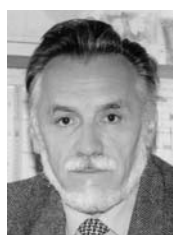


Zachodni i południowy zasięg kratonu wschodnioeuropejskiego

Włodzimierz Mizerski* & Orest Stupka**



W. Mizerski

O. Stupka

Western and southern extent of the East European Craton. *Prz. Geol.*, 53: 1030–1039.

S u m m a r y. The problem of the western and southern borders of the East European Platform is still subject to debate; different authors variously put this border on the geological maps of Europe. The deepness of the crystalline basement between the T–T zone and the Variscan orogen and within the so-called Scythian Platform makes recognizing the geotectonic structure of the area difficult. There are relatively few and small regions with rocks older than Mesozoic. There is no direct access to Precambrian strata over most of the area. Most structural information is provided by geophysical methods, but they do not allow to date the age of consolidated basement. The paleomagnetic studies of the area give equivocal results. Our analysis of available materials from between the T–T zone and the Variscan orogen and the Scythian Platform suggests that the Precambrian Platform has a larger extent than it was generally assumed. The platform extends westwards even as far as the front of the Variscan orogen, and to the SW and S

it may reach the Alpine folded structures.

Key words: East European Platform, geotectonics, Scythian Platform, Poland, Ukraine

Na mapach tektonicznych Europy zasięg platformy wschodnioeuropejskiej przedstawiany był różnie. Było to spowodowane z jednej strony słabym rozpoznaniem skonsolidowanego podłoża, z drugiej zaś — różną interpretacją danych geologicznych i geofizycznych. Dotyczy to zarówno obszaru położonego na zachód od strefy Teysseyre'a–Tornquista (T–T), jak i tzw. platformy scytyjskiej.

Na zdjęciach satelitarnych linia T–T zaznacza się bardzo słabo, bardzo dobrze natomiast widoczna jest linia Warty (Szczecin–Poznań–Miechów) oraz Łaby. Do tego trzeba dodać, że między linią T–T a linią Łaby na zdjęciach widać „fakturę” charakterystyczną dla fundamentu kratonu wschodnioeuropejskiego, a cały ten obszar pocięty jest licznymi rozłamami wkraczającymi na obszar starej platformy.

Na mapach tektonicznych Europy obszar Polski położony między strefą T–T a czołem orogenu waryscyjskiego jest przedstawiany na ogół jako fragment platformy paleozoicznej. W ostatnim trzydziestoleciu dokonano znacznego postępu w rozpoznaniu budowy geologicznej tego obszaru, przede wszystkim dzięki wierceniom i badaniom geofizycznym (Dadlez, 1974, 1978; Marek & Znosko, 1974; Guterch i in., 1986, 1994, 1999; Guterch & Grad, 2000; Nawrocki, 1991, 1992, 1993a, 1993b, 1995; Lewandowski, 1994, 1995; Liszkowski i in., 1998; Pożaryski & Nawrocki, 2000). Mimo to, interpretacje geologiczne dotyczące ewolucji geotektonicznej tego obszaru (i jego fragmentów) oraz jego przynależności do określonych, różnowiekowych jednostek geotektonicznych znacznie się od siebie różnią, a często bywają skrajnie różne (Znosko, 1974, 1984, 1986, 1992, 1999, 2001; Pożaryski & Kotański 1978; Karnkowski, 1980; Pożaryski i in., 1980, 1992; Tomczyk, 1980; Brochwicz-Lewiński i in., 1981; Dadlez, 1982, 1987, 1990, 1994, 1997; Ziegler, 1982; Pożaryski, 1990, 1991, 1997; Mizerski, 1988, 1995; Pożaryski & Karnkowski, 1992; Pożaryski & Tomczyk, 1993; Moczydłowska, 1993; Dadlez & Jaroszewski, 1994; Dadlez i in., 1994; Lewandowski, 1993, 1994, 1995; Głazek, 1995; Nawrocki, 1995; Liszkowski i in., 1998; Kotański & Mizerski, 2000, 2001; Mizerski & Skurek-Skurczyńska, 2000; Pożaryski & Nawrocki, 2000; Głazek i in., 2000). Pogląd, że prekambryjska platforma sięga poza strefę T–T

znajdujemy też w pracach Królikowskiego i in. (1996) i Tomczyka (2000).

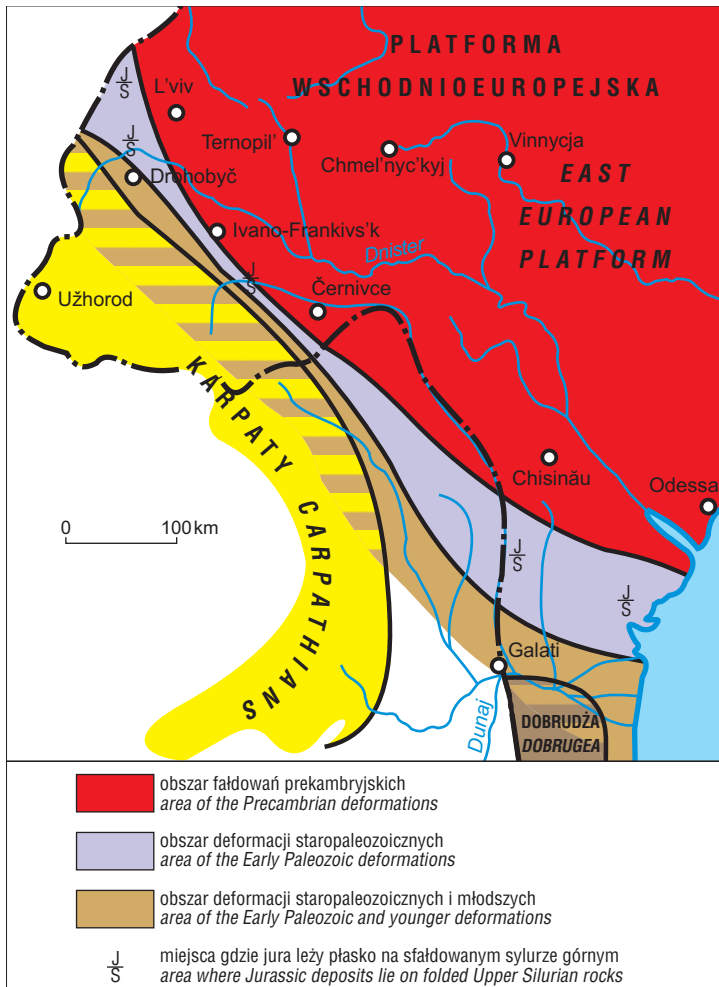
Główne rozbieżności w poglądach na budowę i ewolucję geologiczną obszaru położonego między strefą T–T a czołem orogenu waryscyjskiego dotyczą wieku ostatecznej konsolidacji podłoża, wieku deformacji tektonicznych i ich wpływu na konsolidację oraz pozycji geotektonicznej w przeszłości i obecnie. Jedni autorzy widzą tu obszar o konsolidacji kaledońskiej (Pożaryski, 1990, 1991, 1997; Znosko, 1992; Dadlez & Jaroszewski, 1994; Dadlez i in., 1994; Pożaryski & Nawrocki, 2000); niektórzy z nich (Dadlez & Jaroszewski, 1994) wzdłuż strefy T–T umiejscawiają kaledońską strefę subdukcji. Poparciem tej tezy może być interpretacja wyników badań geofizycznych przeprowadzonych w czasie projektu POLONAISE'97 (Guterch i in., 1999). Inni autorzy sądzą, że wiek konsolidacji podłoża różnych odcinków platformy wschodnioeuropejskiej jest różny (Brochwicz-Lewiński i in., 1981; Mizerski, 1988, 1995; Kotański & Mizerski, 2000, 2001). Na mapie tektonicznej Polski Kotańskiego i Mizerskiego (2000, 2001) do prekambryjskiej platformy zaliczono również przedpole od Pomorza po dyslokację świętokrzyską. Problemy tektoniki zachodniego przedpola dyskutował już pierwszy z autorów w jednej ze swych prac (Mizerski & Skurek-Skurczyńska, 2000). Nowych danych dostarczyły też badania przeprowadzone w ostatnich latach w ramach projektu „Paleozoiczna akrecja Polski” (Nawrocki & Zelaźniewicz, 2005).

Podobne, dyskusyjne problemy dotyczą też ukraińskiego przedpola platformy wschodnioeuropejskiej (ryc. 1) i jej stosunku do tzw. platformy scytyjskiej.

Na temat wieku ruchów tektonicznych i konsolidacji podłoża w obrębie południowo-zachodniego przedpola platformy wschodnioeuropejskiej, wypowiedane były poglądy o ich bajkalskim, kaledońskim bądź waryscyjskim wieku. Niemal do lat 60. ubiegłego wieku sądzono, że w podłożu zapadliska przedkarpacciego znajduje się świętokrzysko-dobrudzki orogen waryscyjski, który miał być źródłem materiału okrucowego dla basenu karpacciego. Pogląd taki miały uzasadniać wyniki wierceń Ugersko–6, 7, 8 i in. (ryc. 2). Występujące w profilach tych otworów skały były silnie stektonizowane, ale ich wiek był staropaleozoiczny. U podstawy nowej koncepcji leżą rezultaty wiercenia Rawa Ruska–1 i Olesko–1, które zostały wykonane na terytorium starej platformy. O ile w wierceniach Olesko–1, leżącym 80 km na wschód od zapadliska przedkarpacciego, pod pokrywą osadów mezozoicznych leżą poziomo platformowe osady dewonu, syluru i kambru, to

*Państwowy Instytut Geologiczny ul Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; wlodzimierz.mizerski@pgi.gov.pl

**Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Materials, Naukova 3e, 79053 Lviv, Ukraine



Ryc. 1. Wiek deformacji na południowo-zachodnim przedpolu platformy wschodnioeuropejskiej (wg Gofssteina, 1957 — zmodyfikowany)
Fig. 1. The age of the tectonic deformations on the south-western foreland of the East European Platform (Gofssteina, 1957 — modified)

