

Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich

Włodzimierz Mizerski*

Main problems of tectonics and tectogenesis of the Paleozoic in the Holy Cross Mts (Central Poland)

In this paper author presents results of this own tectonics research on the Paleozoic rocks in the Holy Cross Mts (fig. 1). These rocks occur on the two block of the Earth crust, between the East European Platform and the Variscan orogen. Tectonic evolution of the two blocks in the Early Paleozoic was different and resulted in of the isolation of the both blocks. In the Kielce block, Early and Late Caledonian folding occurred. In the Łysogóry block in the Early Paleozoic only vertical movement took place. Starting from the Devonian, the both blocks were evolving together. During the Variscan activity in the Carboniferous, main movements in the Holy Cross Mts took place. In the same time the main tectonic units in the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mts arose as suggested by structural analysis (Figs. 1–5). Variscan movements in the Holy Cross Mts occurred in the same phases, due to the tectonic stress of the Variscan orogen in SW Poland.

Celem niniejszego artykułu — który jest oparty na wynikach badań autora, przedstawionych we wcześniejszych publikacjach (Mizerski, 1988, 1991a, b, 1992, 1994, 1995, 1996) przy uwzględnieniu danych zgromadzonych przez wielu badaczy tego regionu — jest omówienie tektoniki całego paleozoiku świętokrzyskiego.

Trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich (ryc. 1) badało kilka pokoleń geologów. Wydawać by się mogło, że powinny być już znane odpowiedzi na wszystkie fundamentalne pytania, dotyczące historii geologicznej tego górotworu. Tak jednak nie jest, czego dowodzą spory, dotyczące przede wszystkim wieku i charakteru deformacji tektonicznych, stylu strukturalnego utworów paleozoicznych i pozycji geotektonicznej obszaru (m.in. Czarnocki, 1950; Brochwicz-Lewiński i in., 1981; Kowalczewski, 1981; Pożaryski, 1991; Lewandowski, 1993; Dadlez i in., 1994; Znosko, 1994; Mizerski, 1995).

Trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich ma powierzchnię kilkuset kilometrów kwadratowych. W czasie prowadzonych badań autor miał możliwość osobiście zapoznać się ze wszystkimi odsłonięciami na tym obszarze, przeprowadzić obserwacje i pomiary dotyczące tektoniki utworów paleozoicznych. Cały obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich został zatem zbadany przez jedną osobę, w oparciu o jednolite kryteria i identyczne metody pomiarowe (Jurewicz & Mizerski, 1987, 1992; Mastella & Mizerski, 1981; Mizerski, 1979, 1981a, b, 1982, 1988, 1991a, b, 1992, 1994, 1995, 1996, 1997; Mizerski & Orłowski, 1993, 1995; Mizerski i in., 1986, 1991; Mizerski & Ozimkowski, 1978; Orłowski & Mizerski, 1996, 1998). W trakcie badań posługiwano się powszechnie przyjętymi metodami badań tektonicznych (Jaroszewski, 1980; Dadlez & Jaroszewski, 1994; Mierzejewski, 1994).

W trakcie zestawiania wyników badań autor przyjął założenie, że najważniejsze znaczenie mają istniejące odsło-

nienia i że interpretacja stylu strukturalnego musi być przede wszystkim zawsze zgodna z obserwacjami w odsłonięciach, jak też musi być też zgodna z rezultatami wierceń. Przy wnioskowaniu autor posłużył się też powszechnie przyjętymi schematami stratygraficznych podziałów paleozoiku świętokrzyskiego.

Utwory paleozoiku Gór Świętokrzyskich leżą na dwóch blokach skorupy ziemskiej: bloku kieleckim i bloku łysogórskim. Historia geologiczna obu bloków była różna, co odzwierciedliło się w różnicach stylu tektonicznego utworów paleozoicznych w obu blokach i odmiennym podziale na piętra i kompleksy strukturalne.

Wyniki wieloletnich badań paleozoiku świętokrzyskiego, zapoczątkowanych jeszcze w ubiegłym wieku, a kontynuowane później przez Czarnockiego, Samsonowicza, Znoskę, Orłowskiego, Kowalczewskiego i wielu innych wybitnych geologów, pozwalają na wyróżnienie w obrębie utworów paleozoicznych bloku kieleckiego trzech pięter strukturalnych: starokaledońskiego, młodokaledońskiego i waryscyjskiego. Natomiast w obrębie bloku łysogórskiego mamy do czynienia tylko z jednym — waryscyjskim piętrem strukturalnym (Mizerski, 1979, 1988, 1995).

