

Zachodnie przedpole kratonu wschodnioeuropejskiego – paleozoiczne terrany czy marginalna część kontynentu Bałtyki?

Włodzimierz Mizerski¹, Izabela Olczak-Dusseldorp¹



W. Mizerski



I. Olczak-
-Dusseldorp

Western foreland of the East European Craton – Paleozoic terranes or marginal part of the Baltica continent? Prz. Geol., 65: 1521–1528.

A b s t r a c t. Provenance of the tectonic blocks located in the recent, western foreland of the East European Craton in Poland is subject to debate. These blocks are regarded either as Avalonian blocks adjacent to the East European Craton along the T-T zone or accretional wedge (or its fragments) formed during the collision of Baltica and Avalonia. This implies that the western edge of the Baltica Continent was active, with a subduction zone developed along which Avalonian blocks and Baltica should be smashing together Baltica. However, no objective geological facts indicate the occurrence of a subduction zone along the present-day SW edge of the East European Craton. On the contrary, there are many evidences indicating the sedimentation taking place in a continental passive margin during the Palaeozoic and there is no proof that the older Palaeozoic rocks are thrust over the Baltic margin. Consequently,

tectonic deformation in Palaeozoic rocks, recorded in the present-day foreland of the East European Craton, are related to the mobility of the craton margin and should be regarded as platform-type deformation.

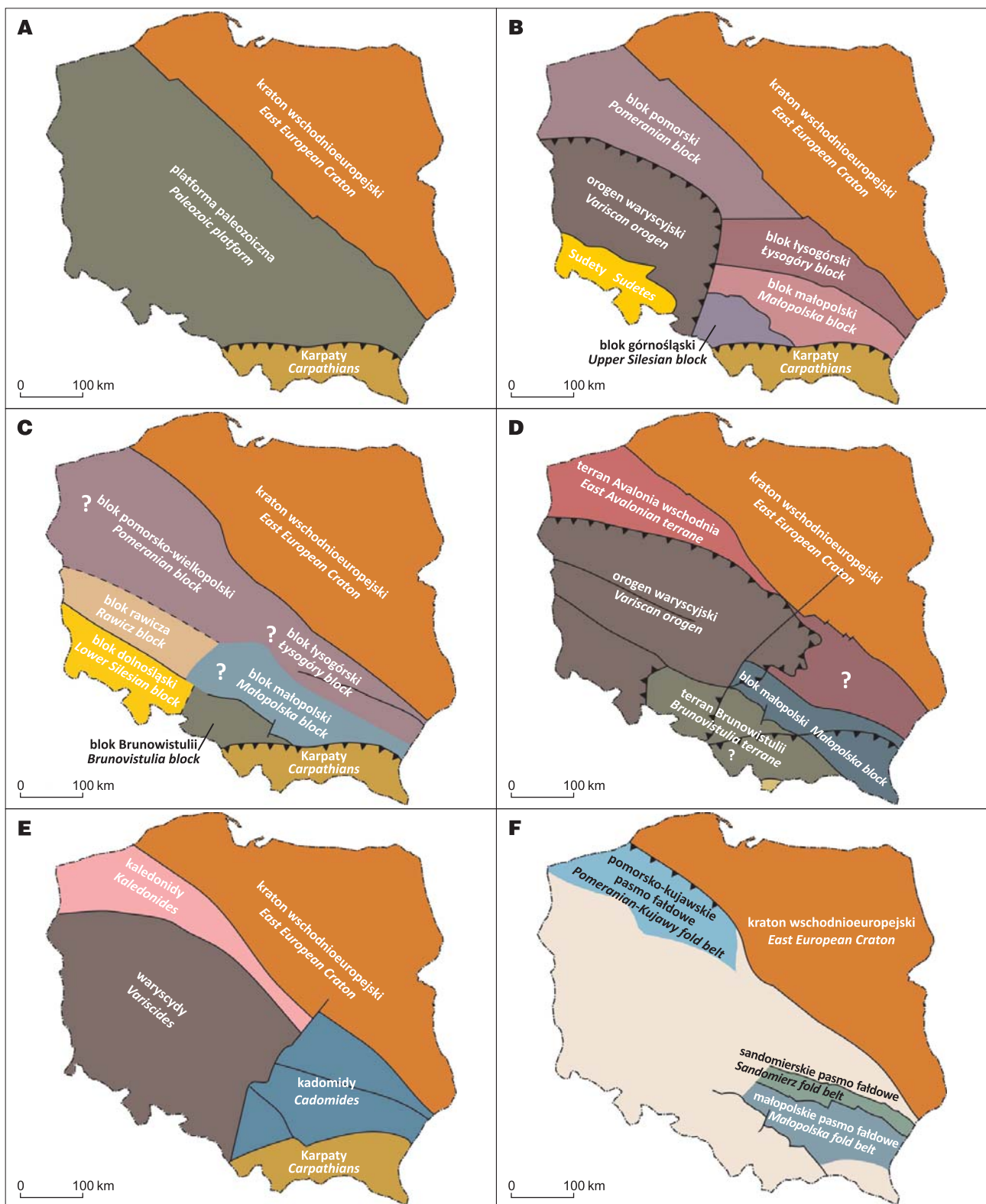
Keywords: *Avalonia, Baltica, accretional complex, non-orogenic deformations, East European Craton*

Mimo coraz bardziej kompletnej wiedzy o budowie skorupy ziemskiej na obszarze Polski, nie znikają różnice poglądów dotyczące pochodzenia fragmentów litosfery znajdujących się w obrębie strefy T-T (Krauss, 1977; Brochwicz-Lewiński i in., 1981; Mizerski, 1988; Tomczyk, 1988; Pożaryski, 1990; Lewandowski, 1993; Dadlez i in., 1994; Karnkowski, 1999, 2008; Kotański, Mizerski, 2000; McKerrow i in., 2000; Mizerski, Skurek-Skurczyńska, 2000; Pożaryski, Nawrocki, 2000; Torsvik, Rehnström, 2003; Mizerski, Stupka, 2005; Mizerski i in., 2012, 2016; Mazur i in., 2015, 2016, 2017; Grad, Polkowski, 2016; Narkiewicz, Petecki, 2017). Północno-zachodnia granica tej strefy jest uważana za obecną krawędź kratonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 1A). Nie budzi wątpliwości jedynie charakter kontaktu głębszych, skonsolidowanych fragmentów skorupy między kratonem a litosferą strefy T-T (Guterch i in., 1986, 1999; Guterch, Grad, 2006), chociaż kontakt ten bywał różnie uzasadniany (Pharoah, 1999; Nawrocki, Poprawa, 2006; Mazur i in., 2017b). Wątpliwości i kontrowersje pojawiają się natomiast podczas interpretacji tektoniki tego kontaktu w utworach pokrywy kratonicznej i pokrywy skonsolidowanego podłoża strefy T-T (TESZ). Zastrzeżenia budzi przede wszystkim geneza struktur fałdowych w utworach piętra kaledońskiego i waryscyjskiego. Tym bardziej, że struktury takie (ryc. 1B, C) występują zarówno na obszarze obecnego przedpola kratonu wschodnioeuropejskiego – blok kielecki, łysogórski (łysogórsko-radomski), pomorski (pomorsko-wielkopolski), jak i w brzeżnej strefie kratonu (Lubelszczyzna). Jednak żeby te wątpliwości jednoznacznie rozstrzygnąć niezbędne jest wyjaśnienie relacji między blokami litosfery strefy T-T a kratonem wschodnioeuropejskim. Na temat tych relacji były i są wypowiadane zdecydowanie skrajne poglądy, omawiane we wcześniejszych publikacjach autorów

(Mizerski, 1988, 1995; Mizerski i in., 2012, 2016). Do weryfikacji różnych poglądów jest również niezbędne rozpoznanie tektoniki wąskiej strefy kontaktu między kratonem a strefą T-T oraz ustalenie wieku i genezy występujących tam deformacji tektonicznych, w nawiązaniu do pochodzenia bloków litosfery strefy T-T.

