Dalsze rozważania będą poświęcone głównie centralnemu segmentowi omawianej jednostki (rejon między Stężycą a Lublinem), szerszej omówionemu w cytowanej pracy Antonowicza i in. (2003). Tego też obszaru dotyczą przywoływane w niniejszej pracy przykłady interpretacji

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; mnar@pgi.waw.pl



Ryc. 1. Lokalizacja rowu lubelskiego na tle budowy geologicznej paleozoiku południowo-wschodniej Polski (mapa zachodni podpermisko-mezozoicznych wg Pożaryskiego i Dembowskiego, 1983, uproszczone). Przedstawiono zasadnicze elementy interpretacji struktury wglębnej wg Dadleza (2001). Symbole literowe: UG — uskock Grójca, SUK — strefa uskockowa Kocka, UUK — uskock Ursynów–Kazimierz, UŚ — uskock świętokrzyski, SUKL — strefa uskockowa Kraków–Lubliniec

Fig. 1. Location of the Lublin Graben against the Palaeozoic geology of south-eastern Poland (sub-Permian–Mesozoic subcrop map after Pożaryski & Dembowski, 1983, simplified). Also shown are main features of a deep crustal structure after Dadlez (2001). Abbreviations: UG — Grójec Fault, SUK — Kock Fault Zone, UUK — Ursynów–Kazimierz Fault, UŚ — Holy Cross Fault, SUKL — Kraków–Lubliniec Fault Zone

profilu sejsmicznych, oparte na obserwacjach autora, zawartych w niepublikowanym opracowaniu Młynarskiego i in. (1998), a ilustrowane przykładami zaczerpniętymi z cytowanej publikacji Antonowicza i in.

Rów lubelski jako depocentrum

Przesłanki istnienia odrębnego depocentrum związane z rowem lubelskim wynikają z: (1) rozkładu miąższości kolejnych ogniów stratygraficznych dewonu i karbonu, głównie na podstawie wyników wierceń, (2) analizy regionalnych przekrojów sejsmicznych, (3) analizy subsydencji.

Konstruowanie wiarygodnych map pierwotnych miąższości skał młodszych od dewonu środkowego jest bardzo trudne z powodu słabego rozpoznania erozyjnych pozostałości dewonu górnego i karbonu na obszarze łysogórsko-radomskim, włącznie z podniesieniem radomsko-krańskim. Dewon górny w samym rowie i na NE od

niego uległ ponadto erozji przedpóźnowieżeńskiej (np. Kotański & Miłaczewski, 1977), a w przypadku karbonu tego obszaru etap erozji trwał od najpóźniejszego karbonu do wczesnego permu, a miejscami nawet do jury środkowej.

W odniesieniu do dewonu, przeanalizowano mapy miąższościowe opracowane przez Miłaczewskiego, a włączone do prac Kotańskiego i Miłaczewskiego (1977) oraz Żelichowskiego i Kozłowskiego (1983). Mapy te już dla franu pokazują gradienty miąższościowe związane z SW skrzydłem rowu lubelskiego (na NE od „wał Zwoleń”). Natomiast szczególnie wyraźne depocentrum i specyficzne, silnie ilaste litofacje dolnofameńskiej formacji bychawskiej, są związane z osią rowu między Dęblinem a Lublinem (maksymalne miąższości osadów ponad 1800 m). W rejonie SW skrzydła rowu na wysokości Lublina obserwowano progradację utworów wczesnofameńskich ku osi jednostki (Krzywiac & Narkiewicz, 1998). Interpretowana w rejonie obecnej struktury Kocka „skarpa strukturalna

Kock–Łaszczów” (Kotański & Miłaczewski, 1977) zaznacza się następnie w famenie późnym jako czynna krawędź depozycyjna z sedimentacją klastyków formacji hulczańskiej.