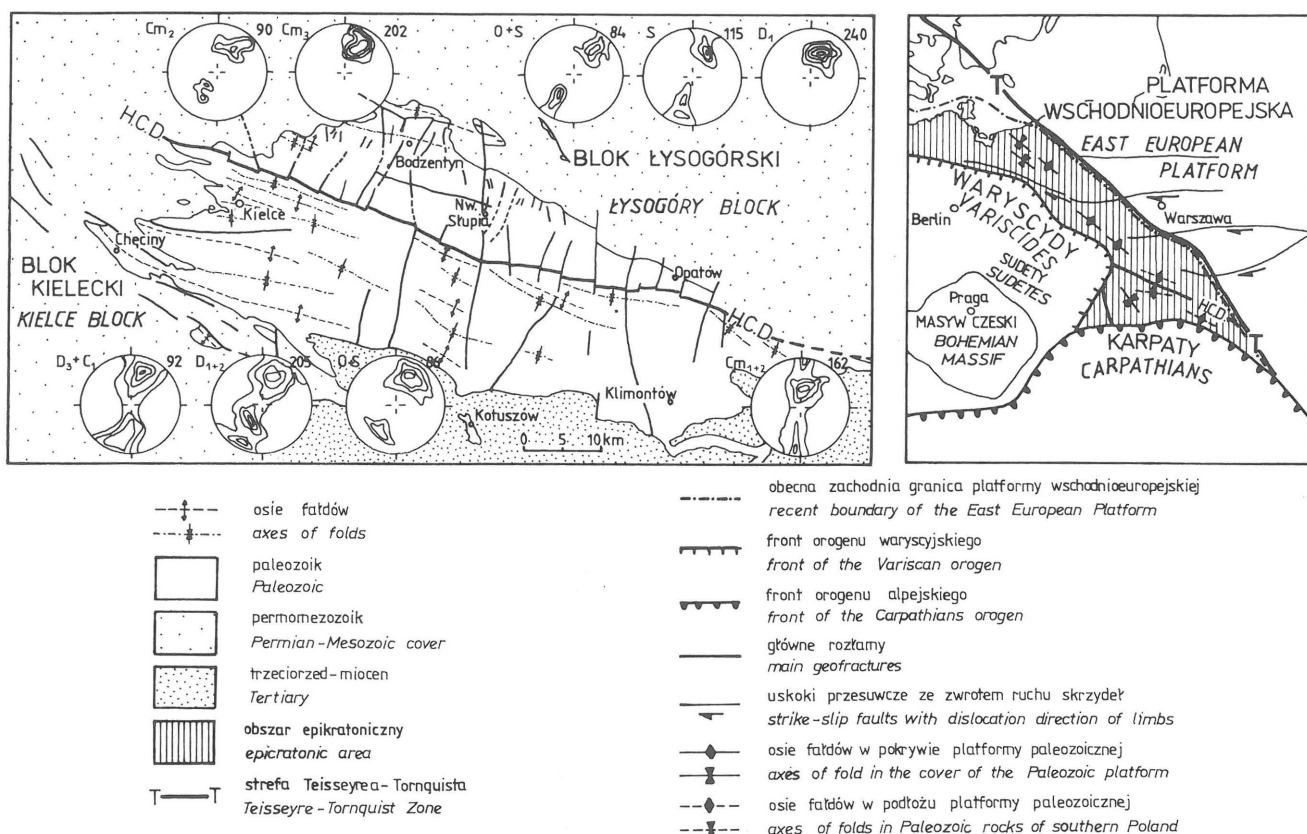
Przesłanki strukturalne (Jurewicz & Mizerski, 1987, 1992; Mizerski, 1988, 1991b, 1996) świadczą o tym, że ruchy staro- i młodokaledońskie w bloku łysogórskim nie miały charakteru ruchów fałdowych, lecz tylko wypiętrzających, a utwory dolnego dewonu leżą tam zgodnie kątowno na osadach starszego paleozoiku. Poglądy głoszone przez niektórych badaczy (m.in. Dadlez i in., 1994) o znaczącej roli ruchów kaledońskich w bloku łysogórskim nie są dotychczas jednoznacznie udokumentowane. Nigdzie nie znaleziono też bezspornych dowodów na silne przefałdowanie utworów kambryjskich bloku (Mizerski, 1991a, b, 1995), a w kwarcytach łysogórskich brak jakichkolwiek dowodów na fałdowanie ze zginania.

W obrębie bloku łysogórskiego znajduje się mało odsłoneń i żadne z nich nie dokumentuje granic poszczególnych systemów geologicznych, z wyjątkiem granicy kambr/ordowik w przekopach dojazdowych kamieniołomu Duża Wiśniówka, gdzie przejście kambru w ordowik jest ciągłe i zachodzi w obrębie osadów morskich. Dlatego też szczególne znaczenie przypisać należy analizie drobnych i średnich struktur tektonicznych występujących w utworach różnego wieku w obrębie bloku łysogórskiego. Wyniki analizy tych struktur (Mizerski, 1981a, b, 1988, 1991a, b, 1994, 1995) przemawiają za obecnością tu tylko jednego — waryscyjskiego piętra strukturalnego.

Wyniki opracowań statystycznych kilku tysięcy obserwacji i pomiarów tektonicznych — położenia warstw, drobnych uskoków i fałdów, kłiważu i ciosu — w skałach różnego wieku w obrębie bloku łysogórskiego (Mizerski 1991a, 1995) dają niezwykle jednorodny obraz strukturalny.

Położenie warstw (ryc. 1) w obrębie systemów staropaleozoicznych wykazuje daleko idącą zbieżność jeśli nie identyczność; świadczą o tym bezspornie dominanty położenia warstw różnego wieku, wspólne dla wszystkich systemów.