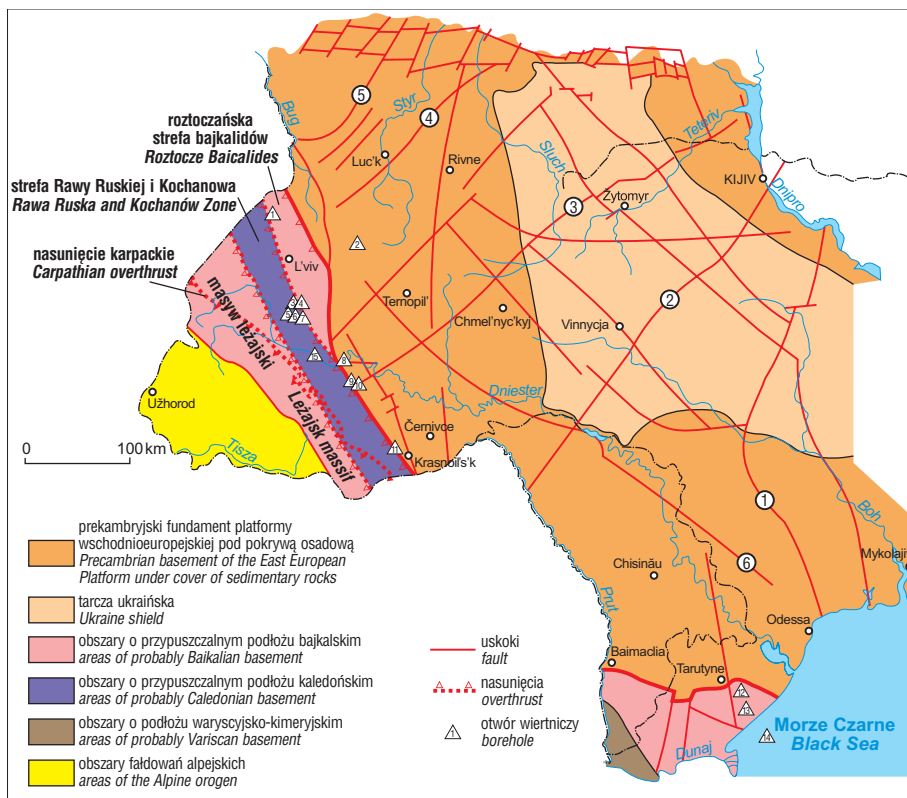
w wierceni Rawa Ruska-1 (ryc. 2), położonym bliżej zapadliska, pod osadami jurajskimi leżą silnie zdeformowane serie dolnodawońsko-sylurskie. Te fakty pozwoliły sformułować tezę o istnieniu w fundamencie obszaru platformowego za zachodzie Ukrainy kaledonidów, nasuniętych wzdłuż dyslokacji Rawy Ruskiej na brzeg starej platformy (Sandler & Głuszko, 1955). Analogiczny punkt widzenia dla południowej Ukrainy i Mołdawii (ryc. 1) przedstawił Gofsztejn (1957). Później struktura paleozoicznego przedpola platformy wschodnioeuropejskiej była przedstawiana jako pogrzebane megaantyklinorium, którego jądro zbudowane było z metamorficznych kompleksów prekambryjskich (masyw leżański), a skrzydło północno-wschodnie — ze sfałdowanych utworów dolnopaleozoicznych (Popow & Głuszko, 1962). Dalej na wschód po raz pierwszy stwierdzono występowanie strefy fałdów waryscyjskich paleozoicznego rowu lwowskiego. Niektórzy geolodzy (Wiszniakow i in., 1966), twierdzili, że dla zachodniej części rowu lwowskiego charakterystyczne są liniowe struktury kompresyjne, którym towarzyszą uskoki odwrócone i nasunięcia, będące strukturami wewnętrznej strefy rowu przedgórskiego waryscydów, powstałej na młodszym podłożu w porównaniu z sąsiadującym przedpołem platformy wschodnioeuropejskiej. Chiżniakow (1975), uważając, że „korzenie Karpat” są wieku bajkalskiego, wypowiedział pogląd o tym, że waryscyjskie fałdy rowu lwowskiego nie są analogami struktur Gór Świętokrzyskich, a znajdują swe przedłużenie w obrębie rowu lubelskiego. Staropaleozoiczną strefę deformacji

Rawy Ruskiej paralelizowano z kaledońskimi fałdami wyniesienia radomsko-kraśnickiego. Główną rolę ruchów kaledońskich w formowaniu się struktur fałdowych przedpola platformy wschodnioeuropejskiej, upatrywali też Busz i in. (1973).

Dzięki określeniu wieku bezwzględnych skał obszaru przedkarpackiego Semenenko i in. (1965) wyróżnili na skraju platformy wschodnioeuropejskiej (wzdłuż uskoku Rawy Ruskiej) dużą strefę galicyjskich ryfeidów i kaledonidów. Żurawlew (1972) zaproponował, aby tę strefę nazywać anglo-galicyjską strefą ryfeidów. Tym samym, w skład epibajkalskiego przedpola platformy wschodnioeuropejskiej została włączona cała południowo-wschodnia gałąź kaledonidów Europy, Góry Świętokrzyskie, obszar ukraińskiego przedkarpacia i rów przeddobrudzki. Dikensztejn i in. (1975) swój pogląd o bajkalskim wieku podłoża tego obszaru opierali na tym, że w strefie ciągnącej się od Pomorza przez Ukrainę do Mołdawii występuje pas kaledonidów, oddzielony od waryscydów Europy środkowej bajkalskimi masywami (wiślańskim i leżańskim).

Dzisiaj powszechnie uważa się, że przy ukraińskim skraju platformy wschodnioeuropejskiej znajdują się struktury bajkalskie, a na południowym zachodzie wyróżnić można strefę epikaledońskiej konsolidacji (strefa wczesnych kaledonidów Rawy Ruskiej i strefa kochanowska późnych kaledonidów), którą uważa się za południowo-wschodnią gałąź „środkoeuropejskich kaledonidów” (Krupskij, 2001) — ryc. 2. Te dwa obszary to części paleozoicznej platformy Europy Zachodniej i środkowej. Jej granicę z platformą wschodnioeuropejską prowadzi się wzdłuż nasunięcia Radechow-Rogatin. Jednak to tylko jeden z licznych wariantów przebiegu granicy starej platformy. Wszystkie warianty przedstawia ryc. 3. Każdy z badaczy uważa, że jego wariant granicy stanowi przedłużenie strefy T-T. Przyczyną takiej różnorodności wariantów jest to, że brak jest wypracowanych kryteriów, według których należałoby tę granicę poprowadzić (Stupka, 1995). Jeśli przeanalizować założenia każdego z wariantów, to zwraca uwagę fakt, że z określonej ilości danych jednemu z nich (może to być strefa wysokich gradientów siły ciężkości lub strefa wyraźnych anomalii grawimetrycznych, strefa nagłej zmiany cech pola magnetycznego lub skokowe obniżenie się powierzchni fundamentu, silne zdyslokowanie pokrywy osadowej lub zmiany fałdalne w jej obrębie i in.) przydaje się zasadnicze znaczenie dla określenia pozycji granicznego rozłamu, a inne dane traktowane są jako uzupełnienie głównego argumentu. Nowe wyniki badań geologicznych i geofizycznych nie zmieniają radykalnie sytuacji. Przeciwnie, zaostrzają one dyskusję o tym czy innym wariantcie, lub też są przyczyną pojawiania się nowych wariantów.

Poglądy, że południowy odcinek granicy platformy wschodnioeuropejskiej w regionie czarnomorskim jest obramowany młodą strefą fałdową, pojawiły się jeszcze na przełomie XIX i XX w. Do 1955 r. ten fragment skorupy ziemskiej uważany był za pogrzebaną waryscyjską strefę fałdową. Jednak obszary kaledońskiej konsolidacji nie zostały wyróżnione ani w rejonie Morza Czarnego, ani na obszarze przedkaukaskim, ani na Kaukazie. Muratow (1955) zaliczył ten obszar do młodych platform i nazwał ją platformą scytyjską. Jednak w swych pracach późniejszych (Muratow, 1969, 1981) autor ten zmienił swój pogląd i zaczął uważać fundament platformy scytyjskiej za relikty kontynentalnej skorupy wieku bajkalskiego, która „przyrosła” do południowego skraju platformy wschodnioeuro-



Ryc. 2. Szkic tektoniczny fundamentu południowo-zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej i jej przedpola na Ukrainie i w Mołdawii (wg Kurpskiego, 2001 — zmodyfikowany). 1–6 — główne uskoki: 1 — odeski, 2 — białocerkiewski, 3 — teterewski, 4 — łucki, 5 — Włodzimierza Wołyńskiego, 6 — podolski; rójkiaty oznaczają otwory wiertnicze cytowane w tekście: 1 — Rawa Ruska–1; 2 — Olesko–1; 3, 4 — Derżiw–1 i Derżiw–3; 5, 6, 7 — Ugersko–6, Ugersko–7 i Ugersko–9; 8 — Ivano–Frankowsk–1; 9, 10 — Kaminna–16 i Kaminna–15; 11 — Łopuszna–1; 12 — Sarata–4; 13 — Bałabanovka–1, 14 — Morska–1, 15 — Trostianets–14

Fig. 2. Tectonic sketch of the south-western part of the East-European Platform in Ukraine and Moldova (after Krupski, 2001 — modified). 1–6 — main faults: 1 — Odessa, 2 — Bela Cerkev, 3 — Teteriv, 4 — Luc' —, 5 — Volodymyr-Volynsky, 6 — Podolia. Triangle — boreholes discussed in the text: 1 — Rawa Ruska-1; 2 — Olesko-1; 3, 4 — Derżiv-1 i Derżiv-3; 5, 6, 7 — Ugersko-6, Ugersko-7 i Ugersko-9; 8 — Ivano-Frankiv's'k-1; 9, 10 — Kaminna-16 i Kaminna-15; 11 — Łopuszna-1; 12 — Sarata-4; 13 — Balabanovka-1, 14 — Morska -1, 15 — Trostianets-14

pejskiej. Kompleksy paleozoiczne leżące na bajkalskim podłożu odniósł Muratow (1981) do dolnego piętra pokrywy platformowej. Ten punkt widzenia przyjmowany jest i dzisiaj. Na szkiecach tektonicznych obszar platformy scytyjskiej ma postać pasa ciągnącego się wzdłuż południowego skraju platformy prekambryjskiej, od Odessy do zachodnich wybrzeży Morza Kaspijskiego. Jednak w miarę przybywania nowych danych wiertniczych i geofizycznych, utrzymanie tego poglądu stawało się coraz trudniejsze. Narastała tendencja do rozszerzania zakresu cech, które leżały u podstawy wydzielenia młodych platform jako samodzielnych jednostek skorupy ziemskiej, a platformy scytyjskiej w szczególności. Pojawiło się ponad dziesięć definicji pojęcia „młoda platforma”, co jeszcze bardziej skomplikowało sytuację.