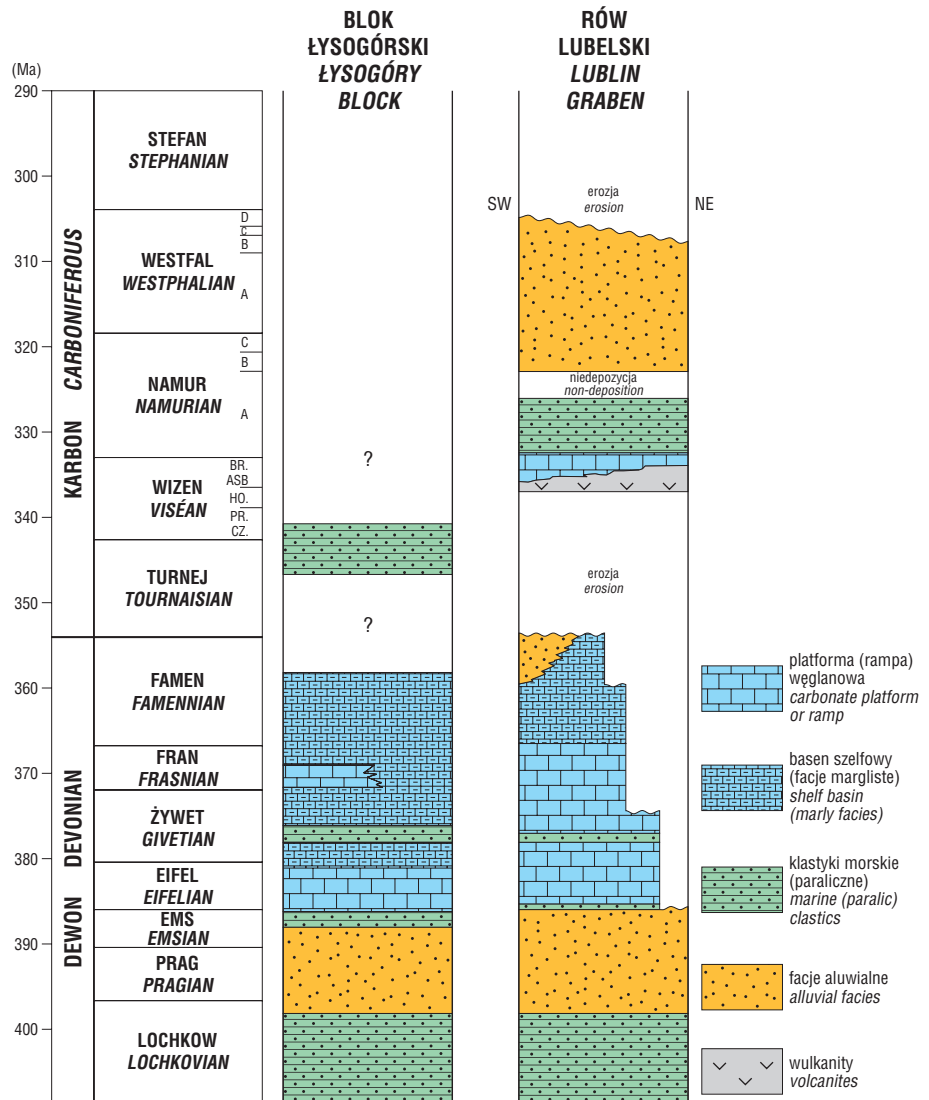
W karbonie tendencje rozkładu miąższości silnie zmieniają się w czasie (Żelichowski, 1972, 1983; Żelichowski & Kozłowski, 1983; Porzycki, 1984). Początkowo (późny wizen–namur wczesny), maksimum miąższości przypada na strefę przyległą do SW krawędzi rowu, zwłaszcza w jej centralnym i południowo-wschodnim odcinku. W rejonie NE skrzydła rowu następuje redukcja związana z przekraczającym następstwem kolejnych cykli depozycyjnych (Porzycki, 1984), zwłaszcza w rejonie strefy Kocka (M.I. Waksmundzka, praca dokt. w przygot.). Od namuru B następuje przesunięcie strefy maksymalnych miąższości ku osi rowu i w stronę skrzydła NE, a także ogólnie ku odcinkowi północno-zachodniemu jednostki. Poza wyraźnym gradientem miąższości w rejonie strefy Kocka w przypadku formacji lubelskiej (Żelichowski & Kozłowski, 1983), cytowane mapy i przekroje paleotektoniczne nie dokumentują związków między obecnymi ramami rowu, a depozycją karbonu.