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 1. Szkic tektoniczny trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich z diagramami położenia warstw w bloku łysogórskim (u góry) i bloku kieleckim (u dołu) — po lewej, na tle szkicu getektonicznego Europy Środkowej (po prawej). Po prawej stronie u góry każdego diagramu — liczba pomiarów (projekcja normalnych na górną półkulę; izarytmy procentowe: 2, 4, 6, 8, 10). Po lewej stronie u góry każdego diagramu — wiek warstw. Cm₁₊₂ — kambryj dolny i środkowy, Cm₂ — kambryj środkowy, Cm₃ — kambryj górny, O+S — ordowik i sylur, S — sylur, D₁ — dewon dolny, D₁₊₂ — dewon dolny i środkowy, D₃+C₁ — dewon górny i karbon dolny; H.C.D. — dyslokacja świętokrzyska

Fig. 1. Generalized tectonic map of the Paleozoic cover of the Holy Cross Mts and diagrams of the attitude of the strata in the Łysogóry block (at the top) and Kielece block (at the bottom) — on left hand side, and generalized geotectonic map of the central Europe (on right hand side). On the upper-right hand side of each diagram, number of measurements (projection of normals onto the upper hemisphere; percent isarithms: 2, 4, 6, 8, 10). On the upper-left hand side of each diagram, age of the strata. Cm₁₊₂ — Lower and Middle Cambrian, Cm₂ — Middle Cambrian, Cm₃ — Upper Cambrian, O+S — Ordovician and Silurian, S — Silurian, D₁ — Lower Devonian, D₁₊₂ — Lower and Middle Devonian, D₃+C₁ — Upper Devonian and Lower Carboniferous; H.C.D. — Holy Cross dislocation

Identyczne zbieżności wykazuje położenie warstw utworów starszego paleozoiku i dewonu, a dominanta położenia warstw dewońskich jest analogiczna z dominantami na diagramach wykonanych dla utworów starszego paleozoiku.

Drobne struktury fałdowe (ryc. 2) w utworach paleozoicznych bloku łysogórskiego mają różną geometrię, różny stosunek do większych form fałdowych i różną genezę. Wszystkie typy drobnych fałdów występują w obrębie wszystkich systemów paleozoicznych — tak staropaleozoicznych, jak i w dewońskim.

Drobne uskoki (ryc. 2) również mają różną orientację i genezę, ale wszystkie typy drobnych uskoków, tak geometryczne, jak i genetyczne, występują w skałach wszystkich systemów geologicznych.

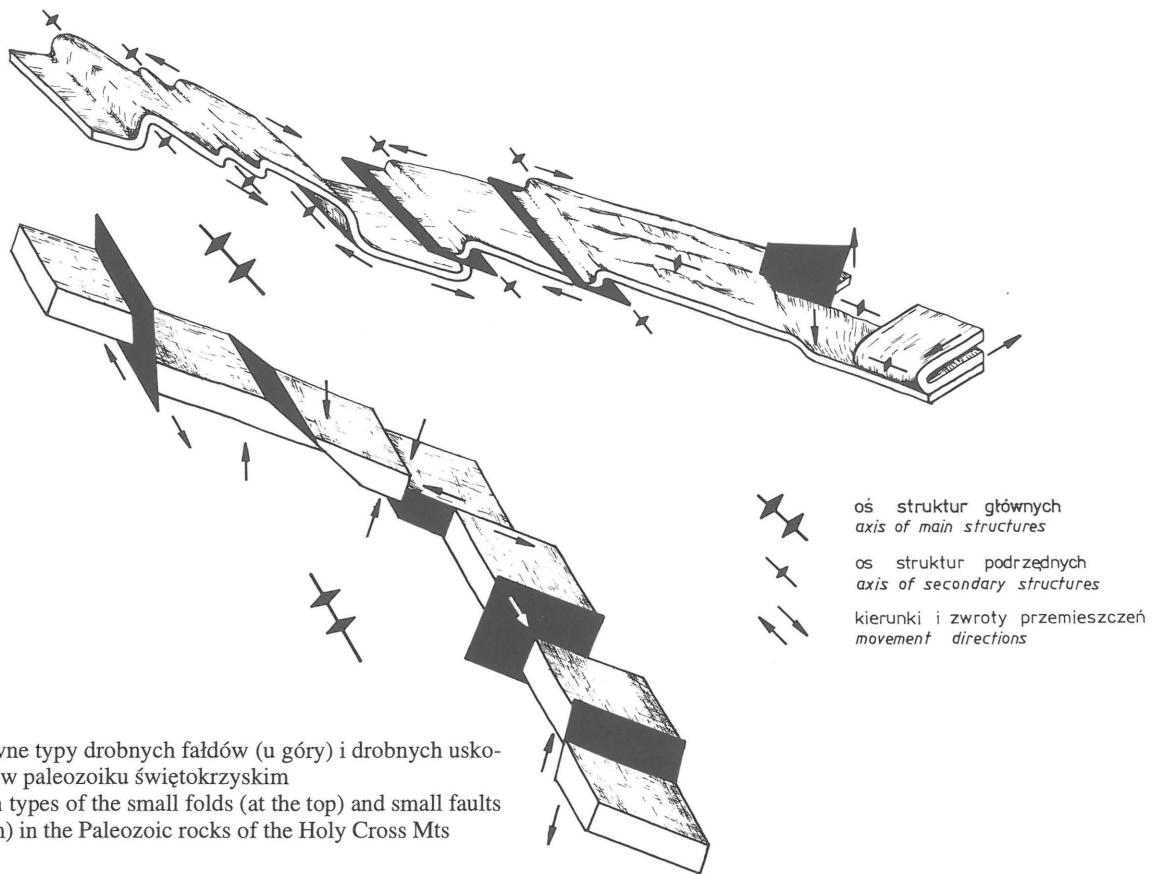
Można również przytoczyć wyniki opracowań statystycznych kliważu (Mizerski, 1991a, 1995; Orłowski & Mizerski, 1996), zarówno spekaniaowego, jak i ścięciowego. One również informują o tym, że kliważ o tej samej genezie, tej samej geometrii i takim samym stosunku do większych form fałdowych występuje w obrębie wszystkich systemów geologicznych.