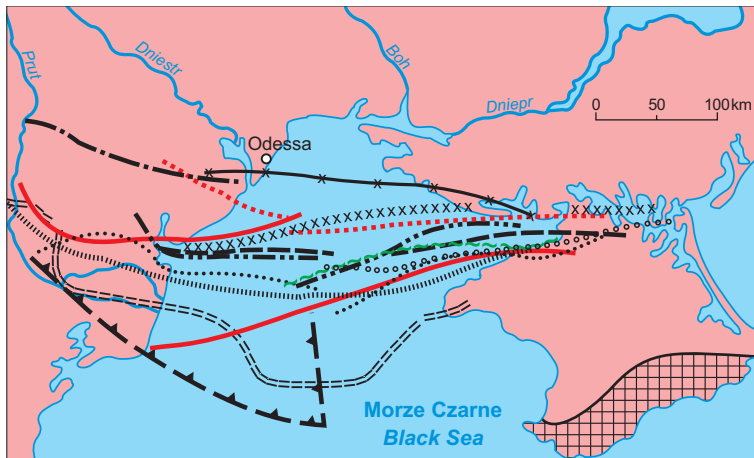
Nierozwiązany został problem kontaktu platformy scytyjskiej z platformą wschodnioeuropejską. Tradycyjnie

uważa się, że jest to głęboki, stromy rozłam zakorzeniony w górnym płaszczu Ziemi. Istnieją jednak poważne rozbieżności odnośnie przebiegu tej granicy (ryc. 4). Przyczyny tej rozbieżności wynikają z tego, że granica ta była wyznaczana w części zachodniej regionu. Pojawiła się przy tym swoista tendencja: najpierw wyznacza się południową granicę platformy wschodnioeuropejskiej, a następnie leżące na południu terytorium zalicza się do platformy scytyjskiej. W każdym z tych wariantów uważało się za naturalne, że ten rozłam dzieli różne pod względem wieku, historii geologicznego rozwoju i struktury jednostki geotektoniczne. W rezultacie, szerokość platformy scytyjskiej w różnych interpretacjach była zmienna. Innymi słowy, jej tektoniczna historia i rozmiary określone były nie ewolucją tego fragmentu skorupy ziemskiej, nie odpowiednimi kompleksami osadowo-diastrficznymi, a była uzależniona tylko od położenia



Ryc. 3. Warianty przebiegu południowo-zachodniej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Ukrainy (wg Stupki, 1995, zmodyfikowany); Uskoki: 1 — Włodzimierza Wołyńskiego, 2 — Ustiuługi, 3 — Radziechów-Rogatyn, 4 — Belz-Bałużcin, 5 — krakowiecki, 6 — Rawy Ruskiej, 7 — przedkarpacki, 8 — wiktorski, 9 — biereżański

Fig. 3. Variants of the south-western border of the East European Platform in the Ukraine (after Stupka, 1995 — modified); Faults: 1 — Volodymyr-Volynsky, 2 — Ustiuług, 3 — Radechiv-Rogatyn, 4 — Belz-Balučin, 5 — Krakowiec, 6 — Rawa Ruska, 7 — Fore-Carpathian, 8 — Viktorovsk, 9 — Biereżańsk



Ryc. 4. Warianty przebiegu południowej granicy platformy wschodnioeuropejskiej według różnych autorów (wg Stupki, 1995 niepublikowane — zmodyfikowany)
Fig. 4. Warianty of the south border of the East European Platform after different authors (after Stupka, 1995, unpublished — modified)

południowej granicy platformy wschodnioeuropejskiej. Na niektórych mapach platforma scytyjska ma kształt bardzo wąskiego pasa. Już tylko to sprawia, że zaliczenie tego fragmentu do kategorii platform staje się bardzo wątpliwe.

Wiek konsolidacji podłoża między strefą T–T a czołem orogenu waryscyjskiego

Między strefą T–T a czołem orogenu waryscyjskiego znajdują się cztery wielkie bloki, uważane przez niektórych za terrany. Bloki te zostały wyróżnione przede wszystkim na podstawie różnic w profilach litologiczno-stratygraficznych i wieku deformacji tektonicznych. Są to: blok pomorski, blok radomsko-łysogórski, blok małopolski (ograniczony od północy dyslokacją świętokrzyską i rowem Kleszczowa) i blok górnośląski, oddzielony od bloku małopolskiego rozłamem Kraków–Lubliniec. Rozczłonkowanie tego obszaru na bloki zostało udowodnione już wcześniej badaniami geofizycznymi (Guterch i in., 1986). Istnieją jednak rozbieżności, co do granicy między blokiem radomsko-łysogórskim a blokiem pomorskim. Na mapie tektonicznej Polski w epoce waryscyjskiej (Pożaryski & Karnkowski, 1992) granica ta ma przebieg niemal równoleżnikowy i przebiega nieco na północ od Warszawy. Natomiast na mapie tektonicznej Kotańskiego i Mizerskiego (2000) granica przebiega dużo bardziej na południe wzdłuż uskoku Kocka o przebiegu NE–SW. Tak też granica ta została przyjęta w niniejszej pracy. Nie można wykluczyć, że tak rozumiany blok pomorski podzielony jest na dwa mniejsze elementy, ale to wymagałoby szczegółowych badań.

W tym miejscu trzeba powiedzieć, co może doprowadzić do usztywnienia i konsolidacji podłoża. Doprowadzić mogą albo intensywne ruchy fałdowe połączone z metamorfizmem skał, albo silny magmatyzm, albo wszystkie te trzy procesy naraz. Pisząc o podłożu skonsolidowanym będziemy mieli więc na uwadze obecność w nim złożonych struktur fałdowych, skał metamorficznych i magmowych.

Blok pomorski ma przebieg NW–SE, sięgając na południowym wschodzie do uskoku Kocka, na południu — rowu Kleszczowa. Informacje na temat wieku konsolidacji bloku pomorskiego są bardzo skąpe, gdyż żadne wiercenie nie dotarło do skał podłoża — najstarszymi przewierconymi skałami w obrębie tego bloku są skały ordowiku Pomorza (Dadlez, 1978). Brochwicz-Lewiński i in. (1981)

stwierdzili, że konsolidacja podłoża bloku pomorskiego jest przedkadmoka. Taki też wiek konsolidacji tego bloku (nie ma żadnych dowodów na konsolidację młodszego wieku) przedstawiony został na tektonicznej mapie Polski (Kotański & Mizerski, 2000, 2001).

Problem wieku konsolidacji skał bloku radomsko-łysogórskiego jest problemem otwartym, gdyż na obszarze tego bloku nie nawiercono skał podłoża. Trzeba jednak stwierdzić, że deformacje skał osadowych są tu stosunkowo słabe. Są to deformacje waryscyjskie, którym nie towarzyszy magmatyzm czy metamorfizm. W czasie ich trwania nie doszło do powstania orogenu. Wydaje się, że wiek konsolidacji podłoża można tu określić jako przedkadmoka, podobnie jak w przypadku bloku pomorskiego.

Wiek konsolidacji podłoża w obrębie bloku małopolskiego nie jest również dotychczas pewny. Nie do końca jednoznaczny jest bowiem wiek i intensywność ruchów tektonicznych w obrębie tego bloku. Wydaje się, że najintensywniejsze ruchy fałdowe zachodziły tu w czasie ruchów młodokadmokich, na granicy kambru i ordowiku (Mizerski, 1995, 1998, 2000). Ruchy kaledońskie i waryscyjskie nie były ruchami orogenicznymi (Głazek i in., 1981; Głazek, 1995; Mizerski, 1996, 1998, 2000). Można by było przyjąć zatem, że wiek konsolidacji bloku jest młodokadmoka. Taki też wiek został przedstawiony przez Kotańskiego i Mizerskiego (2000).

Trzeba jednak stwierdzić, że pogląd ten był chyba przedwczesny. Skały kambru są sfałdowane, jednak nie wykazują oznak metamorfizmu, brak też objawów magmatyzmu. Jednocześnie skały te biorą również udział w deformacjach fałdowych młodszych — waryscyjskich. Wynikałoby z tego, że skały kambru nie były dostatecznie usztywnione, by można było je określić jako skonsolidowane. W tej sytuacji wypowiedziany wcześniej pogląd o młodokadmokiej konsolidacji tego bloku jest co najmniej dyskusyjny i równie dobrze można by było uznać wiek konsolidacji bloku jako przedkadmoka.

Wiek konsolidacji podłoża w obrębie bloku górnośląskiego jest na pewno przedkadmoka, a charakterystyka petrograficzna budujących go skał zbliża go bardzo do skał podłoża platformy wschodnioeuropejskiej. Jest to jedyny blok przedpola platformy wschodnioeuropejskiej, który może być uznany z dużą pewnością za terran.

Deformacje tektoniczne w obrębie utworów paleozoicznych świętokrzyskiego odcinka zachodniego przedpola platformy wschodnioeuropejskiej

Skały paleozoiczne przedpola platformy wschodnioeuropejskiej są zdeformowane z różną intensywnością a wiek deformacji tektonicznych jest różny. Autorzy uważają, że najważniejsze znaczenie dla rozstrzygnięcia problemów tektoniki paleozoiku przedpola platformy wschodnioeuropejskiej mają istniejące odsłonięcia i że interpretacja stylu strukturalnego i ewolucji tektonicznej obszaru musi być przede wszystkim zgodna z obserwacjami w odsłonięciach i zgodna z rezultatami wierceń. Obszarem, gdzie odsłaniają się skały paleozoiku w sąsiedztwie obecnej granicy platformy wschodnioeuropejskiej są Góry Świętokrzyskie.

Góry Świętokrzyskie położone są na dwóch blokach skorupy ziemskiej — łysogórsko-radomskim (północnym) i małopolskim (południowym). Oba bloki różnią się nie tylko miąższością skorupy, ale i różnym wiekiem paleozoicznych deformacji tektonicznych. Znajduje to

odzwierciedlenie w podziale na piętra i kompleksy strukturalne.