Z kolei, z analizy przekrojów sejsmicznych i danych otworowych wynika, że o ile dewon środkowy charakteryzuje się niewielkimi, wyrównanymi grubościami (ok. 100–200 m) o tyle dewon górny wyraźnie grubieje ku osi rowu, zarówno od jego skrzydła NE (strefa Kocka) jak i od SW (uskok Kazimierza–Ursynowa; por. np. ryc. 8 w pracy Antonowicza i in., 2003). Z niepublikowanych obserwacji północno-zachodniego odcinka rowu (Młynarski i in., 1998) wynika, że miąższości karbonu maleją ku strefie Kocka (por. też Antonowicz i in., 2003, ryc. 5), natomiast wydają się stopniowo rosnać ku SW, aż do krawędzi rowu, gdzie karbon ulega ścięciu erozyjnemu (op. cit., ryc. 8).

Badania subsydencji i architektury depozycyjnej wskazują, że w środkowej części franu, z początkiem cyklu T–R VI nastąpił szybki wzrost tempa subsydencji tektonicznej (Narkiewicz in., 1998a, b), które następnie utrzymywało się w czasie famenu. Jest to zjawisko czytelne na całej Lubelszczyźnie, aczkolwiek najsilniej wyrażone w rejonie Lublina–Kocka (centralny segment rowu), a najsłabiej na podniesionej części platformy (np. otwór Krowie Bagno IG 1). W

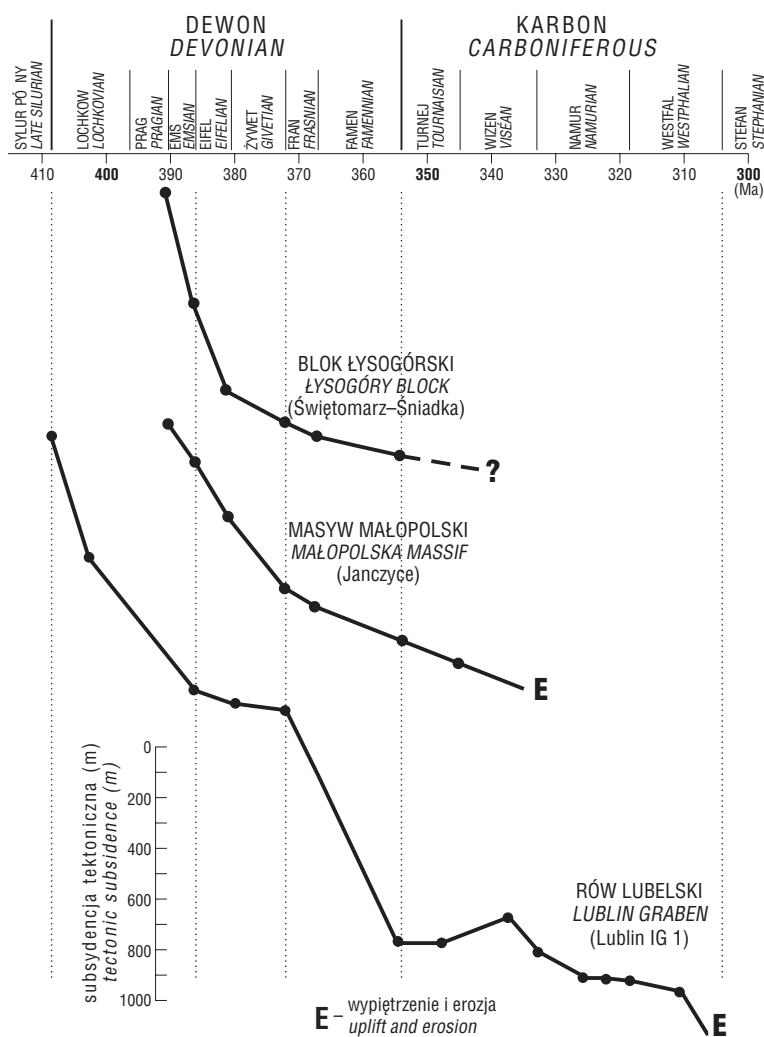
zapisie sedimentacyjnym zaznacza się przejście od cykli z przewagą systemów platformy węglanowej do rampy węglanowej (wyższy fran), a następnie głębszego szelfu marglisto-wapiennego (formacje bychawska, firlejska i niedrzwicka famenu). Na zachód od analizowanego obszaru, dane o subsydencji w późnym dewonie dotyczą dopiero regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich i nie dokumentują pulsu pograżania tektonicznego we franie środkowym.