W tej sytuacji najbardziej proste i najbardziej logiczne jest przyjęcie, iż w bloku łysogórskim mamy do czynienia tylko z jednym piętrzem strukturalnym — waryscyjskim. To ruchy waryscyjskie spowodowały powstanie nie tylko drobnych struktur tektonicznych przedstawionych wcześniej, ale przede wszystkim — głównych jednostek tektonicznych tego bloku. Wniosek ten znajduje również potwierdzenie w badaniach paleomagnetycznych — pozostałość magnetyczna związana z fałdowaniem kambryjskich skał Wiśniówki jest nie wcześniejsza niż górnowieńska.

Inaczej sytuacja wygląda w obrębie bloku kieleckiego. W ewolucji strukturalnej tego bloku wyróżnić można kilka etapów, w trakcie których powstawały różne deformacje tektoniczne.

Najstarsze deformacje obserwowane w utworach kambryjskich mają charakter deformacji z płynięcia (Mastella & Mizerski, 1981; Mizerski, 1995, 1997). Przykładami są struktury fałdowe z Gór Pieprzowych (ryc. 3).

Fałdy występujące w obrębie utworów kambryjskich Gór Pieprzowych, które powstały w słabo skonsolidowanym materiale (ryc. 3) mają następujące cechy: wyraźnie zwiększoną miąższość ławic w przegubach kosztem skrzydeł, fragmen-



Ryc. 2. Główne typy drobnych fałdów (u góry) i drobnych uskoków (u dołu) w paleozoiku świętokrzyskim

Fig. 2. Main types of the small folds (at the top) and small faults (at the bottom) in the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mts

ty ławic piaskowców, budujących jądrowe części fałdów są często oderwane i zwinięte, fragmenty rozerwanych ławic piaskowcowych są pogrążone w łupkach.

Takie cechy fałdów świadczą (por. Mastella, 1992; Dadlez & Jaroszewski, 1994), że są to typowe fałdy z płynięcia. W skałach o zróżnicowanej litologii, a z takimi mamy do czynienia w obrębie zdeformowanej serii osadów z Gór Pieprzowych, charakterystyczne są dysharmonijne zafałdowania, rozerwanie ciągłości poszczególnych laminy, gwałtowne kończenie się i połamanie laminy mniej podatnych (ryc. 3). Laminę bardziej podatną mają zmienne miąższości i wyklinowują się obocznie. Cechą fałdów z płynięcia jest ponadto brak na skrzydłach luster tektonicznych. Fałdy tego typu bardzo często występują wśród utworów niezaburzonych.

Wszystkie wymienione cechy ma część deformacji fałdowych z Gór Pieprzowych. Wykazują one bardzo podobne cechy do fałdów z płynięcia w obrębie fliszu karpackiego. Podobieństwo jest tym wyraźniejsze, iż podobnie jak w wielu miejscach w Karpatach, fałdy te towarzyszą powierzchniom nieciągłości. Struktury z Gór Pieprzowych można uznać za powstałe w wyniku przemieszczania się pakietów skał po nachylnym zboczu zbiornika morskiego w trakcie sedymentacji utworów wyższych. Byłyby to zatem według niektórych poglądów deformacje atektoniczne.

Najstarsze typowe deformacje tektoniczne w bloku kieleckim są związane z naciskami skierowanymi od południa (Mizerski, 1997). Deformacje takie nie były przedtem przez nikogo stwierdzone. Deformacje takie stwierdzono wyłącznie w utworach kambryjskich bloku kieleckiego. Jest więc bardzo prawdopodobne, że związane są one z etapem wczesnokaledońskim, tzn. z fazą sandomierską, która w bloku łysogórskim zaznaczyła się tylko wypiętrzeniem.

Z naciskami skierowanymi od południa są związane

powierzchnie nasunięć o przebiegu równoleżnikowym i występujące pod nimi podnasunięciowe struktury zarówno fałdowe, jak i uskokowe, wskazujące na nasunięcia ku północy (ryc. 4).