Niewątpliwie najważniejszą rolę w tworzeniu rekonstrukcji geotektonicznych tego fragmentu Europy odgrywa odtworzenie ediakarskiej i wczesnopaleozoicznej krawędzi kontynentu Bałtyki. W rekonstrukcjach ostatnich lat krawędź ta, przynajmniej w części północno-zachodniej, jest utożsamiana z północno-wschodnią granicą strefy T-T. Gdyby założyć, że do kratonu wschodnioeuropejskiego przylega na Pomorzu Zachodnim fragment Awalonii, to bez wątplenia jest również konieczne przyjęcie, że krawędź Bałtyki w tym rejonie miałyby charakter aktywny, tj. musiała tam istnieć strefa subdukcji, w której dokowałyby pomorski fragment Awalonii, lub też dokowanie to miałyby się odbywać wzdłuż uskoku przesuwczego. Jednak na pozostałym odcinku strefy T-T krawędź Bałtyki jest utożsamiana z pasywną granicą między kontynentem Bałtyki a rozciągającym się na południowy zachód od niego basenem oceanicznym (Morze Tornquista?). Jeśli tak, to gdzie przebiegała granica między subdukowanym dnem Morza Tornquista a pasywnym fragmentem Bałtyki? Czy poglądy, że SW granica Bałtyki jest jednocześnie SW granicą kratonu wschodnioeuropejskiego da się utrzymać w świetle istniejących realnie faktów geologicznych? Żeby wypowiedzieć się na ten temat, trzeba najpierw odpowiedzieć na pytanie, czym jest blok pomorski leżący w północno-zachodniej części strefy T-T (ryc. 1B), ponieważ jego stosunek do kratonu wschodnioeuropejskiego był od dawna dyskutowany. Należałoby się zastanowić, jaką genezę mają deformacje tektoniczne w utworach paleozoicznych

¹ Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; wlodzimierz.mizerski@pgi.gov.pl; izabela.olczak-dusseldorp@pgi.gov.pl.



Ryc. 1. Schematyczne mapy geologiczne Polski ilustrujące główne jednostki skorupowe różnego wieku wg różnych autorów – zmodyfikowane. **A** – prowincje tektoniczne Polski (Aleksandrowski, 2017; Narkiewicz, Petecki, 2017); **B** – jednostki tektoniczne Polski (Żelaźniewicz, 2011); **C** – jednostki podłoża krystalicznego (Aleksandrowski, Buła, 2017a); **D** – Tectonic map of Poland during the Variscan time, 1 : 1 000 000 (Pożaryski, Karnkowski, 1992); **E** – prowincje tektoniczne podłoża obszaru Polski (Karnkowski, 1999); **F** – struktury wczesnopaleozoiczne i późnoproterozoiczne – kaledońskie, sandomierskie i kadomskie (Aleksandrowski, Buła, 2017b).
Fig. 1. Schematic geological maps of Poland showing main geological units of various ages, after various authors – modified. **A** – tectonic provinces of Poland (Aleksandrowski, Buła, 2017a; Narkiewicz, Petecki, 2017); **B** – tectonics units of Poland (Żelaźniewicz, 2011); **C** – units of the crystalline basement of Poland (Aleksandrowski, 2017); **D** – Tectonic map of Poland during Variscan time, 1 : 1 000 000 (Pożaryski, Karnkowski, 1992); **E** – tectonic provinces of Poland (Karnkowski, 1999); **F** – Early Paleozoic and Late Proterozoic structures in Poland – Caledonian, Sandomirian and Cadomian (Aleksandrowski, Buła, 2017b)

zarówno na obecnym przedpolu kratonu wschodnioeuropejskiego, jak i na jego skraju.

Niniejszy artykuł jest próbą podsumowania poglądów na temat zasięgu kratonu wschodnioeuropejskiego, jak również przedstawienia przez autorów swojego zdania na ten temat. Wybór cytowanych prac jest tu subiektywny (choć naszym zdaniem reprezentatywny), ponieważ pełna literatura przedmiotu zajęłaby objętość większą niż cały numer czasopisma.

EWOLUCJA POGLĄDÓW NA GENEZĘ DEFORMACJI NA OBECNYM PRZEDPOLU KRATONU WSCHDNIOEUROPEJSKIEGO I JEGO SKRAJU

Według najbardziej skrajnego poglądu, cała strefa T-T jest fragmentem kontynentu Awalonii, który na zachód od Pomorza ciągnął się przez północne Niemcy, Holandię, Belgię (masyw Brabantu) aż do Anglii i południowej Irlandii. Kontynent ten miał zostać ostatecznie przyłączony do kontynentu Bałtyki w ordowiku, ok. 450 mln lat temu w wyniku zamykania wczesnopaleozoicznego Morza Tornquista. W najbardziej rozbudowanej wersji tego poglądu cała strefa Gutercha jest fragmentem Awalonii. W ciągu tego wieku przedstawiano wiele wersji kontaktu fragmentów tego kontynentu z Bałtyką, wzdłuż jej obecnego SW skraju. W większości rekonstrukcji przyjmowano jednak, że w skład Awalonii wchodził na obszarze Polski tylko blok pomorski (ryc. 1D). Nie rozstrzygano jednak gdzie i na jakiej głębokości struktury skorupy (rozłame) kontynent awaloński miałyby mieć swój kraniec. Zdaniem Karnkowskiego (1999) kaledonidy pomorskie powinny się kończyć dopiero na uskoku Grójca, granicząc z kadomskim blokiem łysogórskim (ryc. 1E) Wzdłuż północno-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego rysowano domniemaną strefę subdukcji, wzdłuż której kolizja ta miałyby nastąpić, ale nie ma żadnych dowodów na to, że strefa ta istniała naprawdę. Nie ma żadnych oznak metamorfizmu, magmatyzmu głębinowego czy wulkanizmu. Wiadomo jedynie, że wzdłuż linii T-T skokowo obniża się skonsolidowany fundament (Guterch i in., 1999; Nawrocki, Poprawa, 2006), różna jest też gęstość skał zalegających pod pokrywą osadową (Mazur i in., 2017).