Na pograniczu dewonu i karbonu zaznacza się wyraźna faza tektoniczna i związane z nią wypiętrzenie i erozja dochodząca miejscami do 1500 m (Miłaczewski, 1986), a nawet 2000 m (Żelichowski, 1972; ryc. 2). Odnowienie subsydencji następuje w późnym wizenie, najwcześniej wzdłuż południowo-zachodniego skrzydła rowu (Skompski, 1998). Subsydencja karbońska przebiegała w dwóch etapach rozdzielonych epizodem niedepozycji i/lub niewielkiej erozji w późnym namurze A. Pierwszy etap swoje maksimum osiągnął w południowo-wschodniej części obszaru, natomiast drugi jest zapisany maksymalnymi miąższościami w części północno-zachodniej. Co najmniej dla pierwszego etapu subsydencji można wykazać rolę



Ryc. 2. Profile chronostratigraficzne dewonu i karbonu bloku łysogórskiego i rowu lubelskiego obrazujące różnice w rozwoju sedimentacji i erozji w tych regionach

Fig. 2. Generalised chronostratigraphic sections of the Devonian–Carboniferous in the Łysogóry Block and Lublin Graben showing contrasts in depositional-erosional history of both regions



Ryc. 3. Porównanie rozwoju subsydencji tektonicznej na podstawie profili reprezentatywnych dla rowu lubelskiego, masywu małopolskiego i bloku łysogórskiego (częściowo na podstawie pracy Narkiewicza i in., 1998a)

Fig. 3. Comparison of tectonic subsidence development based on representative sections from the Lublin Graben, Małopolska Massif and Łysogóry Block (partly after Narkiewicz et al., 1998a)

strefy Kocka jako krawędzi depozycyjnej ograniczającej rozwój niższych sekwencji depozycyjnych ku NE (M.I. Waksmundzka, praca dokt. w przygot.).

Dla obszaru bloku łysogórskiego dysponujemy jedynie wrywkowymi danymi o występowaniu płytkomorskich utworów klastycznych z pogranicza turneju i wizenu (ryc. 2) w otworach Opoczno PIG 2, Ostałów PIG 2 i Studzianna IG 2 (por. lokalizacja na ryc. 1; Krzemiński, 1999; Jaworski, 2002). Ich obecność w rejonie podniesienia radomsko-kraśnickiego sugeruje, że jego SW skrzydło należało w karbonie wczesnym do odrębnej strefy paleotektonicznej niż rejon wypiętrzonego wówczas rowu lubelskiego.

Rów lubelski jako waryscyjska jednostka tektoniczna

Model tektoniczny dewonu górnego i karbonu w rejonie mazowiecko-lubelskim na SE od uskoku Grójca zależy od interpretacji linii/stref ograniczających te utwory od SW i NE, a także podrzędnych struktur tektonicznych w obrębie samego rowu. Należy przy tym zauważyć, że na wschód od Lublina znika na mapach wgłębnych wyraźnie obramowany uskoki rowu tektoniczny, a pojawia się

półrow ograniczony uskokiem Izbica–Zamość, o kierunku bardziej południkowym (Żelichowski, 1972, 1984). Tej zmianie regionalnego biegu towarzyszy dość wyraźna zmiana charakteru podrzędnych jednostek tektonicznych — pojawianie się uskóków odwróconych nachylonych ku SW (np. Chizniakow & Żelichowski, 1974).

W pracach Żelichowskiego (1972, 1983, 1984) i Porzyckiego (1988), szczegółowo omawiających tektonikę rowu lubelskiego, przedstawione są interpretacje obu krawędzi rowu jako podłużnych uskóków lub ich zespołów o niemal pionowych powierzchniach i znacznych zrzutach, dochodzących łącznie do 2–3 km. Występują też miejscami poddarcia warstw dewonu i karbonu (np. Żelichowski, 1972, fig. 9). W obrębie rowu cytowani autorzy wyróżniają wiele struktur podłużnych, na ogół ograniczonych uskokiemi normalnymi lub odwróconymi (por. Tabl. 34 [W:] Żelichowski & Kozłowski, 1983). Część stref uskokowych ma przy tym charakterystyczny pokrój struktur kwiatowych (np. w rejonie Lublina — Żelichowski, 1972, fig. 14, czy też w rejonie SW krawędzi rowu; *op. cit.* fig. 7; por. też Żelichowski, 1983). O tego rodzaju strukturach, w rejonie na południe od Zemborzyc i Bełzyc (na SW od Lublina), piszą również Pożaryski i Tomczyk (1993).