Wieloletnie badania paleozoiku świętokrzyskiego, zapoczątkowane już pod koniec XIX wieku pozwalają na wyróżnienie w obrębie utworów paleozoicznych bloku łysogórsko-radomskiego dwóch pięter strukturalnych: waryscyjskiego (obejmującego utwory od kambru środkowego do dewonu górnego) i laramijskiego (perm). Piętro waryscyjskie, na podstawie występujących w profilu luk, można podzielić na dwa lub trzy kompleksy strukturalne: starokaledoński (młodokadomski?), młodokaledoński i waryscyjski. W obrębie bloku małopolskiego wyróżnić można natomiast, na podstawie niezgodności kątowych w profilu, aż cztery piętra strukturalne: starokaledońskie (młodokadomskie?) obejmujące kambr, młodokaledońskie (ordowik i sylur), waryscyjskie (dewon–karbon dolny) i laramijskie (perm). Istnieją, co prawda poglądy, o znaczącej roli ruchów kaledońskich w bloku radomsko-łysogórskim (Dadlez i in., 1994; 1994; Znosko, 1974, 1984, 1994), przeczą im jednak wyniki badań strukturalnych (Mizerski, 1998).

Ewolucja strukturalna obszaru świętokrzyskiego przebiegała w różny sposób w obrębie obu bloków aż do karbonu, gdy nastąpiły ruchy tektoniczne głównej fazy orogenezy waryscyjskiej (sudecka?, kruszcogórska?).

Dyskusje dotyczące roli ruchów kaledońskich i waryscyjskich w tektogenezie paleozoiku świętokrzyskiego trwają, jednak istniejące realnie fakty geologiczne świadczą o tym, że główną rolę w formowaniu struktury paleozoiku świętokrzyskiego odegrały ruchy waryscyjskie. Przemawiają za tym argumenty przedstawione w poprzednich pracach Mizerskiego (1991, 1998, 2004). Styl strukturalny utworów paleozoiku Gór Świętokrzyskich został ukształtowany pod zasadniczym wpływem ruchów waryscyjskich, które działały po wczesnym karbonie, styl deformacji był zaś uzależniony głównie od litologii skał, z których zbudowane są poszczególne jednostki.

Rola ruchów kaledońskich była zróżnicowana. Na obszarze bloku łysogórsko-radomskiego były to wyłącznie ruchy pionowe, z którymi nie związane były żadne deformacje tektoniczne. Ruchy te działały z całą pewnością na obszarze bloku małopolskiego, lecz ich intensywność była zróżnicowana.

Porównanie podobnych litologicznie skał kambru i syluru bloku małopolskiego pozwala na stwierdzenie, że skały kambryjskie wykazują się o wiele silniejszym stopniem zaangażowania tektonicznego w porównaniu ze skałami syluru. Również i niezgodności kątowe między kambrem a ordowikiem są znacznie większe niż niezgodności między sylurem a dewonem. Może to sugerować, że ruchy starokaledońskie były silniejsze niż ruchy młodokaledońskie.

Autorzy nie negują istnienia fałdowych struktur młodokaledońskich (por. Znosko, 1994, 2000). Ich istnienie można jednak łatwo wytłumaczyć zróżnicowanymi ruchami blokowymi. Podobnie jak Głazek i in. (1981) autorzy są zdania, że ruchy młodokaledońskie odzwierciedliły się głównie w postaci deformacji nieciągłych i ciągłych struktur szerokopromiennych.

Analiza strukturalna utworów paleozoiku Gór Świętokrzyskich świadczy tym, że największą rolę w formowaniu struktury tych skał miały ruchy waryscyjskie (Mizerski, 1995, 1996, 1998). W świetle tej analizy przypisywanie wiodącej roli ruchom młodokaledońskim nie znajduje wystarczającego potwierdzenia.

Z dotychczasowych wyników badań geologicznych i geofizycznych (paleomagnetycznych) można było wnioskować, że blok łysogórsko-radomski był w starszym paleozoiku stabilnym elementem skorupy ziemskiej, blok

małopolski zaś mógł być terranem, przesuwającym się wzdłuż pasywnej krawędzi kontynentu Baltica z SE ku NW. Ostatnie wyniki badań petrograficznych (Jaworowski & Sikorska, 2004) zmuszają jednak do rewizji tego poglądu.

Mizerski (1988, 2004) przedstawił pogląd, że obszar świętokrzyski leżał w paleozoiku na rozczłonkowanym, obniżonym skraju platformy wschodnioeuropejskiej. Świadczył o tym podobny typ sedimentacji na obszarze położonym obecnie na wschód i zachód od strefy T–T. Taka pozycja geotektoniczna obszaru sprawiała, że struktury tektoniczne paleozoiku świętokrzyskiego nie mogły być typu orogenicznego, zarówno w czasie ruchów kaledońskich, jak i waryscyjskich, które autor uznał za najważniejsze w tektogenezie obszaru.

Wyniki ostatnich badań sedimentologiczno-petrograficznych (Jaworowski & Sikorska, 2004) w całości potwierdzają wcześniejszy pogląd autora. Wyniki badań świadczą o tym, że w kambrze obszar świętokrzyski położony był na pasywnym skraju kontynentu Baltica. Oznacza to, że tezę o terranowym pochodzeniu bloków łysogórsko-radomskiego i małopolskiego należy odrzucić.

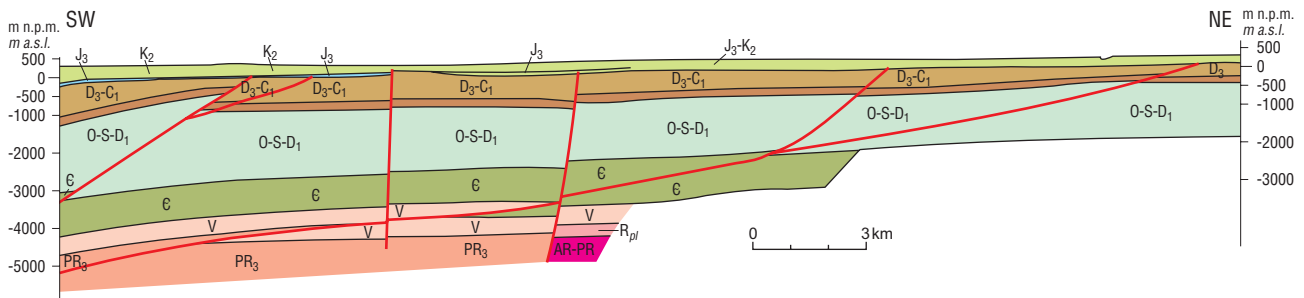
Należy przyjąć, że dzisiejsza, południowo-zachodnia granica platformy wschodnioeuropejskiej nie jest krawędzią kontynentu Baltica, która sięgała dalej na zachód, ciągnąc się co najmniej do strefy czołowego nasunięcia waryscydów europejskich. Obszar świętokrzyskich leżał w ruchliwej, brzeżnej strefie kratonu, które w literaturze zostały nazwane strefami epikratonicznymi. Strefy takie cechują się ruchliwością oraz pojawianiem się deformacji tektonicznych w historii ich rozwoju. To pozwala wyjaśnić obecność złożonych deformacji tektonicznych zarówno kaledońskich, jak i waryscyjskich, występujących daleko na przedpolu orogenów.

Powstanie waryscyjskich struktur tektonicznych obszaru świętokrzyskiego wiązać można, na podstawie analogii z procesami kolizyjnego rozwoju tektogenu alpejsko-karpackiego z naprężeniami wywołanymi procesami rozwoju orogenu sudeckiego, przenoszonymi w głąb przedpola. Deformacje związane z takimi naprężeniami mogą występować w odległości nawet 1000 km od frontu orogenu (Ziegler i in., 1995). Uwzględniając fakt, że paleozoik świętokrzyski położony jest w bezpośrednim sąsiedztwie frontu orogenu waryscyjskiego, wniosek ten można uznać za bardzo prawdopodobny.

Problem deformacji paleoproterozoicznych oraz dolno- i środkowopaleozoicznych struktur na ukraińskim przedpolu platformy wschodnioeuropejskiej

W budowie „masywów o konsolidacji bajkalskiej” bierze udział kompleks zielonych łupków paleoproterozoiku, który na Ukrainie został stwierdzony na obszarze przedkarpackim ponad 20 wierceniami m.in. w rejonie miejscowości Khodovychi, Mostys'ka, Sokolia (Burow i in., 1974, 1980), w środkowo-zachodniej części Morza Czarnego, na nizinnej części Krymu, w zachodniej i w środkowej części obszaru przedkaukaskiego (Lebidienko i in., 1980; Stupka, 1986, 1993).

W skład kompleksu wchodzi różnego rodzaju łupki: chlorytowo-serycytowe, muskowitzowe, albitowo-chlorytowe, kwarcowo-chlorytowe, chlorytowo-kwarcowo-karbonatytowe, chlorytowo-aktynolitowo-serpentytowe i in. W większości przypadków łupki te powstawały one ze skał piaskowcowo-łupkowo-węglanowych, a czasem — ze skał wulkanogenicznych o składzie zasadowym i obojętnym. Spotyka się także fyllity, piaskowce kwarcowe i szarogłazowce, przewarstwienia zlepieńców, skały krzemionkowe, a w niewielkiej ilości bardzo cienkie prze-



Ryc. 5. Przekrój geologiczny przez strefę Rawy Ruskiej na SW przedpola platformy wschodnioeuropejskiej (wg Wiszniakowa i in., 2002 — zmodyfikowany)

Fig. 5. Geological cross-section through Rawa Ruska zone of the SW foreland of the East — European platform (after Wiszniakow et al., 2002 — modified)

warstwienia tufitów zawierających zasadowy materiał piroklastyczny. Wśród skał intruzywnych, których wiek prekambryjski nie jest udowodniony, znane są ciała gabrowo-diabazowe, żyły diabazów, dajki kersantytów i porfiryków diabazowych. Charakterystyczna jest nieobecność utworów magmowych i produktów regionalnej granityzacji: albo nieco wcześniejszej plagiogranityzacji, albo nieco późniejszej — mikroklinizacji. Miąższość tych utworów ocenia się na podstawie danych geofizycznych na 5–7 km. Stopień metamorfizmu jest generalnie słaby i nie przekracza początkowych stopni facji zielenicowej. Kompleks zielonych łupków jest bardzo jednorodny na znacznej rozciągłości. Ten miąższy, niemal pozbawiony skał wulkanicznych kompleks skał charakteryzuje się doskonale widocznym, rytmicznym występowaniem piaskowców i łupków ilastych. Dobrze widoczna jest rytmiczność zarówno w makro- jak i mikroskali, warstwowanie frakcyjne ze stopniowym zmniejszaniem się rozmiarów ziaren ku górze; widoczne jest warstwowanie skośne i hieroglify mechaniczne. Taka budowa wewnętrzna profilu, z dobrze wyrażonymi teksturami gradacyjnymi jest charakterystyczna dla sedimentacji turbidytowej, zachodzącej na obszarze zewnętrznego szelfu i stoku kontynentalnym. Utwory te dokumentują strefę, będącą paleoanalogiem współczesnych pasywnych peryferii oceanicznych. Od tej wydłużonej, szelfowej strefy rozpoczynała się oceaniczna struktura — Prototetyda, której północny skraj dokumentuje kompleks zielonych łupków.