Jednak blok pomorski, na którym jest obecnie rozwinięte wczesnopaleozoiczne pomorskie (pomorsko-kujawskie) pasmo fałdowe, to nie jedyny obszar sfałdowany przed karbonem na przedpolu kratonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 1F), ponieważ Aleksandrowski i Buła (2017b) wyróżniają jeszcze na południu sandomierskie i małopolskie pasmo fałdowe. Ich geneza jest jednak osnuta mgłą tajemnicy.

Jeszcze w latach 80. ub.w. za słuszny przyjmowano pogląd, że strefa T-T jest wielkim uskokiem przesuwczym, wzdłuż którego całe przedpole kratonu wschodnioeuropejskiego przemieściło się co najmniej 1000 km z NW ku SE (Brochwic-Lewiński i in., 1981). Koncepcja ta nie utrzymała się z uwagi na niezwykle skąpe argumenty, które świadczyłyby o takim ruchu. Było to zapewne asumptem dla poszukiwań innych poglądów na wytłumaczenie relacji między kratonem wschodnioeuropejskim a jego obecnym przedpolem oraz roli, jaką odrywa strefa T-T w geologii kontynentu europejskiego. W swoich pracach, wykorzy-

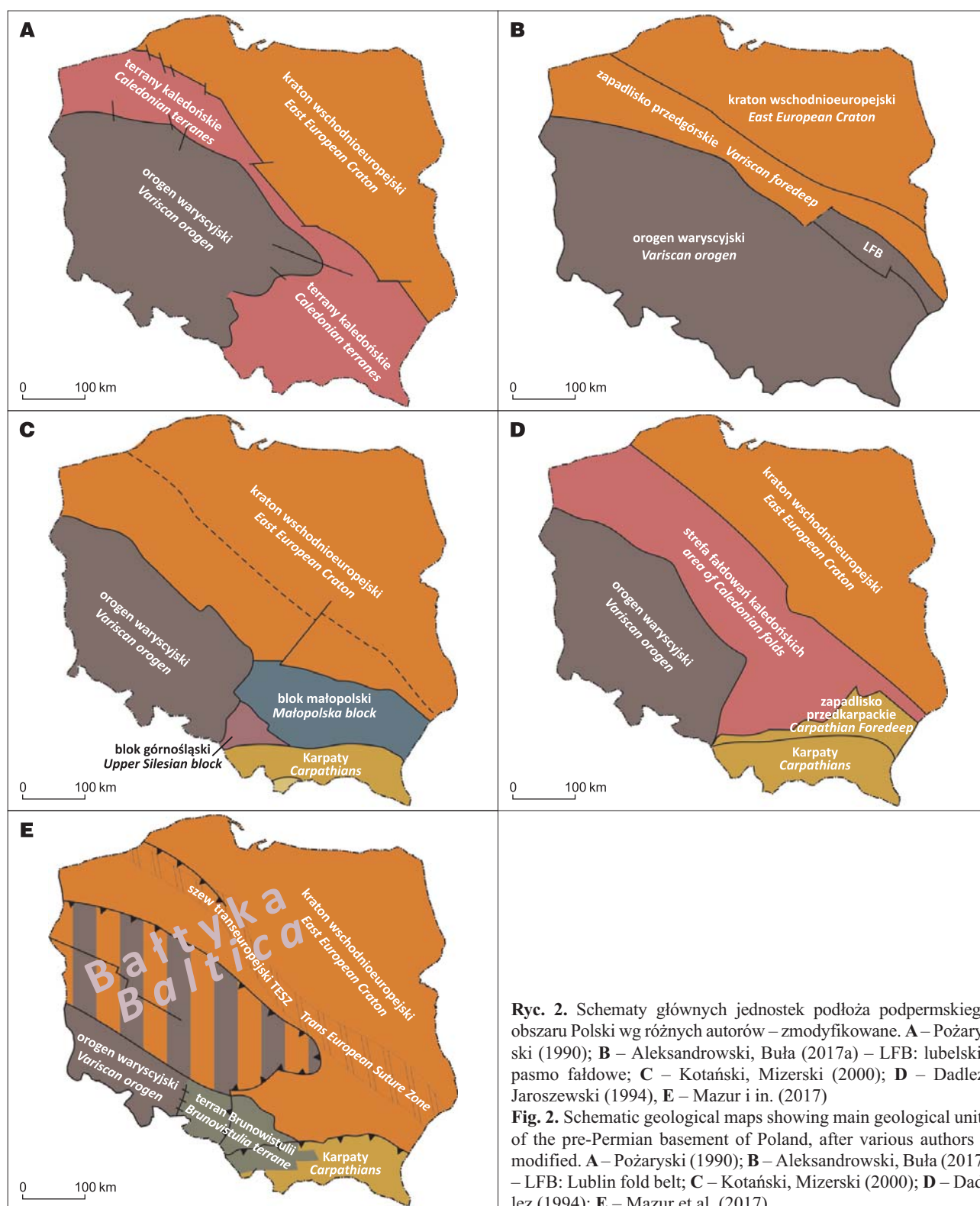
stujących dane paleomagnetyczne, Lewandowski (1993) usiłował udowodnić, że południowa część tej strefy, łącząca się z dyslokacją świętokrzyską, jest wielkim rozłamek przesuwczym, wzdłuż którego jego skrzydło południowe uległo przesunięciu z południowego wschodu na północny zachód. Zgodnie z tą koncepcją obszar świętokrzyski miał przewędrować z okolic Krymu na swe współczesne pozycje. Należy podkreślić, że w rejonie Krymu nie ma obszaru, z którym byłoby można powiązać paleogeograficznie obszar kielecki Gór Świętokrzyskich. Przypomnieć można twierdzenie Tomczyka (1988), wg którego dyslokacja świętokrzyska jest rozłamek przesuwczym, z tym, że zwrot przemieszczenia bloku kieleckiego był dokładnie odwrotny niż to później sugerował Lewandowski (1993).

Požaryski (1990) wyraził pogląd, że wzdłuż obecnego SW brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego znajduje się orogen przesuwczy złożony z terranów (ryc. 2A). Na obszarze Polski wyróżnił on trzy główne takie terrany. Pogląd swój opierał na tym, że na bezpośrednim przedpolu kratonu wschodnioeuropejskiego występują struktury fałdowe różnego wieku, których związek zarówno z kratonem, jak i kaledońskim oraz waryscyjskim orogেনem Europy jest niejasny. Te niejasne związki najlepiej odzwierciedlają się w kierunkach osi struktur tektonicznych różnej genezy i różnego wieku, występujące zarówno na skraju kratonu, jak i na jego bezpośrednim przedpolu. Jednak paleozoiczne (waryscyjskie) struktury fałdowe na obszarze obecnego kratonu występują tylko na jego lubelskim odcinku. Aleksandrowski i Buła (2017a) nazywają ten obszar lubelskim pasmem fałdowym, na pozostałym obszarze kratonu takie deformacje nie są znane. Powszechnie występują natomiast uskoki w utworach paleozoicznych pokryw platformowej (Požaryski, 1974; Stolarczyk, 1979; Pożaryski, Dembowski, 1984; Stripeika, 1999), z których część jest rozłamekami skorupowymi. Świadczy to o przenoszeniu naprężeń tektonicznych związanych z ruchami orogenicznymi na zachodzie Europy na dużą odległość i rozładowywanie ich na obszarze kratonu.