Szczegółowszej analizie i interpretacji tektonicznej nowszych materiałów sejsmicznych jest poświęcone opracowanie Krzywca i Narkiewicza (2003). Wynika z niego m.in., że w przeciwieństwie do interpretacji Antonowicza i in. (2003), przynajmniej w niektórych odcinkach obu skrzydeł omawianej jednostki tektonicznej mamy do czynienia z pionowymi lub stromo nachylonymi w różnych kierunkach uskokiemi bądź ich zespołami. Synklinalny pokrój warstw wiąże się z podgięciem utworów dewońskich i karbońskich wzdłuż tych nieciągłości, nie znajduje natomiast uzasadnienia (przynajmniej przy obecnym stopniu czytelności profili sejsmicznych) w łuskowej/dupleksowej budowie podłoża staropaleozoicznego.

Dyskusja

W świetle omówionych pokrótce danych geologicznych i geofizycznych koncepcja negująca istnienie rowu lubelskiego budzi wiele wątpliwości, niezależnie od tego, czy rozumiemy tę jednostkę jako basen lub subbasen, czy też jako post-depozycyjny rów tektoniczny. Istnieją mocne przesłanki rozwoju w rejonie obecnego rowu depocentrow w dewonie późnym i karbonie. Obserwacje rozkładu miąższości i szczegółów architektury depozycyjnej wskazują, że strefa Kocka funkcjonowała w tym czasie jako krawędź synsedymentacyjna. Synsedymentacyjna rola uskoku Kazimierza–Ursynowa oraz linii Izbica–Zamość nie jest równie oczywista. W dewonie późnym najprawdopodobniej ograniczała ona od NE bardziej stabilny obszar wyniesienia radomsko-kraśnickiego (Kotkański & Miłaczewski, 1977; Krzywicz & Narkiewicz, 1998). W

karbonie raczej nie pełniła roli krawędzi depozycyjnej — wynika to z licznych cytowanych obserwacji systematycznie rosnących miąższości karbonu ku tej strefie. Można postawić hipotezę, że południowo-zachodnia krawędź rowu przebiegała 20–30 km dalej ku SW, na NE od linii wyznaczonej przez otwory Studzianna IG 2 i Ostałów PIG 2. Znany z tych profili zapis odmiennego scenariusza rozwoju paleotektonicznego karbonu wczesnego zbliża je do profili masywu małopolskiego.

Wczesne etapy rozwoju rowu lubelskiego i ryftu Prypeci wykazują wiele analogii (por. Narkiewicz i in., 1998a), implikujących wspólne warunki geodynamiczne, w tym zwłaszcza wspólny regionalny układ naprężeń skorupowych. Charakterystyczna jest równoczesna inicjacja obu depocentrów w środkowej części franu, a także późnowizeńska reaktywacja subsydencji, poprzedzona na Lubelszczyźnie rozwojem magmatyzmu bazaltowego. Następstwo kilku faz subsydencji połączone z migracją depocentrów sugeruje m.in. transtensyjny (*pull-apart*) model tektonicznego rozwoju rowu (Narkiewicz i in., 1998a).

Dylemat „synkliny pasywnej”, czy też rów tektoniczny jest trudny do jednoznacznego rozstrzygnięcia przy braku profili sejsmicznych z czytelnym obrazem geometrii horyzontów pod-środkowodewońskich. Dotyczy to zwłaszcza krawędzi „tradycyjnie” rozumianego rowu, w rejonie uskoku Kazimierza–Ursynowa i strefy uskoku Kocka. Brak jest również głębokich otworów, które potwierdzałyby istnienie, np. łuskowych powtórzeń starszego paleozoiku w tej ostatniej strefie.

Obserwacje profili sejsmicznych, o ile nie są interpretowane selektywnie, nie wykluczają jednak transpresyjnej genezy przynajmniej niektórych struktur (Krzywiec & Narkiewicz, 2003). Taki model deformacji jest spójny z wcześniejszym, transtensyjnym reżimem rozwoju depocentrów późnodewońsko-karbońskich. Ponadto, zgodnie z zasadą oszczędności myślenia, uwzględnia jedynie istniejące, obserwowane struktury, nie mnożąc nowych, takich jak wielce hipotetyczne spiętrzone łuski w skrzydłach „synkliny pasywnej”, czy też problematyczne wielkoskalowe odkłucia w starszym paleozoiku.