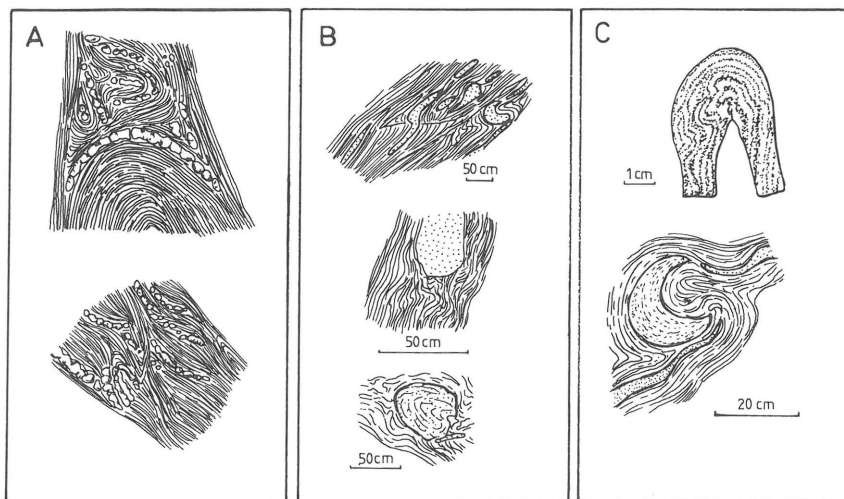
Fałdowe struktury podnasunięciowe (ryc. 5) mają głównie charakter fałdów ze zginania. Świadczą o tym: stała miąższość ławic w przegubach i skrzydłach, koncentryczność fałdów, obecność spekań radialnych, występowanie fałdków ciągniętych i rys ślizgowych (por. Mastella, 1992; Dadlez & Jaroszewski, 1994).

Niekiedy tylko są spotykane struktury fałdowe powstałe ze zginania z niewielkim udziałem płynięcia, które zaznacza się tylko lokalnie. Oznacza to, że struktury te musiały powstać już po diagenecie utworów kambryjskich, tzn. są one młodsze od osuwiskowych czy kolapsyjnych form z Gór Pieprzowych (Mizerski, 1994).

Za działalnością nacisków skierowanych z południa przemawiają również uskoki odwrócone o powierzchniach nachylnych ku południowi i towarzyszące im struktury fałdowe, jak również mezofałdy obalone ku północy (Mizerski, 1994, 1995).

Podkreślić należy, że charakter deformacji wczesnokaledońskich był różny w różnych fragmentach bloku kieleckiego, co uzależnione było przede wszystkim od litologii. W miękkich utworach łupkowych i łupkowo-piaskowcowych dominują deformacje fałdowe, zaś w kompleksach o przewadze piaskowców, zwłaszcza średnio i gruboławicowych dominowały deformacje uskokowe. Odbiło się to też na charakterze kontaktu skał kambryjskich z utworami ordowickimi. Jako przykłady można podać znaczącą niezgodność kątową w Chojnów Dole na południe od Łagowa oraz penakordantne ich ułożenie w Biesaku w południowej części Kielc.

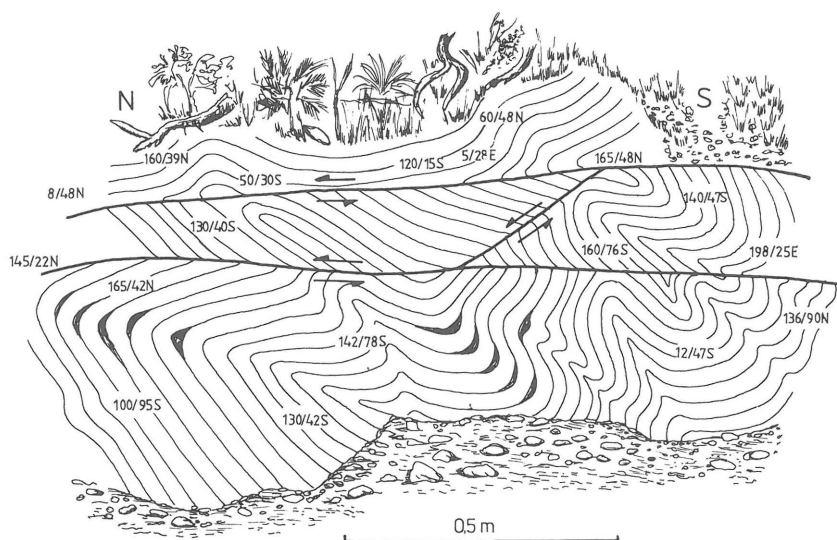
Zaangażowanie tektoniczne skał ordowiku i syluru jest



←

Ryc. 3. Przykłady drobnych fałdów z utworów kambryjskich Gór Pieprzowych (A — wg Żaka, 1962, B — wg Mastelli & Mizerskiego, 1981) oraz przykłady fałdów z płynięcia, C — wg Mastelli (1992)

Fig. 3. Examples of the mesofolds in the Cambrian rocks in the Pieprzowe Góry (A — after Żak 1962, B — after Mastella & Mizerski, 1981) and examples of the flow folds — after Mastella (1992)