W tym miejscu autorzy pragną wyrazić swoje zdanie, że zaliczanie Małopolski, Gór Świętokrzyskich i Lubelszczyzny do eksternidów waryscyjskich (Aleksandrowski, Buła, 2017a) jest poglądem bardzo śmiałym, lecz wymagającym przedstawienia dowodów (ryc. 2B). Przynależność jakiegoś sfałdowanego obszaru do orogenu nie zależy wyłącznie od charakteru występujących na nim deformacji tektonicznych.

W ciągu ostatnich kilkunastu lat wypowiedziano różne poglądy na temat kontaktu kratonu wschodnioeuropejskiego z pozostałymi strukturami kontynentu europejskiego, który wg zgodnych poglądów większości autorów miał przebiegać wzdłuż linii T-T. Na SW od tej linii, o charakterze głębokiego rozłamu, znajduje się strefa Gutercha o znacznie podwyższonej miąższości skał osadowych oraz znacznie obniżonej głębokości skonsolidowanego fundamentu.

Na początku XX w. Jaworowski i Sikorska-Jaworowska (2005, 2006) wyrazili pogląd, że kambr świętokrzyski wykazuje tak znaczne związki z kratonem wschodnioeuropejskim, że nie sposób ich wyjaśnić w inny sposób, niż sąsiedztwem obu tych obszarów. Ten wniosek nie był jednak, nie wiadomo dlaczego, traktowany poważnie przez



Ryc. 2. Schematy głównych jednostek podłoża podpermskiego obszaru Polski wg różnych autorów – zmodyfikowane. **A** – Pożaryski (1990); **B** – Aleksandrowski, Buła (2017a) – LFB: lubelskie pasmo fałdowe; **C** – Kotański, Mizerski (2000); **D** – Dadlez, Jaroszewski (1994), **E** – Mazur i in. (2017)

Fig. 2. Schematic geological maps showing main geological units of the pre-Permian basement of Poland, after various authors – modified. **A** – Pożaryski (1990); **B** – Aleksandrowski, Buła (2017) – LFB: Lublin fold belt; **C** – Kotański, Mizerski (2000); **D** – Dadlez (1994); **E** – Mazur et al. (2017)

zwolenników allochtoniczności bloku kieleckiego Gór Świętokrzyskich i do dzisiaj wielu geologów europejskich powtarza za polskimi autorami tezę o znacznych ruchach przesuwczych wzdłuż południowej części strefy T-T.

Należy przypomnieć, że już w latach 70. ub.w. Krauss (1977) wypowiadał pogląd, opierając się na porównaniach osadów paleozoiku kratonu i jego przedpola, że w czasie paleozoiku kraton wschodnioeuropejski sięgał znacznie dalej na zachód niż obecnie, a obszar dzisiejszego przedpola, co najmniej do strefy głównego nasunięcia waryscyjskiego, należał do kratonu. Krauss (1977) uważał, że w paleozoiku przebieg zachodniej granicy kratonu wschodnioeuropejskiego mógł być zupełnie inny niż dzisiaj, tzn. że strefa T-T jeszcze wówczas nie istniała, a krawędź kontynentu Bałtyki mogła się składać z rozłamów o przebiegu południkowym i równoleżnikowym. W konsekwencji rozłam T-T można traktować jako wewnątrzkratoniczny. Podobne pogląd wyrażał jeden z autorów (Mizerski, 1988, 1995, 1996), uważając, że nie ma żadnych dowodów na to, żeby obecna strefa krawędziowa kratonu wschodnioeuro-

skiego, należał do kratonu. Krauss (1977) uważał, że w paleozoiku przebieg zachodniej granicy kratonu wschodnioeuropejskiego mógł być zupełnie inny niż dzisiaj, tzn. że strefa T-T jeszcze wówczas nie istniała, a krawędź kontynentu Bałtyki mogła się składać z rozłamów o przebiegu południkowym i równoleżnikowym. W konsekwencji rozłam T-T można traktować jako wewnątrzkratoniczny. Podobne pogląd wyrażał jeden z autorów (Mizerski, 1988, 1995, 1996), uważając, że nie ma żadnych dowodów na to, żeby obecna strefa krawędziowa kratonu wschodnioeuro-

pejskiego miała by być jakąkolwiek strefą kolizji, nie negując małoskalowych ruchów przesuwczych zarówno wzdłuż dyslokacji w obrębie kratonu, jego przedpola, jak i wzdłuż strefy T-T. Kotański i Mizerski (2000) przedstawili mapę tektoniczną Polski (ryc. 2C), na której kraton wschodnioeuropejski jest przedłużony aż do czoła nasunięć waryscyjskich i jedynie blok małopolski był przez nich uważany za terran.

Dyskusja na temat tektoniki przedpola kratonu wschodnioeuropejskiego trwa ciągle i nie może zostać zakończona z uwagi na niedostateczne argumenty przedstawiane przez różnych autorów. Faktem jest istnienie deformacji kaledońskich na obszarze bloku pomorskiego, obecność deformacji waryscyjskich na bloku łysogórskim (czy też łysogórsko-radomskim), deformacji kadomskich, kaledońskich i waryscyjskich w obrębie bloku kieleckiego (czy szerzej – małopolskiego). Ale już relacje między tymi blokami są bardzo niejasne. Podobnie jest z samą strefą T-T i zachowaniem się w niej osadów paleozoicznych. Przyczyną jest oczywiście niedostatek danych związany z dużą głębokością występowania skał paleozoicznych. Stąd spekulacje, z których wiele jest zupełnie nieuzasadnionych.

PRZEDPOLE KRATONU WSCHODNIOEUROPEJSKIEGO

Różna i niekiedy całkowicie dowolna interpretacja ewolucji geo- i paleotektonicznej fragmentów obecnego przedpola kratonu wschodnioeuropejskiego często prowadziła do ekstrapolowania rozwoju geotektonicznego jednego fragmentu przedpola na cały jego obszar, co absolutnie nie znajdowało odzwierciedlenia w faktach geologicznych. Najbardziej zdecydowanym orędownikiem istnienia jednego pasma fałdowego wzdłuż strefy T-T był Znosko (1964, 1986, 1987), wg którego pasmo to miało być południowo-wschodnim odgałęzieniem kaledonidów północnej Europy. Było to kontynuacją wcześniejszych poglądów na kaledonidy europejskie. Znalazło to swoje odzwierciedlenie w mapie tektonicznej Polski autorstwa Znoski (1998), co było tylko potwierdzeniem jego wcześniejszych, ciągle powtarzanych poglądów, które zostały uznane wcześniej za udowodnione i uwzględnione na „Międzynarodowej mapie tektonicznej Europy” (1981) i „Mapie tektonicznej SW brzegu platformy wschodniej Europy” (Znosko, 1987). Pogląd ten (ryc. 2D), podtrzymywany m.in. przez Dadleza i Jaroszewskiego (1994), na wiele lat zagościł w kanonie wiedzy o budowie geologicznej środkowej Europy. Dopiero gdy w Polsce zostały już ugruntowane poglądy na tektonikę płyt litosfery, do poglądu Znoski (1964, 1986, 1987) zaczęto podchodzić sceptycznie, tym bardziej, że wiele faktów nie zgadzało się z tą tezą. Istnienie kaledonidów na obszarze Polski zanegował Głazek (1995). Mimo tego niektórzy naukowcy nadal twierdzili, że na wybranych, szczególnie północnych, odcinkach struktury staropaleozoiczne (kaledońskie) są nasunięte na skraj kratonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 1E). Z czasem południowo-wschodni zasięg domniemanego pasma kaledońskiego zaczęto znacznie redukować. Stało się to dzięki coraz lepszemu rozpoznaniu głębszego podłoża południowej Polski. Okazało się, że jest ono złożone z bloków, oddzielone od siebie rozłamami skorupowymi, a każdy z tych bloków ma nieco inną historię i budowę geologiczną. Stało się oczywistym, że w