W tym miejscu należy też odnieść się do hipotezy powiązania deformacji na badanym obszarze z frontem waryscydu, w takim sensie jak naskórkowe nasunięcia appalachijskie powiązane są geometrycznie i geodynamicznie z frontem orogenicznym (Antonowicz i in., 2003). Choćby pobieżna analiza regionalna (por. np. mapkę na ryc. 1) wskazuje, że tego rodzaju związek jest w przypadku obszaru lubelskiego mało prawdopodobny, o ile w ogóle możliwy. Nasza wiedza o budowie geologicznej masywu małopolskiego wyklucza istnienie propagacji połączonych od zewnętrznych części orogenu (strefy morawsko-śląskiej?) aż do strefy Kocka. Natomiast w świetle dotychczasowych badań, m.in. subsydencji tektonicznej, jest wysoce prawdopodobny, trwający od namuru wpływ kompresji orogenicznej wzdłuż aktywnej krawędzi płyty laurosyjskiej na blokowe deformacje przedpola. Wpływ ten mógł się manifestować zarówno w powstawaniu i rozkładzie depocentrów w późnym karbonie, jak i w końcowych deformacjach u schyłku karbonu (Narkiewicz, 1999, 2002b; por. też Narkiewicz i in., 1998a).

Wspomniane deformacje blokowe były najprawdopodobniej uwarunkowane istnieniem w głębokim podłożu skorupowym podłużnych nieciągłości stanowiących strefy reologicznie słabsze. Taką linią była strefa Kocka i jej przedłużenie — linia Izbica–Zamość — czytelne jako granica „wyżu małopolskiego” na mapach anomalii bouguerowskich (Królikowski & Petecki, 1995) oraz w interpretacjach sejsmiki refrakcyjnej (Guterch i in., 1986; por. Dadlez, 2001). Z kolei, przypuszczalnie, dyskutowany wyżej, przebieg SW krawędzi depocentrum karbońskiego pokrywa się z zasięgiem stropu podłoża krystalicznego, interpretowanym na podstawie sejsmicznych badań refrakcyjnych (Dadlez, 2001). Granica ta, czytelna również na mapach anomalii bouguerowskich, odgrywała znaczącą rolę prawdopodobnie także w rejonizacji subsydencji środkowodewońskiej (Narkiewicz, 2002a). W świetle analizy danych geofizycznych, uskok Kazimierza–Ursynowa wydaje się nie mieć oczywistych głębszych uwarunkowań skorupowych (Dadlez, 1998). Jednak według Pożaryskiego (1986) reprezentuje on strefę rozłamową, utożsamianą z uskokiem transeuropejskim (TEF). Być może podpowierzchniowy (podpermsko-mezozoiczny) ślad uskoku nie pokrywa się z jego głębokimi założeniami skorupowymi, które są przesunięte ku SW. Obecne NW zamknięcie rowu lubelskiego — uskok Grójca — jest niewątpliwie związane z głębokim rozłamek skorupowym o wieloetapowej aktywności, w tym w permie i mezozoiku (Dadlez, 2001).

Już choćby to pobieżne przedstawienie możliwych związków budowy geologicznej strukturalnego piętra waryscyjskiego z głębokim podłożem wskazuje, iż nie można pomijać wpływu pionowych nieciągłości skorupowych na rozwój paleotektoniczny omawianego obszaru, jak to czynią Antonowicz i in. (2003).

Niewątpliwie wiele jeszcze jest znaków zapytania i kwestii spornych dotyczących rowu lubelskiego. Dalszych badań wymaga wpływ na architekturę depozycyjną głęboko zakorzenionych, reaktywowanych wielokrotnie linii tektonicznych o kierunkach NW–SE (strefa Kocka i jej SE przedłużenie, kwestia hipotetycznej SW krawędzi depocentrów). Przedmiotem badań powinna też stać się poprzeczna segmentacja rowu. Istnienie tektonicznych stref o przebiegu SW–NE niewątpliwie wpływało bowiem na architekturę wypełnienia basenowego i styl tektoniki poinwersyjnej. Interpretacja głębokiej budowy skorupy ziemskiej wymaga weryfikacji w świetle nowych wyników Programu CELEBRATION 2000.