←

Ryc. 4. Przykład nasunięć i fałdów w utworach kambryjskich, powstałych w wyniku transportu tektonicznego ku północy (koło Klimontowa)

Fig. 4. Example of overthrusts and folds in the Cambrian rocks, connected with tectonic transport to the north (near Klimontów)

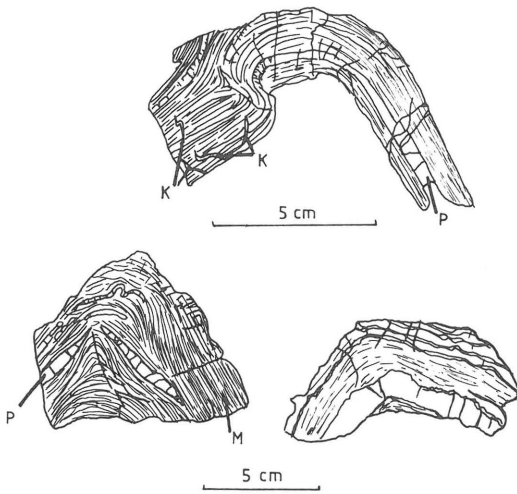
znacznie słabsze niż skał kambryjskich. W tej sytuacji wydaje się zasadny pogląd, iż ruchy starokaledońskie musiały znacznie silniej zaznaczyć się w tektonice paleozoiku świętokrzyskiego niż ruchy młodokaledońskie (Mizerski, 1994, 1995; Orłowski & Mizerski, 1996, 1998)

Problem roli ruchów młodokaledońskich w obrębie bloku kieleckiego jest ciągle przedmiotem dyskusji. Niewątpliwie ruchy te miały miejsce, jednak ich rola była niewielka, na co zwracano już uwagę i wcześniej. Tylko w niektórych rejonach niezgodności kąto- we między utworami starszego i młodszego paleozoiku są znaczne, jak na przykład w rejonie wąwozu Prągowiec; w obrębie antykliny chęcińskiej brak jest zupełnie osadów ordowiku i syluru, co można tłumaczyć erozją tych utworów po ruchach młodokaledońskich wywołaną ruchami pinowymi (Orłowski & Mizerski, 1998); w wielu obszarach niezgodności kąto- we między starszym a młodszym paleozoikiem są nieznaczne lub w ogóle ich brak. Przychylić się trzeba do wniosku wypowiedzianego przez Głazka i in. (1981) ze współautorami, iż ruchy młodokaledońskie miały charakter ruchów blokowych. Uzasadnieniem takiego poglądu może być również występowanie w skałach kambryjskich nasunięć o powierzchniach nachylnych ku północy, wzdłuż których nastąpiło przemieszczenie warstw również ku północy. Sądzić można, że owo nachylenie jest wywołane późniejszymi ruchami i jest prawdopodobny związek zmiany nachylenia tych powierzchni z ruchami młodokaledońskimi (Mizerski, 1997).

Porównując biegi warstw kambryjskich oraz ordowicko-sylurskich (ryc. 1) nie sposób nie zauważyć daleko idącej zbieżności ich dominant. Jednak szczegółowe pomiary w konkretnych odsłonięciach wykazują różnicę w rozciągłości warstw ordowickich i kambryjskich wynoszącą około 20°. Oznaczać to może, że ruchy młodsze od wczesnokaledońskich, tj. sandomierskich, przemodelowały utwory kambryjskie, dostosowując ich biegi do osi późniejszych struktur tektonicznych (Mizerski, 1992, 1995). Problem tkwi w tym, kiedy to przemodelowanie nastąpiło.

Odpowiedzi na to pytanie dostarcza porównanie struktur tektonicznych występujących w utworach wszystkich trzech piętér strukturalnych.

Analiza statystyczna położenia warstw świadczy o tym, że regionalne rozciągłości warstw starszego i młodszego paleozoiku są analogiczne. W obrębie skał młodszego i starszego paleozoiku występuje identyczny inwentarz drobnych struktur tektonicznych: fałdowych i uskokowych, z wyjątkiem nasunięć i związanych z nimi struktur wskazujących na naciski skierowane z południa. Osie struktur fałdowych, które są zbudowane z utworów zarówno starszego, jak i młodszego paleozoiku są równoległe do osi podrzędnych struktur fałdowych występujących zarówno w obrębie starszego, jak i młodszego paleozoiku. W skałach wszystkich systemów geologicznych można znaleźć identyczne zespoły spekań ciosowych (Mizerski, 1995). Szczególnie należy podkreślić fakt, iż w obrębie utworów zarówno młod-



Ryc. 5. Przykłady fałdów ze zginania w mułowcowo-piaskowcowych skałach kambryjskich (okolice Klimontowa); k — kalcyt, p — piaskowce, m — mułowce

Fig. 5. Examples of the true folds in the Cambrian mudstones and sandstones (near Klimontów); k — calcite, p — sandstones, m — mudstones

szego, jak i starszego paleozoiku występują struktury, których powstanie jest związane z działalnością nacisków o przebiegu subrównoleżnikowym, np. kliważ, powierzchnie nasunięć o biegach subpołudnikowych z rysami ślizgowymi po upadzie (Mizerski, 1988, 1992, 1995).