Skały kompleksu są intensywnie zdeformowane i ujęte w strome fałdy o nachyleniu skrzydeł od 60 do 90°, złupkowate, skliważone i pocięte szczelinami (które wypełnione są mineralizacją węglanowo-kwarcową, z mnóstwem lusterek tektonicznych) i przejawami mylonityzacji. Miejscami, np. na zachodnim przedkaukaziu, skały są silnie rozkruszone i zbrekcowane. Ich struktura została poddana dalszej komplikacji w czasie aktywizacji waryscyjskiej.

Obszaru występowania zielonych łupków nie można zatem uważać za szczątek hipotetycznej „szerokiej strefy fałdowej bajkalidów, która powstała na całym obszarze między kontynentem wschodnioeuropejskim a kontynentem afrykańskim” (Muratow, 1969, 1981), ani za „obszar wczesnobajkalskiego spojenia ze starą platformą” (Garecki, 1981), który jakoby narastał stopniowo. To strefa tektonicznego nagromadzenia skał kontynentalnych peryferii, utworzona na archaiczno-paleoproterozoicznym fundamencie, który stanowił jedną całość z fundamentem platformy wschodnioeuropejskiej (Stupka, 1986, 1993, 2004).

Osady dolnego paleozoiku zostały stwierdzone wierceńiami bezpośrednio pod utworami jurajskimi w formie dwóch, wyraźnie wyróżniających się stref (ryc. 2) o kierunku NW–SE (Rizun & Senkowski, 1973; Szulga, 1972).

Pierwsza z nich, o szerokości do 25 km, od południowo-zachodu jest ograniczona nasunięciem krakowiec-

kim i zbudowana z serii czarnych, węglanowych mułowców z częstymi przewarstwieniami piaskowców kwarcytowych, których są uważane umownie za kambryjskie (Szulga, 1972). Niewykluczone, że w wielu rejonach mogą one należeć też do najwyższego neoproterozoiku, ponieważ zarówno zespół występujących w nich mikroskamieniałości, jak i ich litologia są bardzo podobne do utworów najwyższego prekambriu. Skały są silnie sfałdowane (upady warstw od 10–20° w dolnej części profilu do 60–90° — w górnej), pocięte licznymi spękaniami zmineralizowanymi kwarcem, anhydrytem i kalcytem, a miejscami silnie zbrekcowane (np. w wierceniu Trostianets-14 (ryc. 2) nawiercono 440 m brekacji tektonicznej, złożonej z fragmentów skał kambryjskich i jej nie przebito). Stwierdzono liczne nasunięcia. Na przykład w wierceniach Kaminna-15 i Kaminna-16 ponad skałami z fauną sylurską leżą skały kambryjskie kontaktujące z sylurem wzdłuż płaskiego nasunięcia o znacznej amplitudzie, nachylonego ku południowemu zachodowi. Podobną sytuację stwierdzono w profilach otworów Dierziv-1 i Dierziv-3.

Drugi pas (12–18 km szerokości) ciągnie się na północny wschód od pierwszego i zbudowany jest z udokumentowanych faunistycznie, ciemnoszarych wapiennych mułowców syluru, które miejscami przechodzą stopniowo ku górze w piaskowcowo-łupkowe osady żedynu. Skały są silnie stektonizowane, pocięte spękaniami zmineralizowanymi kalcytem, mają duże kąty upadu (70–90°), liczne są w nich lustra tektoniczne. Granicą występowania tych utworów na północnym wschodzie jest uskoki Rawy Ruskiej (ryc. 3). Do tego ostatniego, w rejonie od Rawy Ruskiej do Iwano-Frankovska, dochodzą różne wiekowo serie — od karbonu do dolnego dewonu, wchodzące w skład przylegającej części paleozoicznego rowu lwowskiego, w których występują liczne, zgrupowane liniowo fałdy o osiach NW–SE. Charakterystyczną cechą wglębnej struktury tego regionu jest obecność nasunięć, o powierzchniach nachylonych na południowy zachód i wypłaszczających się wraz ze wzrostem głębokości: w części czołowej zapadają one pod kątem 30–45°, a dalej — 10–20°. Intensywność deformacji, zarówno ciągłych, jak i nieciągłych, maleje ku północnemu wschodowi. W brzeżnej, zachodniej i najbardziej zdeformowanej (upady 50–60° i więcej) strefie, według Wiszniakowa i in. (1966) fałdy są spiętrzone i ponasuwane na siebie, a same fałdy, które znacznie wystają ponad pozostałe terytorium rowu, tworzą rodzaj antyformy, wyglądają jak antykliny kompresyjne, porozrywane i ponasuwane na siebie. Według tych autorów, w kierunku północno-wschodnim szerokość łusek stopniowo zwiększa się od 4 do 14 km, amplitudy przemieszczeń zmniejszają się, a fałdy w nasuniętych elementach nie są zakorzenione. Charakterystyczną cechą struktur są dobrze wyrażone południowo-zachodnie skrzydła, upadające pod kątem 15–20°, który wraz z

głębokością zmniejsza się, podczas gdy skrzydła północno-wschodnie są rzadkie lub ich w ogóle brak (ryc. 5).

Na południowym wschodzie, między Iwano-Frankivs'kiem a Krasnoil's'kiem, do nasunięcia Rawy Ruskiej przylegają od wschodu niesfałdowane i nieznacznie nachylone ku zachodowi skały dolnego dewonu podścielone sylurem.

W obrębie wyniesienia pokucko-bukowińskiego, gdzie fundament przedryfejski (?) jest znacznie wyniesiony, a miąższość pokrywy osadowej silnie zredukowana, strefa sfałdowanych skał paleozoicznych wyklinowuje się i pojawia się znowu na północnym zachodzie obszaru nadczarzomorskiego, gdzie stopień zdeformowania skał wzrasta w kierunku Dobrudży. Na północ od linii Baimaclia–Tarutyn (ryc. 2), w skałach dolnopaleozoicznych występują, szerokokopienne antykliny i synkliny o kątach upadów skrzydeł 3–5°, sporadycznie 15°.

Na południu występują silniej zdeformowane (upady od 5 do 90°) serie syluru, dewonu i dolnego karbonu. Miejscami skały są silnie rozkruszone i zbrekcjonowane tektonicznie. Stwierdzono też zdwojenie profili. Na przykład dwukrotne powtórzenie żedyńskich, eifelskich, żyweckich i (prawdopodobnie) górnodewońskich osadów zarejestrowano w profilu otworu Sarata–4, a wiercenie Bałabanowka–1, po przejściu przez złupkowacone, uszczelinione i silnie sfałdowane (upady 45–90°), z licznymi lustrami tektonicznymi wapienie i iłowce dewonu, niżej — w przedziale 3842–3858 m — weszło w brekcje tektoniczną, a następnie w praktycznie niezdeformowane (upady do 5°) wapienie i bitumiczne piaskowce tego samego późnodewońskiego wieku. Związek takiej budowy z nasunięciami potwierdzają też wyniki badań sejsmicznych, podczas których w rejonie Kaługi stwierdzono typowo nasunięciową strukturę (Koronecki i in., 1975).

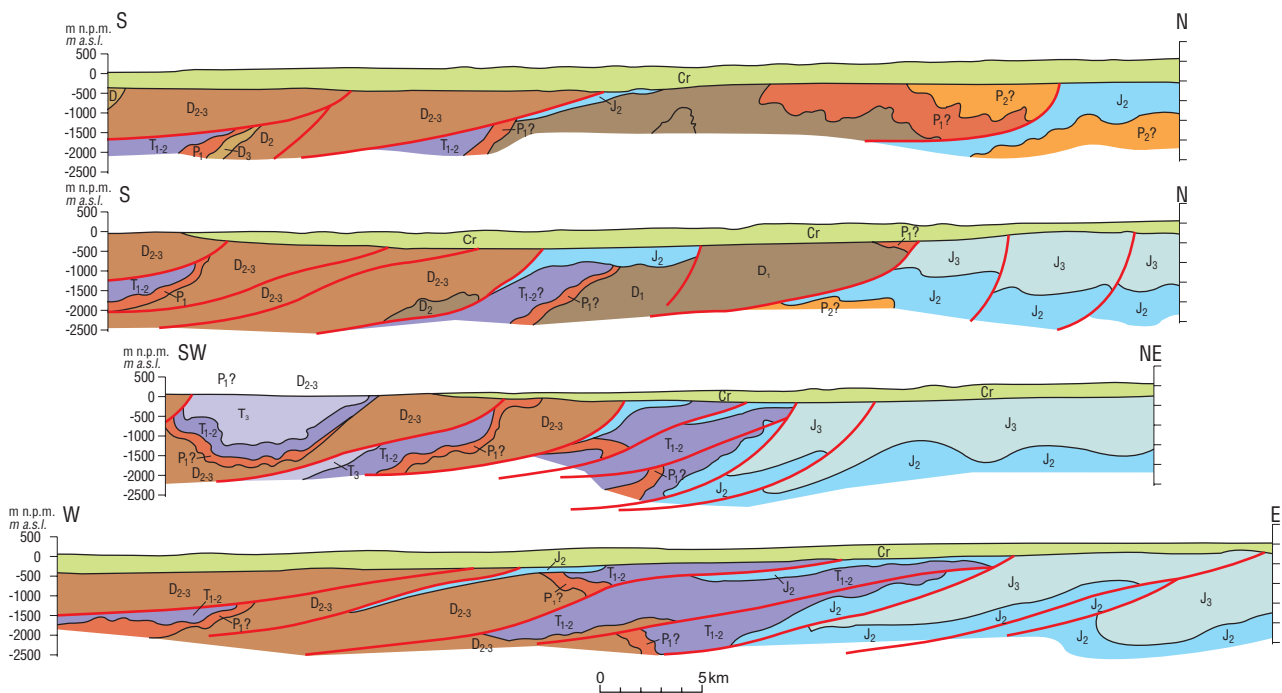
Systemem płaszczowin nasuniętych na platformę wschodnioeuropejską określa się budowę regionu przylegającego do północnej Dobrudży (Macarescu, 1982). Sylurskie, dolnodewońskie i dolnokarbońskie skały wchodzące w skład płaszczowiny północnej Dobrudży są

intensywnie sfałdowane, a miejscami obalone ku północnemu wschodowi (przy rozciągłości NW–SE), pocięte uskoki odwróconymi, nasunięciami i innymi strukturami powstałymi w wyniku kompresji. Nasuwanie fałdowej struktury północnej Dobrudży na przylegającą część platformy wschodnioeuropejskiej (ryc. 6) nie budzi dzisiaj wątpliwości (Slyusar, 1984).