Wnioski i implikacje dla przyszłych badań i poszukiwań naftowych

Z przedstawionych rozważań wynikają następujące zasadnicze wnioski regionalne o charakterze podstawowym:

1. Koncepcja „pasywnej synkliny” jako alternatywy dla rowu lubelskiego budzi poważne wątpliwości. Znacznie bardziej prawdopodobne jest istnienie rowu tektonicznego uformowanego w najpóźniejszym karbonie, a poprzedzonego rozwojem wydłużonych depocentrów w dewonie późnym i karbonie.

2. W późnym dewonie (środkowy fran–famen) zarówno strefa Kocka, jak i strefa obecnego uskoku Kazi-

mierz-Ursynów funkcjonowały jako krawędzie depozycyjne, z którymi są związane duże gradienty miąższościowe i facjalne.

3. W karbonie strefa Kocka przynajmniej okresowo stanowiła ważną granicę obszarów o zróżnicowanej subsydencji i depozycji. Południowo-zachodnia krawędź depozycyjna rowu znajdowała się natomiast na SW od jego obecnej (tektonicznej) granicy. Postawiono tu hipotezę, że owa krawędź biegnie tuż na NE od linii Studzianna-Ostałów i jej przedłużenia ku SE, pokrywając się z nieciągłością skorupową, interpretowaną na podstawie danych sejsmicznych i grawimetrycznych.

4. Związek genetyczny omawianej jednostki z orogensem waryscyjskim nie polegał na bezpośrednim przeniesieniu na Lubelszczyznę nasłódkowych nasunięć zgodnie z modelem appalachijskim (jak to widzą Antonowicz i in., 2003). Przejawiał się on natomiast w głęboko zakorzenionych blokowych ruchach pionowych i przesuwczych w strefie platformowego przedpola, w reakcji na kompresję na aktywnej krawędzi płyty.

Przyjęcie modelu rowu lubelskiego, w podwójnym (depozycyjnym i tektonicznym) sensie, implikuje kilka ważnych wytycznych dla przyszłej prospekcji naftowej:

1. Obecność depocentrum późnodońskiego wiąże się ze stwierdzonym występowaniem skał macierzystych we wczesnofameńskiej formacji bychawskiej, a potencjalnym — w utworach dystalnej późnofrańskiej rampy węglanowej (Narkiewicz & Miłaczewski, 1998; Krzywiec & Narkiewicz, 1998). Model przedstawiony przez Antonowicza i in. (2003) nie pozwala na predykcje rozmieszczenia tych utworów w basenie

2. Bardziej szczegółowe ustalenie roli krawędziowych stref rowu dla rozwoju architektury depozycyjnej może mieć duże znaczenie dla ustalenia modelu rozmieszczenia skał potencjalnie zbiornikowych w dewonie i karbonie

3. Mało prawdopodobna wydaje się możliwość występowania w skrzydłach rowu struktur typu łusek i duplesów w utworach starszego paleozoiku, które mogłyby tworzyć obiecujące pułapki strukturalne.