Zbieżności takie można uznać za przypadkowe lub też wynikające z identyczności pól naprężeń w kilku cyklach tektonicznych. Szczegółowa analiza w odsłonięciach wskazuje jednak na różnice w rozkładzie pól naprężeń działających w czasie ruchów starokaledońskich i później. Podobne rozbieżności można stwierdzić między kierunkami głównego nacisku odtworzonymi dla utworów sylurskich i dewońskich. A przecież utwory wszystkich systemów geologicznych mają jednakową regionalną rozciągłość. Oznacza to, że główne deformacje zachodziły po dolnym karbonie, a styl deformacji uzależniony był w znacznym stopniu od litologii. Ponieważ na całym obszarze świętokrzyskim istnieje drastyczna niezgodność kąta między utworami paleozoicznymi a permomezozoicznymi, logiczny wydaje się wniosek, że główne deformacje tektoniczne na obszarze świętokrzyskim, z którymi są związane walne struktury tektoniczne, należy wiązać z ruchami waryscyjskimi.

Jednocześnie trzeba wyraźnie podkreślić, iż inwentarz drobnych struktur tektonicznych występujących w obrębie wszystkich systemów geologicznych bloku kieleckiego jest analogiczny z inwentarzem tych struktur w skałach bloku łysogórskiego. Jedynym wyjątkiem jest nieobecność nasunięć ku północy w skałach kambryjskich bloku łysogórskiego. Tych jednak być nie mogło, gdyż ruchy starokaledońskie w bloku łysogórskim nie miały charakteru ruchów fałdowych. Jeśli dodać do tego uderzające zbieżności w położeniu warstw różnego wieku w obrębie obu bloków, logiczne będzie przyjęcie, iż styl strukturalny utworów starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich został ukształtowany pod zasadniczym wpływem ruchów waryscyjskich.

Struktury tektoniczne paleozoiku świętokrzyskiego leżą na przedpolu orogenu waryscyjskiego, w strefie epikratonicznej platformy wschodnioeuropejskiej (Mizerski, 1994). Ich powstanie wiązać można, na podstawie analogii z pro-

cesami kolizyjnego rozwoju tektogenu alpejsko-karpackiego (Ziegler i in., 1995; Cymerman, 1998), z naprężeniami wywołanymi procesami rozwoju orogenu sudeckiego, przeroszonymi w głąb jego przedpola. Deformacje związane z takimi naprężeniami mogą występować w odległości nawet ponad 1000 km od frontu orogenu (Zoback, 1992; Ziegler i in., 1995). Biorąc pod uwagę, iż paleozoik świętokrzyski znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie frontu orogenu waryscyjskiego, wniosek ten można uznać za bardzo prawdopodobny.

Odmierna ewolucja geotektoniczna bloku kieleckiego i łysogórskiego w starszym paleozoiku musi być związana z innym niż obecnie usytuowaniem obu bloków w tym czasie (Mizerski, 1994, 1995, 1996). Wspólny rozwój obu bloków datuje się dopiero od dewonu.

W podsumowaniu należy zatem stwierdzić, iż:

— skały paleozoiczne obszaru świętokrzyskiego były poddawane kilkukrotnym ruchom tektonicznym, których efekty były zróżnicowane w bloku łysogórskim i kieleckim,

— w tektonice bloku kieleckiego wyraźnie ujawniły się ruchy starokaledońskie, w czasie których główny nacisk był skierowany z południa na północ. Ruchy młodokaledońskie wywołały tu głównie deformacje nieciągłe. Ruchy waryscyjskie, w trakcie których powstały główne jednostki tektoniczne, dostosowały biegi warstw starszego paleozoiku do osi głównych struktur waryscyjskich, lecz nie zmieniły wewnętrznej struktury tych utworów,

— w tektonice bloku łysogórskiego dominujące znacznie miały ruchy etapu waryscyjskiego, które były pierwszymi ruchami fałdowymi na tym obszarze,

— ruchy waryscyjskie na obszarze występowania paleozoiku świętokrzyskiego przebiegały etapowo. W pierwszym etapie powstały struktury związane z naciskami subrównoleżnikowymi. Drugi etap — głównego fałdowania jest związany z kompresją południową, a nacisk skierowany był wówczas ku południowi, o czym świadczy zarówno wergencja głównych struktur tektonicznych, jak i geometria drobnych struktur, m.in. kliważu; trzeci etap wiązany jest z wypiętrzaniem obu bloków. O dwuetapowości ruchów związanych z naciskami tangencyjnymi świadczy też rozkład azymutów rys ślizgowych na powierzchniach innych niż spękania ciosowe,

— deformacje waryscyjskie zachodziły na przedpolu orogenu waryscyjskiego Europy Środkowej.

Z wyników wieloletnich własnych badań i rozważań autor przedstawił tylko wnioski z nich wynikające. Wnioski te wydają się spójne z wszystkimi dotychczas znanymi obserwacjami geologicznymi i opracowaniami statystycznymi, a także zgodne z danymi paleomagnetycznymi. Autor nie rości sobie prawa do nieomyślności, jest jednak zdania, że przy konstruowaniu hipotez geotektonicznych dla paleozoiku świętokrzyskiego niezbędne jest wzięcie pod uwagę wyników badań drobnostukturalnych.