sąsiedztwie kratonu wschodnioeuropejskiego nie ma miejsca na orogen kaledoński, ponieważ główne deformacje fałdowe i słaby anchimetamorfizm skał okrucowych ediakaru i terenu (?) są związane ze starszymi, bo kadomskimi ruchami tektonicznymi (Buła, Habryn, 2011), a niesfałdowane utwory ordowiku i syluru leżą niemal płasko na zdeformowanych skałach neoproterozoiku. Ta część przedpola kratonu wschodnioeuropejskiego jest blokiem małopolskim, oddzielnym od kieleckiego uskokiem Chmielnika–Ryszkowej Woli (Żelaźniewicz i in., 2011; Mizerski i in., 2016). Co prawda, od zachodniej strony bloku małopolskiego występują staropaleozoiczne fałdowe deformacje tektoniczne, ale można je wiązać ze zróżnicowanymi ruchami pionowymi podłoża. Struktury, które można by zdecydowanie uznać za kaledońskie, występują dopiero w wąskiej strefie wzdłuż rozłamu Kraków–Lubliniec (Żaba, 1999). W tym bloku są też obecne fałdowe deformacje waryscyjskie, ale są to przede wszystkim, jak wynika z obrazu kartograficznego powierzchni podpermskiej, struktury szerokopromienne.

Wśród bloków przedpola kratonu wyróżnia się blok kielecki, oddzielony od bloku łysogórskiego dyslokacją (rozłamem) świętokrzyską. Można w nim z pewnością wyróżnić trzy etapy aktywności tektonicznej (Mizerski, 1988, 1995, 1996): młodokadomski (lub starokaledoński) w kambrze, młodokaledoński na przełomie syluru i dewonu (jest z nim związany słaby magmatyzm diabazowy) oraz waryscyjski w późnym karbonie. Żaden jednak etap górotwórczości w bloku kieleckim nie miał wg autorów charakteru orogenicznego. Na podkreślenie zasługuje fakt, że zdecydowana większość różnowiekowych struktur fałdowych występujących w obrębie bloku kieleckiego ma osie o zbliżonym do siebie przebiegu. Nie bez znaczenia jest również to, że w skałach dolnokambryjskich bloku kieleckiego występują fałdy wskazujące na kompresję skierowaną od północy, podczas gdy struktury fałdowe w skałach młodszych świadczą o kompresji skierowanej od południa (Mizerski, 1992, 1995).

Inną historią geologiczną charakteryzuje się blok łysogórski, w którym występują wyłącznie fałdowe struktury wieku waryscyjskiego. Na przełomie kambru i ordowiku oraz syluru i dewonu przypadają również ruchy tektoniczne, które można wiązać z fazami staro- i młodowaryscyjskimi, lecz były to wyłącznie ruchy pionowe, które doprowadziły do spłycenia sedymentacji i zmiany facji na lagunowe w najniższym dewonie (Głazek i in., 1981) oraz do nieznacznych niezgodności kątowych między piętrzem kaledońskim a waryscyjskim (Gaęła, 2015).

Pozostaje ciągle dyskutowana geneza zlepieńca miedzianogórskiego, leżącego niezgodnie na skałach sylurskich w rejonie Miedzianej Góry, na zachodnim krańcu trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Kowalczewski, 1968). Głównym składnikiem tego zlepieńca są skały niezwykle podobne do kwarcytów łysogórskich. Nie ma w nich fauny, lecz ich wiek kambryjski jest niewątpliwym. Według Kowalczewskiego (1968) ich obecność w spągu utworów dewońskich jest bezspornym dowodem na istotne ruchy fałdowe i wypiętrzające w bloku łysogórskim na przełomie syluru i dewonu. Kłopot w tym, że miejsca występowania zlepieńców miedzianogórskich są bardzo rzadko spotykane, a obecność skał kambryjskich w zlepieńcu można wytłumaczyć choćby istnieniem lokalnych

zrębów, które powstały w czasie wypiętrzających ruchów młodokaledońskich w tym rejonie, a których erozja dostarczyła materiału do lokalnie powstałego zlepieńca miedziogórskiego.

Mimo braku wyraźnych dowodów na intensywne, fałdowe ruchy młodokaledońskie w bloku łysogórskim, za ich działaniem opowiadali się Johnston i in. (1994), Dadlez i in. (1994) oraz Kowalczewski i Dadlez (1996), opierając się na profilach szybków wykonanych przez Czarnockiego (1928, 1958) w utworach łupkowych na północnych stokach Wiśniówki. Wobec braku przełań skał kambryjskich w kamieniołomie, deformacje te zostały zinterpretowane przez Orłowskiego i Mizerskiego (1995) jako związane z ruchami masowymi na stoku Wiśniówki. Do dzisiaj nie przybyły żadne nowe dane mogące świadczyć o tym, że deformacje te mają charakter tektoniczny.

Uwagę zwraca fakt, że osie głównych struktur tektonicznych w bloku kieleckim i łysogórskim są identyczne, co pozwala stwierdzić, że fałdowe deformacje w obu blokach przez cały paleozoik do wczesnego karbonu włącznie powstawały w podobnym polu naprężeń.

Zupełnie inna sytuacja geotektoniczna jest na Pomorzu Zachodnim. Wiercenia, które sięgnęły skał podpermskich (Dadlez, 1974, 1978), pozwoliły na wykonanie zgeneralizowanej mapy struktur tektonicznych podłoża podpermskiego. Nie ulega wątpliwości, że wyinterpretowane struktury fałdowe mają osie równoległe do obecnej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego w tym rejonie.

Należy jednak zauważyć, że dolny paleozoik na Pomorzu Zachodnim jest słabo rozpoznany (Wagner, 1999). Fragmenty osadów starszego paleozoiku zostały nawiercone tylko w strefie T-T między Koszalinem a Bydgoszczą. Są to fragmenty profili ordowiku (głównie karadok), rzadziej syluru (wenlok-przydol). Dokładne profilowanie rdzeni wiertniczych otworów Polskie Łąki PIG 1 (Matyja, 2007), Jamno IG 1, IG 2 i IG 3 (Matyja, 2008) i Bydgoszcz (Matyja, 2011) pozwoliły na stwierdzenie silnego zaangażowania tektonicznego tych utworów, jednak w żadnym z tych profili nie odnotowano oznak metamorfizmu. Stopień ich zaangażowania tektonicznego jest bardzo podobny do zaangażowania tektonicznego utworów kambryjskich w bloku kieleckim Gór Świętokrzyskich, gdzie deformacje nie mają charakteru orogenicznego, lecz są związane z przenoszeniem naprężeń z obszaru orogenu na jego przedpole.