Literatura

ANTONOWICZ L., HOOPER R. & IWANOWSKA E. 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonasłódkowych deformacji waryscyjskich. *Prz. Geol.*, 51: 344–350.
 CHIZNIAKOW A.W. & ŻELICHOWSKI A.M. 1974 — Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. *Kwart. Geol.*, 18: 707–719.
 DALEZ R. 1998 — Epikontynentalne baseny sedymentacyjne w Polsce, od dewonu po kredę — zależności rozwoju od budowy skorupy krystalicznej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 17–30.
 DADLEZ R. 2001 — Holy Cross Mts. area — crustal structure, geophysical data and general geology. *Geol. Quart.*, 45: 99–106.
 GUTERCH A., GRAD M., MATERZOK R. & PERCHUĆ E. 1986 — Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist–Teisseyre Zone). *Tectonophysics*, 128: 251–279.
 HOOPER R.J., ANTONOWICZ L., IWANOWSKA E. & HATCHER JR. R. 2002 — The limit of Variscan deformation in southeastern Poland and the origin of the Lublin syncline. *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, 34.
 JAWOROWSKI K. 2002 — Geotectonic significance of Carboniferous deposits NW of the Holy Cross Mts. (central Poland). *Geol. Quart.*, 46: 267–280.
 KOTAŃSKI Z. & MIŁACZEWSKI L. 1977 — Rozwój paleotektoniczny dewońskiej struktury Zwolenia. *Biul. Inst. Geol.*, 303: 15–40.
 KRÓLIKOWSKI C. & PETECKI Z. 1995 — Atlas grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KRZEMIŃSKI L. 1999 — Anorogeniczne piaskowce karbonu z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 47: 978–986.
 KRZYWIEC P. & NARKIEWICZ M. 1998 — Devonian depositional architecture in central segment of the Lublin trough: preliminary results of integrated seismic and borehole study. *Geol. Quart.*, 42: 131–140.
 KRZYWIEC P. & NARKIEWICZ M. 2003 — O stylu strukturalnym kompleksu dewońsko-karbońskiego Lubelszczyzny na podstawie wyników interpretacji danych sejsmicznych. *Prz. Geol.*, 51: 795–797.
 MAREK S. & ZNOSKO J. 1983 — Pozycja geotektoniczna i granice niecki warszawskiej (płockiej). [W:] S. Marek (red.) — Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 103: 13–21.
 MIŁACZEWSKI L. 1986 — Historia ruchów tektonicznych w dewonie na obszarze platformowym w Polsce i terytoriach przyległych. [W:] J. Oberc i in. (red.) — Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kałedońsko-waryscyjski. Wrocław: 50–55.
 MIŁACZEWSKI L. & ŻELICHOWSKI A.M. 1970 — Węglana budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. *Przew. 42 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. Geol. Warszawa*: 7–32.
 MŁYNARSKI S. (red.) 1998 — Kompleksowa interpretacja sejsmicznych map arkuszowych w obszarze bruzdy środkowopolskiej i podniesienia radomsko-kraśnickiego. *Spraw. niepubl. Państw. Inst. Geol. CAG 3450/98*.
 NARKIEWICZ M. 1999 — Variscan structure and history of the TESZ in south-eastern Poland. *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, 65.
 NARKIEWICZ M. 2002a — Middle Devonian epicontinental basin development in SE Poland: a role of crustal discontinuities. *Proceedings, Intern. Symp. Geology of the Devonian System, July 9–12, 2002, Syktyvkar*: 30–32.
 NARKIEWICZ M. 2002b — Przedpole orogenu waryscyjskiego w południowej Polsce — etapy tektonicznego rozwoju basenów w dewonie i karbonie. *Prz. Geol.*, 50: 1216.
 NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA H. & MIŁACZEWSKI L. 1998a — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 31–46.
 NARKIEWICZ M., MIŁACZEWSKI L., KRZYWIEC P. & SZEWCZYK J. 1998b — Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 57–72.
 NARKIEWICZ M. & MIŁACZEWSKI L. 1998 — Perspektywy występowania złóż węglowodorów na obszarze pomorskim i radomsko-lubelskim basenu dewońskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 285–288.
 PORZYCKI J. 1984 — Zarys geologii Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wyd. Geol. Warszawa*: 7–21.
 PORZYCKI J. 1988 — Pozycja geologiczna i strukturalna Lubelskiego Zagłębia Węglowego. [W:] Dembowski Z. & Porzycki J. (red.) 1988 — Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, 122: 26–31.
 POŻARYSKI W. 1986 — Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy Środkowej. *Prz. Geol.*, 34: 117–127.
 POŻARYSKI W. & DEMBOWSKI Z. (red.) 1983 — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich. 1: 1 000 000. Instytut Geologiczny. Warszawa.
 POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1993 — Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. *Prz. Geol.*, 41: 687–695.
 SKOMPSKI S. 1998 — Regional and global chronostratigraphic correlation levels in the late Visian to Westphalian succession of the Lublin Basin (SE Poland). *Geol. Quart.*, 42: 121–130.
 WAKSMUNDZKA M.I. (w przygot.) — Ewolucja facjalna i analiza sekwencji w paralicznych utworach karbonu z płn.-zach. i centralnej Lubelszczyzny. Praca doktorska.
 ŻELICHOWSKI A.M. 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263: 1–97.
 ŻELICHOWSKI A. M. 1983 — Tektonika niecki brzeźnej i jej podłoża między Warszawą a Dęblinem w strefie uskoku Grójca. *Biul. Inst. Geol.*, 344: 199–224.
 ŻELICHOWSKI A. M. 1984 — Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, 21–35. *Wyd. Geol. Warszawa*.
 ŻELICHOWSKI A. M. 1987 — Development of the Carboniferous of the SW margin of the East-European Platform in Poland. *Prz. Geol.*, 35: 230–237.
 ŻELICHOWSKI A. M. & KOZŁOWSKI S. (red.) 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. *Inst. Geol. Warszawa*.