Literatura

- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1981 — Wielkoskalowe ruchy przesuwce wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.*, 29: 385–397.
- CYMERMAN Z. 1998 — Młodoalpejskie fałdy w depresji północnosudeckiej: przykłady z wapienia muszlowego z Raciborowic. *Prz. Geol.*, 46: 348–354.
- CZARNOCKI J. 1950 — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 1: 1–404.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — *Tektonika*. Wyd. Nauk. PWN.

- GLĄZEK J., KARWOWSKI Ł., RACKI G. & WRZOŁEK T. 1981 — The Early Devonian continental/marine succession at Chęciny in the Holy Cross Mts and its paleogeographic and tectonic significance. *Acta Geol. Pol.*, 31: 233–350.
- JAROSZEWSKI W. 1980 — Tektonika uskoków i fałdów. *Wyd. Geol. JUREWICZ E. & MIZERSKI W. 1987 — Etapy deformacji tektonicznych utworów paleozoicznych północnej części regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. Prz. Geol.*, 35: 23–26.
- JUREWICZ E. & MIZERSKI W. 1992 — Nowe dane o budowie geologicznej antykliny Bronkowic. *Biul. Geol. UW*, 32: 121–145.
- KOWALCZEWSKI Z. 1981 — Węzłowe problemy tektoniki trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.* 29: 334–340.
- 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.
- MASTELLA L. 1992 — Fałdy w skałach osadowych. *Instr. i Met. Bad. Geol.*, 51: 79–95.
- MASTELLA L. & MIZERSKI W. 1981 — Etapy deformacji tektonicznych utworów kambru środkowego Gór Pieprzowych. *Prz. Geol.*, 29: 351–355.
- MIERZEJEWSKI M.P. (red.) 1992 — Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej. *Instr. i Met. Bad. Geol.*, 51: 1–176.
- MIZERSKI W. 1979 — Tectonics of the Łysogóry unit in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 29: 1–38.
- MIZERSKI W. 1981a — Uwagi o tektonice centralnej części synkliny bodzentyńskiej. *Prz. Geol.*, 29: 355–361.
- MIZERSKI W. 1981b — Structural analysis of the Devonian exposures within the middle part of the Bodzentyn syncline in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 31: 251–263.
- MIZERSKI W. 1982 — O zrzutowym charakterze uskoku łysogórskiego. *Biul. Geol. UW*, 27: 193–202.
- MIZERSKI W. 1988 — Ewolucja tektoniczna regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 36: 46–52.
- MIZERSKI W. 1991a — Ewolucja tektoniczna regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *Rozprawy UW*, 362: 1–141.
- MIZERSKI W. 1991b — Mezostруктуры фалдовые и усковые в палеозоическом регионе łysogórskiego Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie dla odwrócenia etapów deformacji tektonicznych. *Prz. Geol.*, 39: 472–477.
- MIZERSKI W. 1992 — Tektonika utworów kambryjskich obszaru świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, 40: 142–146.
- MIZERSKI W. 1994 — Ewolucja paleotektoniczna kambru świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, 42: 721–727.
- 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. 1997 — Styl strukturalny starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 53: 2–6.
- MIZERSKI W. & ORŁOWSKI S. 1993 — Główne uskoki poprzeczne i ich znaczenie dla tektoniki antyklinorium klimontowskiego — Góry Świętokrzyskie. *Geol. Quart.*, 37: 19–40.
- MIZERSKI W. & ORŁOWSKI S. 1995 — New data on geology of the Middle Cambrian rocks in the Klimontów Anticlinorium (Holy Cross Mts.). *Geol. Quart.*, 39: 293–306.
- MIZERSKI W., ORŁOWSKI S. & RÓŻYCKI A. 1986 — Tektonika Pasma Ocieseckiego i Pasma Zamczyska w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 30: 180–200.
- MIZERSKI W., ORŁOWSKI S. & WAKSMUNDZKI B. 1991 — New data on geology of the Kamieniec Shale Formation — Lower Cambrian, Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, 35: 149–161.
- ORŁOWSKI S. & MIZERSKI W. 1996 — The Cambrian rocks and their tectonic evolution in the Dyminy Anticline of the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, 40: 353–366.
- ORŁOWSKI S. & MIZERSKI W. 1998 — Nowe dane o kambrze antykliny checińskiej (Góry Świętokrzyskie). *Prz. Geol.*, 46: 278–282.
- 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.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S. & VAN WESS J.D. 1995 — Dynamics of intra-plate compressional deformations: the Alpine foreland and other examples. *Tectonoph.*, 252: 7–59.
- ZNOSKO J. 1994 — Styl strukturalny kompleksów staropaleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol.*, 20/95.
- ZOBACK M.L. 1992 — First- and second-order patterns of stress in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 97: 11703–11728.
- ŻAK Cz. 1962 — Wstępne studium tektoniki skał kambryjskich Gór Pieprzowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 174: 9–50.