Ostrożnie o poglądzie na temat struktur kaledońskich na obszarze Pomorza Zachodniego i ich związkach z kaledonidami Europy północnej wyraża się Karnkowski (1999, 2008), który nie neguje jednak (bo przecież autorzy też ich nie negują) deformacji wieku kaledońskiego, zaliczając obszar Pomorza Zachodniego na mapie głównych jednostek tektonicznych na powierzchni podpermskiej do platformy epikaledońskiej.

Podhalańska i Modliński (2006) oraz Poprawa i in. (2006) uważają, że utwory ordowiku i syluru strefy Koszalin–Chojnice wykazują, szczególnie w sylurze, związki z obszarem kratonu wschodnioeuropejskiego. Natomiast utwory ordowiku tej strefy oraz obszaru Rugii, Pomorza i syneklizy perybałtyckiej charakteryzują się odmiennością reżimu depozycyjnego, co jednak nie wyklucza bezpośredniego sąsiedztwa tych obszarów w starszym paleozoiku. Tym samym, koncepcja awalońskiego pochodzenia bloku

pomorskiego została tu podważona. Jeszcze bardziej dobitniej, choć ostrożniej, wypowiedzieli się Poprawa i in. (2006), którzy na podstawie charakterystyki geochronologicznej obszarów źródłowych dla dolnopaleozoicznych utworów NW części kratonu wschodnioeuropejskiego i strefy Koszalin–Chojnice uznali, że w starszym paleozoiku Bałtyka sięgała prawdopodobnie bardziej na zachód niż obecna strefa T-T, natomiast płytki metamorfizm na zachodnim skłonie Bałtyki mógł być związany z rozpadem Rodinii, a osady starszego paleozoiku w strefie Koszalin–Chojnice powstawały w proksymalnej części zapadliska przedgórskiego kaledonidów.

Tak więc na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego i jego przedpola mamy do czynienia z kilkoma odrębnymi fragmentami skorupy ziemskiej o różnej historii geologicznej. Największy z nich obejmuje północną i środkową część kratonu, leżące na E od strefy T-T, gdzie brak jest deformacji fałdowych w utworach paleozoiku, a głównymi są deformacje uskokowe o kierunku równoleżnikowym i subrównoleżnikowym.

Drugi element obejmuje południową część polskiego fragmentu kratonu, w którym utwory paleozoiczne (dewon i karbon) są sfałdowane i pocięte uskokami. Struktury fałdowe mają tu głównie rozciągłość NW–SE. Towarzyszą im uskoki podłużne, a także uskoki poprzeczne o kierunkach zarówno WNW–ESE, jak i SW–NE.

Trzeci segment to blok małopolski. Na mapie tektonicznej podłoża podpermskiego (Pożaryski, Dembowski, 1984; Pożaryski, Karnkowski, 1992) pokazano, że generalna rozciągłość warstw skał paleozoicznych ma kierunek NW–SE. Jest to dobrze widoczne nie tylko w obu skrzydłach tzw. antyklinorium dolnego Sanu, ale znajduje też odzwierciedlenie w kierunkach uskoku występujących w jądrowej partii tego antyklinorium, które tworzą rowy tektoniczne o takim kierunku, a w których występują utwory ordowiku i syluru. Można byłoby sądzić, że regionalne kierunki rozciągłości warstw NW–SE są wynikiem przebudowy laramijskiej (taki kierunek ma laramijski wał środkowopolski, w jądrze którego znajduje się antyklinorium dolnego Sanu), ale żeby to rozstrzygnąć konieczne są dane z wierceń, pomiary biegów i upadów skał paleozoicznych. Przeciwno tej tezie przemawia jednak fakt, że w obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich występują laramijskie struktury utworzone ze skał mezozoicznych o kierunkach NW–SE, podczas gdy sąsiadujące z tymi strukturami fałdy w utworach paleozoicznych mają kierunki WNW–ESE.

Czwartym segmentem jest blok kielecki, który przeszedł najbardziej złożoną historię tektoniczną, ale charakteryzuje się jednym dominującym kierunkiem strukturalnym (WNW–ESE). Zwraca też uwagę fakt, że zbiornik, w którym powstawały osady paleozoiku był generalnie płytki, ale zmieniał się w czasie. O ile środkowokambryjska formacja łupków z Gór Pieprzowych mogła się tworzyć na głębokim szelfie lub stoku kontynentalnym, o czym świadczą liczne struktury spływowe (Mastella, Mizerski, 1981), to górnokambryjska formacja łupków z Klonówki jest wybitnie płytkowodna. Z kolei osady franu to osady szelfowe, co najwyżej częściowo głębszego szelfu, a osady dolnokarbońskie to utwory raczej stoku kontynentalnego, za czym przemawia obecność olistolitów w osadach. Świadczy to o ciągłym niepokoju tektonicznym podczas sedymentacji,

nasilającym się w czasie ruchów orogenicznych na zachód i południe od kontynentu Bałtyka. Jednak ewolucja geotektoniczna segmentu była podporządkowana podobnemu polu naprężeń, o czym świadczą pokrywające się kierunki strukturalne powstałe podczas różnowiekowych ruchów tektonicznych.

Kolejną strukturą jest segment łysogórski lub też łysogórsko-radomski, który jest położony między dyslokacją świętokrzyską a, prawdopodobnie, uskokiem Grójca. W bloku tym mamy do czynienia z obecnością wyłącznie struktur waryscyjskich, choć te, podobnie jak waryscyjskie struktury bloku kieleckiego, nie mają charakteru orogenicznego. Tu również struktury waryscyjskie mają kierunek WNW–ESE. W rozwoju geotektonicznym tego bloku także można dostrzec znaczną ruchliwość dna basenu sedymentacyjnego, choć nie tak wyraźną jak w bloku kieleckim.

Wreszcie ostatni blok to segment pomorski. Za jego południową granicą można uznać uskoki Grójca, jednak granica ta może przebiegać znacznie bardziej na północ, ponieważ wydaje się, że podłoże paleozoiczne rejonu Kutna charakteryzuje się konsolidacją waryscyjską (Maciołek i in., 2012). W takim przypadku między obszarami łysogórsko-radomskim a pomorskim znajdowałyby się jeszcze jeden blok, ale omawianie go byłoby czystą spekulacją, dlatego też zostaje on tu pominięty. Blok pomorski cechuje się obecnością fałdowych deformacji kaledońskich, a struktury fałdowe mają osie o przebiegu NW–SE. Pytanie o możliwość wpływu ruchów laramijskich na ten kierunek należy na razie pozostawić bez odpowiedzi. Niezależnie od tego można stwierdzić, że obszar pomorski jest jedynym, w którym da się zauważyć wpływ obecnej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego na struktury fałdowe.