Wschodnie przedłużenie strefy sfałdowanego paleozoiku stwierdza się na wyspie Zmiinyi, gdzie odsłania się grubookruchowa seria z fauną małżoraczków wieku żedyńskiego (Tkaczenko i in., 1969). W wierceniu Morska–1 (ryc. 2) skały te przewiercano do głębokości 53 m. Seria pocięta jest kłiżem i zdyslokowana w formie falistej monokliny o nachyleniu skał ku wschodowi i północnemu wschodowi pod kątem 35–40°. Niżej stratygraficznie do końca otworu (509 m) w sfałdowanych (35–50°) i skłiżawowanych i pociętych licznymi lustrami tektonicznymi, przekryształizowanych i zdolomityzowanych wapieniach i marglach dolnego dewonu (do 300 m) i górnego syluru (przydol), między którymi następowało stopniowe przejście. Profilowanie sejsmiczne wykazało, że dolno-środkowopaleozoiczny kompleks jest silnie sfałdowany i rozbitý przez uskoki na bloki, które nasunięte są na siebie w kierunku północnym (Morgunow i in., 1981).

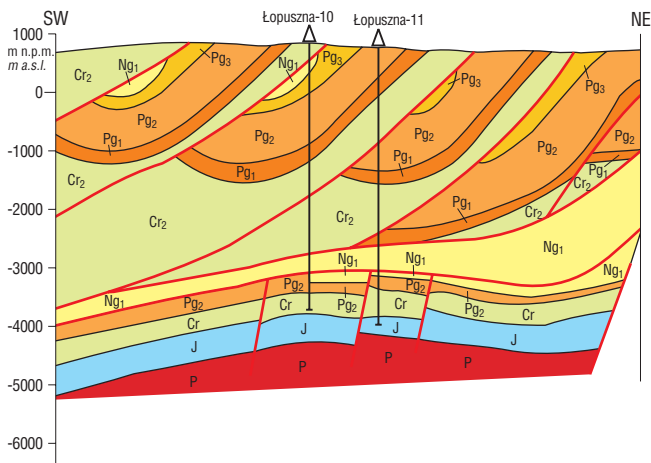
Na obszarze nizinnej części Krymu przewiercono silnie zdyslokowaną (60–90°) serię ciemnoszarych, niemal czarnych, łupków dachowych z cienkimi przewarstwieniami pstrych skał terygeniczo-węglanowych, ze znaczną domieszką substancji węglistej. W łupkach dachowych znaleziono spory i pyłki roślin iglastych wczesnego i środkowego karbonu. Z przerwą i znaczną niezgodnością na skałach tych leżą osady mezozoiczne i kenozoiczne.

Na obszarze przedkaukaskim dominującą część profilu skał paleozoicznych zajmują ciemnoszare i czarne serie łupkowe dolnego karbonu–górnego dewonu (?) z rzadkimi przewarstwieniami mułowców, piaskowców, a na niektórych obszarach — skał krzemionkowych i wapieni organogenicznych (Szardanow i in., 1973). Charakte-



Ryc. 6. Przekroje geologiczne przez NW część Dobrudży i przylegającą część przedpola platformy wschodnioeuropejskiej (wg Slyusara, 1984 — zmodyfikowane)

Fig. 6. Geological cross-sections through the NW part Dobrugea massif and adjacent part of the foreland of the East European Platform (after Slyusar, 1984 — modified)



Ryc. 7. Przekrój geologiczny przez strukturę Łopusznej (wg Gawryliszyna, 1998 — zmodyfikowany)

Fig. 7. Geological cross-section through the Łopuszna structure (after Gavrylishyn, 1998 — modified)

rystyczną cechą jest obecność w skałach substancji węglistej, pirytu i wtrąceń cienkowlókniatego gipsu. Zdyslokowanie skał jest intensywne (40–70°), nierzadko warstwy są odwrócone, spotykane są liczne lustra tektoniczne. Skały wykazują oznaki dynamometamorfizmu, są silnie zlyfikowane i złupkowacone. W niektórych otworach wiertniczych profil składa się wyłącznie z kataklazytów. Cała seria pocięta jest systemem szczelin wypełnionych kalcytem i kwarcem. Budowę tej części profilu można określić jako płaszczwinowo-fałdową. Zalegający wyżej ze znaczną niezgodnością i luką stratygraficzną kompleks górnopaleozoiczny składa się ze słabo zdeformowanych, głównie pstrych osadów górnego karbonu — dolnego permu o niewielkiej miąższości, których zasięg jest ograniczony, wypełniając niewielkie depresje tektoniczne.

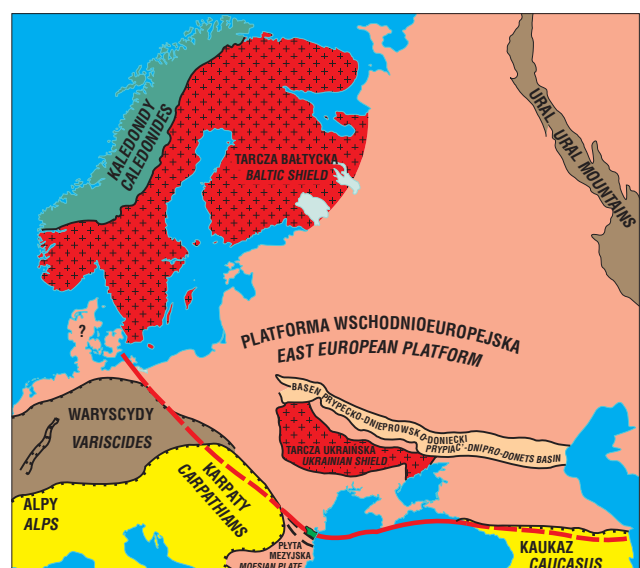
Z przedstawionych wyżej wywodów można wyciągnąć następujące wnioski.

Podstawowymi strukturami, określającymi styl tektoniczny omawianej strefy, którą proponujemy nazwać przykarpacko-przyczarnomorską strefą nasuwczą, są nasunięcia, uskoki odwrócone, łuski i różnorodne struktury fałdowe powstałe w wyniku poziomej kompresji. To dodatkowo podkreśla intensywność zdeformowania skał, wyrażoną wielokrotnymi i nagłymi zmianami kątów upadu warstw w profilach, obecnością licznych luster tektonicznych, zbrekcjowaniem, złupkowaniem i innymi oznakami przemieszczeń mas skalnych w wyniku nacisków tangencjalnych. Piętno horyzontalnych ciśnień noszą struktury określające regionalny plan zalegania dolno-środkowopaleozoicznych utworów, jakimi są strefy fałdów antyklinalnych i podniesienia w formie wałów. Dla nich typowa jest silnie wyrażona liniowość, przy orientacji dłuższych osi równoległe do skraju platformy wschodnioeuropejskiej, sfałdowany, często asymetryczny profil w przekroju poprzecznym, zanikanie na północy i północnym wschodzie skrzydeł i osiowych fragmentów fałdów. Tak szerokie przejawy tektoniki nasuwczej, przy silnie wyrażonej na całej długości rozpatrywanej strefy północnej i północno-wschodniej wergencji, tj. w kierunku platformy, mogły po pierwsze powstać pod wpływem nie pionowych a poziomych sił, które w tym przypadku były skierowane z południa na północ i po wtóre — przy przeważającej roli dynamicznych warunków nie lokalnego, ale globalnego znaczenia. Zatem, struktura tektoniczna strefy powstawała w reżimie horyzontalnych ciśnień i ma budowę nasuwczą a nie blokową. Pierwsze fazy regionalnej

kompresji, wywołującej zdyslokowanie dolnopaleozoicznych skał nastąpiły jeszcze przed późnym dewonem. Główny etap deformacji pokrywa się z orogenezą hercyńską (późny paleozoik), kiedy zakończyła się globalna epoka powstawania nowych mas skorupy kontynentalnej w Europie (Stupka, 1987, 1991, 2002, 2004).

Dzisiaj już nie budzi wątpliwości fakt, że wszystkie struktury fałdowe, które ograniczają platformę wschodnioeuropejską są nasunięte na jej skraj lub mają wergencję skierowaną ku platformie na całej jej długości. Tak samo fałdowa struktura Uralu tektonicznie przykrywa wschodni skraj platformy niemal na szerokości 400 km. Na 500 km nasunięte są z zachodu na skłon tarczy bałtyckiej skandynawskie Kaledonidy. Klastycznym przykładem płaszczwinowo-fałdowej struktury nasuniętej na skraj platformy są Karpaty (Morozan & Zajac, 2001; Gawryliszyna, 1998, Krupski, 2001). W szczególności na obszarze Łopusznej, położonym w bukowińskiej części Karpat Pokucko-Bukowińskich, na głębokości 4000–5000 m stwierdzono (otwory Łopuszna 2, 4, 5, 11, 13) platformowe skały autochtonu wieku neogeńskiego, paleogeńskiego, kredowego, jurajskiego i paleozoicznego wieku. Autochton jest przykryty nasuniętymi na niego skibami (od jednej do trzech), które są zbudowane z różnowiekowego fliszu. Krystaliczny fundament platformy wschodnioeuropejskiej został prześlizgnięty pod fałdowymi strukturami Dobrudży, Krymu i Kaukazu (Sollogub i in., 1966; Puszczański & Trifonow, 1990). Na południkowych profilach sejsmicznych, które zostały wykonane w 2000 r. na obszarze przedkaukaskim, wyraźnie wyróżnia się horyzont, paralelizowany z fundamentem platformy wschodnioeuropejskiej. Zarówno on, jak i charakterystyczne dla starej platformy anomalie pola magnetycznego bez jakichkolwiek zmian struktury, rozciągają się do osiowej części głównego grzbietu Kaukazu.