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiona powyżej charakterystyka bloków przedpola kratonu i jego marginalnej części skłaniają do wniosku, że owe przedpole nie może być rozważane jako jeden element o jednolitym rozwoju geotektonicznym. Przedstawione fakty oraz wcześniej wypowiedzane argumenty na ten temat (Głazek, 1996; Mizerski, Stupka, 2012; Mizerski i in. 2016) sprawiają, że model Dadleza i Jaroszewskiego (1994) oraz Znoski (1998) i nie może być traktowany jako spełniający kryteria udokumentowanej teorii geologicznej. Wszystkie fakty wydają się świadczyć o tym, że obecne zachodnie przedpole kratonu jest heterogeniczne. Zasadne pozostaje więc pytanie, czym ono jest, jakie jest jego miejsce w strukturze geologicznej Europy, w jaki sposób powinno być przedstawiane na mapach geologicznych Polski i kontynentu europejskiego?

Jeśli przyjmiemy, że podłoże staropaleozoiczne na Pomorzu Zachodnim nie jest pochodzenia awalońskiego, to logiczne będzie przyjęcie, że jest to pogrążony fragment kratonu wschodnioeuropejskiego, a zarazem pogrążony fragment kontynentu Bałtyki, który leżąc w marginalnej części kratonu był znacznie bardziej ruchliwy od jego części wewnętrznej i podlegał oddziaływaniom procesów, które zachodziły w trakcie likwidacji Morza Tornquista (ryc. 2E). Granica aktywna kontynentu musiała być położona już poza granicami Polski, co jest zgodne z ostatnią koncepcją Mazura i in. (2017), a także z sugestią wyrażaną

wcześniej przez Karnkowskiego (1999). Tę ostatnią autorzy witają z uznaniem i mają nadzieję, że dalsze prace ostatecznie przesądzą o zasięgu Bałtyki (kratonu wschodnioeuropejskiego) sięgającym w kierunku zachodnim znacznie dalej niż to do tej pory przyjmowano.

Zasadne pozostaje pytanie o kontynuację granicy aktywnej płyty litosfery Morza Torquista w kierunku południowo-wschodnim. Wydaje się, że obecnie takiej granicy nie widać poza strefą Kraków–Lubliniec, która ma wszystkie cechy szwu tektonicznego.

Autorzy artykułu są niezmiernie wdzięczni dr. hab. Pawłowi Karnkowskiemu oraz anonimowemu Recenzentowi za uwagi, które pozwoliły uczynić artykuł bardziej czytelnym i merytorycznym. Podziękowania kierujemy również do prof. dr. hab. Pawła Aleksandrowskiego i dr. hab. Juranda Wojewody za dyskusję z wyrażanymi przez autorów poglądami, choć nie zawsze byli skłonni zgodzić się z nimi. Z pewnością jednak ich uwagi przyczyniły się do powstania artykułu w obecnej wersji. Praca została wykonana częściowo w ramach realizacji zadania 22.4000.1701.04.1.

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P. 2017 – Prowincje tektoniczne Polski. [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 40.
- ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z. 2017a – Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie) 1 : 5 000 000. [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 43.
- ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z. 2017b – Struktury wczesnopaleozoiczne i późnoproterozoiczne (kaledońskie, sandomierskie i kadomskie) 1 : 5 000 000. [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 44.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H. 1981 – Wielkoskalowe ruchy przesuwce wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.*, 28: 385–397.
- BUŁA Z., HABRYN R. 2011 – Precambrian and Paleozoic basement of the Carpathian foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and West Ukraine). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 81: 221–239.
- CZARNOCKI J. 1928 – W sprawie rozbudowy kamieniołomów państwowych w Zagnańsku. *Posiedz. Nauk Państw. Inst. Geol.*, 19/20: 16–22.
- CZARNOCKI J. 1958 – W sprawie rozbudowy kamieniołomów państwowych w Zagnańsku. *Pr. Inst. Geol.*, 21: 122–159.
- DADLEZ R. 1974 – Tectonic position of Western Pomerania (northwestern Poland) prior to the Upper Permian. *Biul. Inst. Geol.*, 274: 49–87.
- DADLEZ R. 1978 – Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin–Chojnice. *Kwart. Geol.*, 22: 269–301.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W. 1994 – Tektonika. *Wyd. Nauk. PWN Warszawa*, s. 743.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z., ZNOSKO J. 1994 – Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Kwart. Geol.*, 38: 169–189.
- GĄGAŁA Ł. 2015 – Late Silurian deformation in the Łysogóry Region of the Holy Cross Mountains revisited: restoration of a progressive Caledonian unconformity in the Klonów Anticline and its implications for the kinematics of the Holy Cross Fault (central Poland). *Geol. Quart.*, 59: 441–456.
- GŁAZEK J. 1995 – A Caledonian Orogen in Poland? *Nacht. Deutsch. Geol. Ges.*, 54: 74–75.
- GŁAZEK J., KARWOWSKI Ł., RACKI G., WRZOŁEK T. 1981 – The Early Devonian continental/marine succession at Chełciny in the Holy Cross Mts and its paleogeographic and tectonic significance. *Acta Geol. Pol.*, 31: 233–250.
- GRAD M., POLKOWSKI M. 2016 – Seismic basement of Poland. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 105: 1199–1214.
- GUTERCH A., GRAD M. 2006 – Litospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. *Geol. Quart.*, 50: 23–32.
- 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.
- GUTERCH A., GRAD M., THYBO H., KELLER G.R. 1999 – POLONAISE'97 – an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. *Tectonophysics*, 314 (1–3): 101–121.
- JAWOROWSKI K., SIKORSKA M. 2005 – Związek jednostki łysogórskiej z kratonem wschodnioeuropejskim na tle badań sedymentologiczno-petrograficznych osadów kambriu. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 61: 13.