Zatem, południowo-zachodniej i południowej granicy platformy wschodnioeuropejskiej nie można utożsamiać tylko z pionową strefą deformacji. Rzeczywista granica starej platformy jako jednego elementu strukturalnego litosfery znajduje się daleko pod nasunięciowo-fałdową strukturą waryscydu Karpat, Krymu i Kaukazu. Odpowiednio



Ryc. 8. Platforma wschodnioeuropejska i jej stosunek do innych struktur kontynentu

Fig. 8. East-European Platform and its relation to other main geological structures of the continent

również i neoproterozoiczne i dolno-środkowopaleozoiczne utwory formowały się w warunkach pogrążonego skraju platformy wschodnioeuropejskiej i w tych samych warunkach, pod regionalnym wpływem poziomych naprężeń tektonicznych podlegały deformacjom. Fałdowanie skał paleozoicznych następowało dysharmonijnie w stosunku do podłoża i nie było spowodowane nie tylko zróżnicowanymi ruchami pionowymi. Część z nich to typowe deformacje powstałe w wyniku poziomej kompresji, powstające w pakietach allochtonicznych. Fałdowo-nasuwcze deformacje zanikają w obrębie tej samej serii, ograniczone od dołu płaskimi powierzchniami odkluc tektonicznych (Stupka, 1991, 2002, 2004).

Autorzy są zdania, że dalej nie można już opowiadać się za tradycyjnym poglądem, że wzdłuż południowo-zachodniego i południowego skraju platformy wschodnioeuropejskiej „przrasta” młoda platforma o bajkalsko-kaledońskiej i bajkalskiej konsolidacji podłoża. Argumenty, które wykorzystuje się do takiego wyjaśnienia, z pozycji mobilistycznych nie są uduchowione. Typ formacji, tektoniczne formy i ogólny styl budowy i rozwoju tych fragmentów świadczą o tym, że stanowią one część starej, wschodnioeuropejskiej platformy, z którą rozwijały się jako całość w ciągu późnego prekambriu i fanerozoiku. W ich obrębie brak strefy epikaledońskiej konsolidacji.

Wnioski

Wzdłuż zachodniego, południowo-zachodniego i południowego skraju platformy wschodnioeuropejskiej znajduje się strefa epikratoniczna, w obrębie której znajdują się zarówno struktury fałdowe, jak i nasunięciowe o wergencji skierowanej ku wnętrzu platformy. Zarówno struktury fałdowe, jak i nasunięciowe nie są jednak strukturami orogenicznymi, lecz tworzyły się na pogrążonym skraju platformy, jako „echo” procesów orogenicznych zachodzących poza obszarem platformy, a skały wchodzące w skład struktur fałdowych i nasunięciowych nie uległy konsolidacji orogenicznej i były poddawane wielokrotnym ruchom tektonicznym. Jest to typowe dla epikratonicznych stref starych platform.

Analiza budowy i ewolucji geologicznej obszaru położonego między strefą T–T a czołem nasunięcia orogenu waryscyjskiego Europy zachodniej i środkowej oraz czołem łańcucha alpejskiego Europy południowej upoważnia do wniosku, że cały ten obszar powinien być włączony do prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej (ryc. 8). Ewolucja tego obszaru następowała na pogrążającym się skraju kontynentu Baltica, a później kontynentu Euroameryki, będącym najpierw pasywnym, a później aktywnym obrzeżem kontynentu. Występujące w tym rejonie strefy deformacji tektonicznych w utworach paleozoicznych, powstałych w warunkach poziomej kompresji są albo fragmentami orogenu waryscyjskiego, albo też stanowią odbicie ruchów nasuwczych w obrębie jego przedpola.

Autorzy pragną serdecznie podziękować Pani mgr Katarzynie Skurczyńskiej-Garwolińskiej za komputerowe opracowanie ilustracji. Praca została wykonana częściowo w ramach zadań statutowych (temat 6.15.0002.00.0) finansowanych przez Ministerstwo Nauki i Informatyzacji.

Literatura

BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1981 — Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.*, 29: 385–397.

BUROW W.S., MYTKA B.W. & SZAKLIN W.L. 1974 — Osobienności strojenia i rozwitija Swientokrziskiego-Dobrużdzkiego soorużenija. *Sow. Geol.*, 5: 139–144.

BUROW W.S., GŁUSZKO W.W. & DOSIN G.D. 1980 — Ob amplitudie gorizontalnogo pieremieszczenija fliszewego kompleksa jugo-wostocznoj czasti Ukrainskich Karpat. *Geotektonika*, 5: 51–58.

BUSZ W.A., GARECKI R.G. & KIRIUCHIN L.G. 1973 — O pogrebiennoj zonie kaledonskoj składczatosti wdol jugo-zapadnogo ograniczenija Wostoczno-Ewropejskoj platformy. *Dokl. AN SSSR*, 208 (22): 409–412.

CHIŻNIAKOW A.W. 1975 — Strojenje zony soczlenienija Wostoczno-Ewropejskoj platformy s jeje geosynklinalnym obramleniem na terriori Mołdawii, Ukrainy i Polshi. *Materiały X sjezda KBGA:Tektonika*: 159–165, Bratislava.

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. 1982 — W sprawie interpretacji profilu starszego paleozoiku w otworze Toruń–I. *Prz. Geol.*, 30: 273–277.

DADLEZ R. 1987 — Evolution of the Phanerozoic basins along the Teisseyre — Tornquist zone. *Zeit. Angew. Geol.*, 33: 229–233.

DADLEZ R. 1990 — Tektonika południowego Bałtyku. *Kwart. Geol.*, 34: 1–20.

DADLEZ R. 1994 — Debates about the pre-Variscan tectonics of Poand. *Bull. Acad. Pol. Sc. Earth Sc.*, 42: 137–144.

DADLEZ R. 1997 — Seismic profile LT–7 (northwest Poland): geological implications. *Geol. Mag.* 134: 653–659.

DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. *Wyd. Nauk. PWN*.

DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 — Some keys problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, 38: 169–190.

DIKENSZTEIN G.H., SOŁOWIOW B.A. & CHAIN W.E. 1975 — K problemie rajonirowanija Sredniej Ewropy po wozrastu składczatogo osnovanija. *Geotektonika*, 3: 3–14.

GARECKI R.G. (red.) 1981 — Geologia zapada Wostoczno-Ewropejskoj platformy. *Nauka i technika*, Mińsk: 1–188.

GAWRILISZIN W.I. 1998 — Stratigraphy of Mesozoic platform deposits of underthrust of the Ukrainian Carpathians. *Geol. i Geoch. Gor. Iskop.* 3: 81–90.

GŁAZEK J. 1995 — A Caledonian orogen in Poland? *Nacht. Deutsch. Geol. Ges.*, 54: 74–75.

GŁAZEK J., DYJACZYŃSKI K. & PROTAS A. 2000 — Budowa podłoża podpermskiego północno-zachodniej Polski. *Przew. 71. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 25–32, Poznań.

GŁAZEK J., KARWOWSKI Ł., RACKI G. & WRZOLEK T. 1981 — The Early Devonian continental/marine succession at Chełmy in the Holy Cross Mts. and its paleogeography and tectonic significance. *Acta Geol. Pol.*, 31: 233–250.

GOFSZTEJN I.D. 1957 — K woprosu o kaledonskom obramlenii Ruskoj platformy. *Izw. AN SSSR, Ser. Geol.*, 5: 64–68.

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., JANIK T., MATERZOK R., LOUSTOU U., YLINIEMI J., LÜCK E., SCHULTZE A. & FÖRSTE K. 1994 — Crustal structure of the transition zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT–7 profile (NW Poland and Eastern Germany). *C.R. Acad. Sc. Paris* 314 (sér. 2): 1489–1496.

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: 101–121.

GUTERCH A. & GRAD M. 2000 — Nowe sejsmiczne modele skorupy ziemskiej w strefie transeuropejskiego szwu w zachodniej Polsce. *Przew. 71. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 7–24, Poznań.

JAWOROWSKI K. & SIKORSKA M. 2004 — Relation of the Lysogóry Unit to the East-European Craton in view of petrological and sedimentological studies on Cambrian deposits [in Polish]. *Posiedz. Państw. Inst. Geol.* www.pgi.gov.pl

KARNKOWSKI P. 1980 — Przekroje geologiczne przez Niż Polski. *Wyd. Geol.*

KORONIECKI M.N., PYNDA J.F. & KUSZNIER W.F. 1975 — Nowyje dannyje po tektonikie Pridobrużdzkoj wpadiny, połączennije na osnovanii sejsmorazwiedocznych rabot MOGT. *Nowyje dannyje po sejsmicznosti i tektonikie terriorii Mołdawskoj SSR. Kiszyniów*: 107–113.

KOTAŃSKI Z. & MIZERSKI W. 2000 — Ścienne mapa tektoniczna Polski i inne ściennie mapy geologiczne Polski w Muzeum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego. *Prz. Geol.*, 48: 62–65.

KOTAŃSKI Z. & MIZERSKI W. 2001 — Jeszcze raz o ściennie mapie tektonicznej Polski w Muzeum Geologicznym. *Prz. Geol.*, 49: 599–602.

KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z. & DADLEZ R. 1996 — Vertical discontinuities in the Earth's crust of the TESZ in Poland — gravity data. *Geol. Quart.*, 40: 155–168.

KRUPINSKI J. Z. 2001 — Geodinamiczni umowi formuwaniija i nafrogazonosnist Karpatskogo ta Wolino–Podilskogo regioniw Ukraini. *Ukr. DGRI*: 1–144.