- JAWOROWSKI K., SIKORSKA M. 2006 – Łysogóry Unit (Central Poland) versus East European Craton – application of sedimentological data from Cambrian siliclastic association. *Geol. Quart.*, 50: 77–88.
- JOHNSTON J.D., TAIT J.A., OLIVER J.H., MURPHY F.C. 1994 – Evidence for a Caledonian orogeny in Poland. *Trans. of the Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sci.*, 85: 23–26.
- KARNKOWSKI P.H. 1999 – Origin and Evolution of the Polish Rotliegend Basin. *Pol. Geol. Inst., Spec. Pap.*, 3: 1–93.
- KARNKOWSKI P.H. 2008 – Regionalizacja tektoniczna Polski – Niz Polski. *Prz. Geol.*, 56: 895–903.
- KOTAŃSKI Z., MIZERSKI W. 2000 – Ścienna mapa tektoniczna i inne ściennie mapy geologiczne Polski w Muzeum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego. *Prz. Geol.*, 47: 62–65.
- KOWALCZEWSKI Z. 1968 – Złepienie miedzianogórskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 16: 20–23.
- KOWALCZEWSKI Z., DADLEZ R. 1996 – Tectonics of the Cambrian in the Wiśniówka area (Holy Cross Mts., Central Poland). *Geol. Quart.*, 40: 23–46.
- KRAUSS M. 1977 – Zur Mobilität tektonischer Einheiten des westlichen Teils der Osteuropäischen Plattform. *Wiss. Z. EMA Univ. Greifswald: 1–2*.
- LEWANDOWSKI M. 1993 – Paleomagnetism of the Paleozoic Rocks of the Holy Cross Mts (Central Poland) and the Origin of the Variscan Orogen. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc., A-23 (265): 1–85*.
- MACIOLEK J., MIZERSKI W., GÓRECKI W., SOKOŁOWSKA E., SZAMAŁEK K. 2012 – Nowe interpretacje struktury tektonicznej Polski i ich znaczenie dla poszukiwań złóż węglowodorów. *Abstrakty II Polskiego Kongresu Geologicznego, Państw. Inst. Geol., Warszawa: 51*.
- MASTELLA L., MIZERSKI W. 1981 – Etapy deformacji tektonicznych utworów kambryjskich Górnego Śląska. *Prz. Geol.*, 29: 351–355.
- MATYJA H. (red.) 2007 – Polskie Łąki PIG 1. Profile Głęb. Otw. Wiert. *Państw. Inst. Geol.*, 122: 1–174.
- MATYJA H. (red.) 2008 – Jamno IG1, IG2, IG3. Profile Głęb. Otw. Wiert. *Państw. Inst. Geol.*, 124: 1–276.
- MATYJA H. (red.) 2011 – Bydgoszcz IG1. Profile Głęb. Otw. Wiert. *Państw. Inst. Geol.*, 131: 1–163.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., BUFFENMYER V., LEWANDOWSKI M. 2015 – Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? *Tectonics*, 34: 2465–2477.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LEWANDOWSKI M., BUFFENMYER V. 2016 – Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, 692 (A): 29–43.
- MAZUR S., PORĘBSKI S., KĘDZIOR A., PASZKOWSKI M., PODHALAŃSKA T., POPRAWA P. 2017 – Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of foreland basin. *Terra Nova*, doi: 10.1111/ter.12302.
- MCKERROW W.S., MAC NIOCAILL C., AHLBERG P.E., CLAYTON G., CLEAL C.J., EAGAR R.M.C. 2000 – The late Palaeozoic relations between Gondwana and Laurussia. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 179: 9–20.
- MIEZDUNARODNAJA TEKTONICHESKAJA KARTA EUROPY. 1981. Izd. II, Moskwa.
- MIZERSKI W. 1988 – Ewolucja tektoniczna regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 36: 46–52.
- MIZERSKI W. 1992 – Tektonika utworów kambryjskich obszaru świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, 40: 142–146.
- MIZERSKI W. 1995 – Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in Central Europe. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 372: 1–47.
- MIZERSKI W. 1996 – Czy w Górach Świętokrzyskich są kaledonidy? *Prz. Geol.*, 44: 381–385.
- MIZERSKI W., SKUREK-SKURCZYŃSKA K. 2000 – Problemy tektoniki zachodniego przedpola platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce – fakty, interpretacje, otwarte kwestie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 393: 115–133.
- MIZERSKI W., STUPKA O. 2005 – Zachodni i południowy zasięg kratonu wschodnioeuropejskiego. *Prz. Geol.*, 53: 1030–1039.
- MIZERSKI W., STUPKA O., OLCZAK-DUSSELDORP I. 2012 – Does the East European branch of the Caledonides exist? *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 449: 109–118.
- MIZERSKI W., STUPKA O., OLCZAK-DUSSELDORP I. 2016 – Remarks of correlation of tectonic blocks in the foreland of the East European Craton in Poland with those in Ukraine. *Geol. Quart.*, 60: 124–132.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z. 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, 61: 502–520.
- NAWROCKI J., POPRAWA P. 2006 – Development of the Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacarian to Early Palaeozoic accretion. *Geol. Quart.*, 50: 59–79.
- ORŁOWSKI S., MIZERSKI W. 1995 – Jeszcze raz o budowie geologicznej Góry Wiśniówki – Góry Świętokrzyskie. *Prz. Geol.*, 43: 11–14.
- PHAROAH T.C. 1999 – Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone TESZ, a review. *Tectonophysics*, 32: 291–312.
- PODHALAŃSKA T., MODLIŃSKI Z. 2006 – Stratygrafia i wykształcenie facjalne osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin-Chojnice; podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 186: 39–78.
- POPRAWA P., PASZKOWSKI M., FANNING M.C., PÉCSKAY Z., NAWROCKI J., SIKORSKA M. 2006 – Charakterystyka geochronologiczna obszarów źródłowych dla dolnopaleozoicznych utworów z NW kratonu wschodnioeuropejskiego oraz strefy Koszalin-Chojnice; datowania detrytycznych łyszczyków (K/Ar) i cyrkonów (U/Pb SHRIMP). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 186: 149–164.
- POŻARYSKI W. 1974 – Obszar świętokrzysko-lubelski. [W:] Budowa geologiczna Polski, t. IV cz. 1, Wyd. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1990 – Kaledonidy środkowej Europy – orogenezą przesuwanym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, 38: 1–9.
- POŻARYSKI W., DEMBOWSKI Z. (red.) 1984 – Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich w skali 1 : 1 000 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W., KARNKOWSKI P. 1992 – Tectonic map of Poland during the Variscan time, 1 : 1 000 000. Wyd. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W., NAWROCKI J. 2000 – Struktura i lokalizacja brzegu platformy wschodnioeuropejskiej w Europie Centralnej. *Prz. Geol.*, 48: 703–706.
- STOLARCZYK F. 1979 – Powstanie lokalnych form tektonicznych w polskiej części syneklizy perybaltyckiej na tle rozwoju geologicznego całej jednostki. *Acta Geol. Pol.*, 29: 519–558.
- STRIPEIKA A. 1999 – Tectonic evolution of the Baltic Syneclise and local structures in the South Baltic Region with respect to their petroleum potential. *Liet. Geol. Tarn, Vilnius*.
- TOMCZYK H. 1988 – Region łysogórski a platforma wschodnioeuropejska w cyklu kaledońsko-waryscyjskim. *Prz. Geol.*, 36: 9–17.
- TORSVIK T.H., REHNSTRÖM E.F. 2003 – The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. *Tectonophysics*, 362: 67–82.
- WAGNER R. 1999 – Paleozoik zachodniego Pomorza. *Przew. LXX Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Szczecin: 2–29*.
- ZNOSKO J. 1964 – Poglądy na przebieg Kaledonidów w Europie. *Kwart. Geol.*, 8: 697–720.
- ZNOSKO J. 1986 – Polish Caledonides and their relations to mother European Caledonides. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 56: 33–52.
- ZNOSKO J. 1987 – Mapa tektoniczna SW brzegu platformy wschodniej Europy (IGCP-86) – uwagi i impresje. *Prz. Geol.*, 35: 1–7.
- ZNOSKO J. (red.) 1998 – Mapa tektoniczna Polski 1 : 500 000. [W:] Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻABA J. 1999 – Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 166: 1–162.
- ŻELAZNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K. 2011 – Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław, s. 64*.