- LEBIEDIENKO G.I., BOGDANOW K.I. & SNIĘŻKO W.A. 1980 — Nowyże danyje o fundamentie Centralnego Predkawkazja. Izv. Ciew.-Doniec. Naucz. centa wys. szk. Jest. Nauk., 3: 57–60.
- 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.
- LEWANDOWSKI M. 1994 — Paleomagnetic constraints for Variscan mobilism of the Upper Silesian and Małopolska Massif, southern Poland. Geol. Quart., 38: 211–229.
- LEWANDOWSKI M. 1995 — Paleomagnetic constraints for Variscan mobilism of the Upper Silesian and Małopolska Massif, southern Poland — reply. Geol. Quart., 39: 283–293.
- LISZKOWSKI J., BARLIK M. & ŚLEDZIŃSKI J. 1998 — Geotectonics and geodynamics of the Teisseyre–Tornquist Zone. Rep. of Geodesy 4, 34: 1–113. Inst. Geodezji Wyższej i Astronom. Geod. UW, Warszawa.
- MAKARESKU W.S. 1982 — Gorizontalnyje dżwiżenija i ich rol w formowaniu struktury Siewiero-Zapadnego Predczernomorja. Izv. AN MSSR. Ser. Fiz.-tech. I mak. Nauk. 1: 48–53.
- MAREK S. & ZNOSKO J. 1974 — Tectonic position of Kujawy and Wielkopolska (Central Poland) prior to the Upper Permian. Biul. Inst. Geol., 274: 89–110.
- MIZERSKI W. 1988 — Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. Rozpr. Uniw. Warsz., 262: 1–141.
- 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. 1998 — Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Prz. Geol., 46: 337–342.
- MIZERSKI W. 2000 — Tektonika i tektogeneza paleozoiku świętokrzyskiego. Pr. Inst. Geogr. WSP w Kielcach, 4: 93–125.
- MIZERSKI W. 2004 — Hole Cross Mountains in the Caledonian, Variscan and Alpine cycles. Prz. Geol., 52: 774–779
- 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.
- MOCZYDŁOWSKA M. 1993 — Is there Caledonian deformation in the TESZ (Trans-European Suture Zone) of Upper Silesia, southern Poland? Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc., A–20 (255): 119–122.
- MOROSZAN R.P. & ZAJACH B. 2001 — Wzajemnozwiązki krystalicznego fundamentu s osadocim kompleksom u Karpatskomu regionu (za materiałami regionalnych geofizycznych dolidżeń). Geol. i Geoch. Gor. Kop., 4: 48–52.
- MORGUNOW J.G., KALININ A.W. & KALININ W.W. 1981 — Tektonika i istoria rozwitija siewiero-zapadnego szelfa Czernego morja. Nauka, Moskwa: 1–254.
- MURATOW M.W. 1955 — Tektoniczeskaja struktura i istoria rawninnych obłastiej, otdielajuszczich Russkiju platfpmu ot gornych cooruzhenij Kryma i Kawkazja. Sow. Geol., 48: 36–66.
- MURATOW W.M. 1969 — Strojenije składczatogo osnowanija Sredziemnomorskogo pojasa Europy i Zapadnoj Azji i gławniejszije etapy rozwitija etogo pojasa. Geotektonika, 2: 3–21.
- MURATOW W.M. 1981 — Drewniejszije i mołodyje platformy. Tektonika platform i tektoniczeskije karty w issledowanijach Geologiczeskiego instituta AN SSSR, Nauka, Moskwa: 6–97.
- NAWROCKI J. 1991 — Badania paleomagnetyczne osadów kambriu i górnego karbonu z Górnego Śląska. Kwart. Geol., 35: 496–497.
- NAWROCKI J. 1992 — Pre-Permian paleomagnetic direction from European Variscan Fold Belt. Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., 40: 1–9.
- NAWROCKI J. 1993a — Nowy środkowodołowski biegun paleomagnetyczny z antykliny Siewierza — upadek koncepcji wielkoskalowych ruchów przesuwających wzdłuż SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej? Prz. Geol., 41: 853–856.
- NAWROCKI J. 1993b — The Devonian–Carboniferous platform paleomagnetic directions from the Silesian–Cracow area and their importance for Variscan paleotectonic reconstructions. Kwart. Geol., 37: 397–430.
- NAWROCKI J. 1995 — Palaeomagnetic constraints for Variscan mobilism of the Upper Silesian and Małopolska Massif, southern Poland — discussion. Geol. Quart., 39: 271–282.
- NAWROCKI J. & ŻELAZNIEWICZ A. 2005 — Paleozoiczne dzieje Polski — podsumowanie projektu. Prz. Geol., 53: 31–33.
- POPOW W.S. & GŁUSZKO W.W. 1962 — Niektoryje nowyże danyje o geologiczeskom strojeniu Ukrainskich Karpat po itogom geologorazwiedocznych rabot. Mat. V sj. KBGA: 126–140.
- POŻARYSKI W. 1990 — Kaledonidy środkowej Europy orogenem przesuwczym złożonym z terranów. Prz. Geol., 38: 1–9.
- POŻARYSKI W. 1991 — The strike-slip terrane model for the North German — Polish Caledonides. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc. A–19 (236): 3–15.
- POŻARYSKI W. 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. Prz. Geol., 45: 1265–1270.
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P. & MORYC W. 1992 — Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. Prz. Geol., 40: 643–651.
- POŻARYSKI W. & KARNKOWSKI P. (red.) 1992 — Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej 1 : 1 000 000. Państw. Inst. Geol.
- POŻARYSKI W. & KOTAŃSKI Z. 1978 — Baikalian, Caledonian and Variscan events in the fore-field of the East-European platform. Zeit. Deutsch. Geol. Ges., 129: 391–402.
- POŻARYSKI W. & NAWROCKI J. 2000 — Struktura i lokalizacja brzegu platformy wschodnioeuropejskiej w Europie Centralnej. Prz. Geol., 48: 703–706.
- POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1993 — Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. Prz. Geol., 41: 687–695.
- POŻARYSKI W., TOMCZYK H. & BROCHWICZ-LEWINSKI W. 1980 — Tektonika paleozoiku podpermskiego obszaru warszawskiego. Prz. Geol., 28: 73–81.
- PUSZCZAROWSKI J.M. & TRIFONOW W.G. (red.) 1990 — Tektoniczeskaja rassłojennost litosfery i regionalnyje geologiczeskije issledowanija. Izd. Nauka, Moskwa: 3–19.
- RIZUN B.P. & SENKOWSKI J.N. 1973 — O położeniu jugo-zapadnoj granicy Wostoczno-Ewropejskoj platformy w przedielach Ukrainy. Geotektonika, 4: 43–49.
- SANDLER J.M. & GŁUSZKO W.W. 1955 — Składczyj silur w siewierozapadnoj czasti Lwowskoj obłastii. Dokł. AN SSSR, 103: 685–688.
- SEMENENKO J.P., TKACZUK L.G. & KLUSZIN W.N. 1965 — Galicyskaja składczataja obłast' rifeja i kaledonid i ich wredgornyj progib. [W:] Mat. VI sj. KBGA, Naukowa Dumka: 225–231.
- SLIUSAR B.S. 1984 — Struktura gorizontalnogo szatija w Siewiernom Predobrudze. Geotektonika, 4: 90–105.
- SOLLOGUB W.B., PAWLENKOWA N.I., CZEŁUNOW A.W. & CHIMINSKI L.A. 1966 — Głubinnoje strojenije ziemnoj kory wdol meridionalnogo piereseczenija Czernoje morie–Woroneżskij massiw. Geof. Cb., 15: 46–58.
- STUPKA O.S. 1986 — Geodynamiczeskaja ewolucja i struktura ziemnoj kory juga ewropejskoj czasti Sowietского Sojuzja w dokiembrii. Naukowa Dumka: 1–224.
- STUPKA O.S. 1987 — Genезis dislokacji niznie-sredniepaleozojskich obrazowanij jużnoj i jużno-zapadnoj ukrainy Wostoczno-Ewropejskoj platformy. Dokł. AN SSSR, 293: 192–195.
- STUPKA O.S. 1991 — O tektoniczeskoi strukturie niznie-sredniepaleozojskich otdożenij jugo-zapadnoj i jużnoj ukrainy Wostocznoewropejskoj platformy i wozmożnyj mehanizim jeje formirowanija (w swiazii s problemoj nieftiegazonosnosti głubokozalegajuszczich gorizontow). Geol. i Geoch. Gor. Iskop., 77: 13–23.
- STUPKA O.S. 1993 — Rifejskij zielenosłancewyj pojasa jugo-zapadnoj i jużnoj ukrainy Wostoczno-Ewropejskoj platformy i jego tektoniczeskaja priroda. Geotektonika, 2: 29–36.
- STUPKA O.S., 1995 — About notion „platform boundary. Geol. I Geoch. Gor. Iskop. 3–4: 41–47.
- STUPKA O.S. 2002 — Nasuwni i podnasuwni struktury — nowyj perspektiwnyj obiekt poszukiw krupnych pokładiw nafty i gazu w mieżach piddiennie-zachidnoj ukrainy Schidno-Ewropejskoj platformy. Problemy naftogazowego kompleksu Ukrainy, Kijów: 30–40.
- STUPKA O.S. 2004 — Problemy tektoniki Ukrainy na suczastomu etapie pazwitku geologiczno nauki. Geolog, 2: 48–54.
- SZARDANOW A.N., ALEKSIN A.G. & JUDIN G.T. (red.) 1973 — Geologiczeskije formacji Zapadnego Predkawkazja. Nauka, Moskwa: 1–156.
- SZULGA P.L. 1972 (red.) 1972 — Stratigrafija URRCR. Kiembrij-ordowik. Naukowa dumka, Lwów: 1–228.
- TKACZENKO G.G., PAZIUK L.I. & SAMSONOW A.I. 1969 — Geologia pobierezja i dna Czernego i Azowskiego morej w przedielach USSR. Wyd. Kijowskiego Uniw., 3: 3–19.
- TOMCZYK H. 1980 — Sylur w brzeżnej części platformy prekambryjskiej na tle wyników wiercenia Toruń 1. Kwart. Geol., 24: 421–422.
- TOMCZYK H. 2000 — Główne fazy rozwoju Gór Świętokrzyskich. Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach, 4: 67–91.
- WISZNIAKOW I.B., KOTYK W.A. & LEWIN G.I. 1966 — Strukturyne osobiennosti Lwowskiego paleozojskiego progiba. Geol. Niefti i Gaza, 8: 23–26.
- WISZNIAKOW I.B., GAWRIŁKO G.A. & GONIK I.O. 2002 — Diejaki aspektij prognozu perspektiwnych naftogazonosnych struktur u wnutrisznij zony Lwowskiego paleozojskiego progibu. Geol. i Geoch. Gor. Kop., 3: 14–20.
- ZIEGLER P. A. 1982 — Geological atlas of Western and Central Europe 1:2 500 000. Shell. Petrol. Maatsch. B.5.
- ZNOSKO J. 1974 — Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscium against the tectonics of Europe. Biul. Inst. Geol., 274: 1–47.
- ZNOSKO J. 1984 — Tectonics of southern part of Middle Poland (beyond the Carpathians). Zeit. Deutsch. Geol. Ges., 135: 585–602.
- ZNOSKO J. 1986 — Polish Caledonides and their relations to other European Caledonides. Ann. Soc. Geol. Pol., 56: 33–52.
- ZNOSKO J. 1992 — Outline of post-Variscan geotectonic evolution of Poland. Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., 40: 315–320.
- ZNOSKO J. 1999 — Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol.
- ZNOSKO J. 2001 — Rozważania nad istotą map tektonicznych. Prz. Geol., 49: 296–298.
- ŻURAWLEW W.S. 1972 — Srawnitielnaja tektonika Peczerskoj, Priskapskiej i Siewieromorskoj ekzogonálnych wpadin Ewropejskoj platformy. Nauka, Moskwa: 1–399.