

## REGION ŁYSOGÓRSKI A PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA W CYKLU KALEDOŃSKO-WARYSCYJSKIM

UKD 551.734.5 + 551.736](438.13:23 + 1 - 924.8)

Rozwinięcie powyższego tematu należy zacząć od wyników badań J. Czarnockiego i J. Samsonowicza nad paleozoikiem Gór Świętokrzyskich i ruchami kaledońsko-waryscyjskimi. Najbardziej jednak twórczym i aktualnym problemem tych badaczy jest podział regionalny Gór Świętokrzyskich (*sensu lato*) na region łysogórski – północny i region kielecki – południowy. Trafnie określona, na podstawie ówczesnych znanych faktach, idea podziału wprowadzona przez J. Czarnockiego (4), a także doceniana przez J. Samsonowicza (9, 10), ma obecnie większe znaczenie i uzasadnienie w penetracji geofizyczno-geologicznej w poszukiwaniu ropy naftowej i gazu ziemnego. Tylko w starszym paleozoiku osady regionu łysogórskiego (*sensu stricto*), zachowując cechy pierwotne, wchodziły w obręb sedimentacji platformowej wschodnioeuropejskiej. Dopiero w młodszym paleozoiku nastąpiła zmiana pozycji tektonicznej tego regionu i jego bezpośredni kontakt tektoniczny z regionem kieleckim.

Pogląd autora, że platforma sięga po Łysogóry, został wygłoszony na uroczystej sesji naukowej poświęconej J. Samsonowiczowi w Ostrowcu Świętokrzyskim 18 maja 1985 r. w referacie pt. „Aktualność poglądów J. Samsonowicza i J. Czarnockiego na budowę geologiczną regionu świętokrzyskiego”. Następnie ideę tę autor przedstawił 17 XI 1986 r. we Wrocławiu w ramach sesji KTNG – PAN w referacie pt. „Historia ruchów tektonicznych między brzegiem platformy i regionem świętokrzyskim”. Kontynuacja tego poglądu jest zawarta w sprawozdaniach z posiedzeń naukowych Instytutu Geologicznego (12). Niniejsze opracowanie stanowi sumaryczne ujęcie dotychczasowych wystąpień o bardziej rozszerzonej ewolucji poglądów, z uwzględnieniem napływu nowych materiałów i faktów.

### EWOLUCJA POGŁADÓW

Z badań J. Samsonowicza o wyjątkowo zróżnicowanym charakterze, zostaną tutaj przedstawione tylko elementy dotyczące podziału regionalnego. Uściślenie tematu wynika z tempa napływu nowych materiałów także z obszarów sąsiednich, jak: strefa krakowsko-częstochowska, podłoże zapadliska przedkarpacciego oraz platforma z obszarem lubelskim i podlaskim. Heterochroniczność natomiast strefy rozłamowej (tzw. LTT) z uskokiem przesuwczym staropaleozoicznym (tzw. transeuropejskim TEF) w znacznym stopniu modyfikuje problem brzegu platformy i wykracza poza ramy niniejszego opracowania. Jednak aby udostępnić wyniki badań sprzed pół wieku, autor nie

rozprasza głównej idei drobnymi i mniej istotnymi różnicami, jakie zachodziły wówczas między poglądami Czarnockiego i Samsonowicza. Wydaje się, że taki punkt widzenia wpłynie dodatnio na przedstawione tutaj problemy.

Badania J. Samsonowicza (9) obejmowały wschodnią część regionu świętokrzyskiego. Nowe fakty stratygraficzne i tektoniczne dostrzegamy w publikacjach z lat 1916 i 1917. Dotyczą one rozciągłości antykliny świętokrzyskiej (łysogórskiej), budowy synkliny centralnej, uskoków poprzecznych, w tym dyslokacja Łągów–Nowa Słupia, a więc dyslokacja łysogórska. Dalszy napływ materiałów J. Samsonowicz zamieszcza w sprawozdaniach PIG (lata 1918–1931), które dotyczą: odkrycia poziomu *Thysanotos siluricus* z podstawowym zlepieńcem tremadoku w Międzygórzu, facji graptolitowej syluru, fauny bentonicznej górno-sylurskiej w Lipniczku, odkrycie kambru dolnego itd. Przy kartowaniu arkusza Opatów przedstawił on (9) nowe fakty dotyczące sprecyzowania ruchów kambryjskich orogenezy sandomierskiej, które wpłynęły na dalsze półwiekowe ukierunkowanie badań. Ogólna budowa geologiczna Gór Świętokrzyskich została przedstawiona przez J. Samsonowicza w „Zarysie geologii Polski” w 1952 r., a także w publikacjach dotyczących kambru z lat 1956–1960.

Równoległe z badaniami J. Samsonowicza, prace terenowe na zachodzie i południu Gór Świętokrzyskich prowadził J. Czarnocki. Syntetyczne opracowanie stratygrafii i tektoniki tego obszaru opublikował on w 1919 r. Dalsze intensywne badania umożliwiły Czarnockiemu zdefiniowanie różnic paleogeograficznych między północnym i południowym obszarem Gór Świętokrzyskich. Na podstawie górnego syluru i dolnego dewonu, badacz ten wyodrębnił dwa regiony, tj. łysogórski i kielecki. Fakty odrębności doskonale charakteryzuje jego mapa geologiczna, arkusz Kielce 1:100 000 z 1937 r. Ponowne ujęcie stratygrafii i tektoniki regionu świętokrzyskiego zostało przedstawione przez niego na XX Zjeździe PTG w 1947 r. Natomiast synteza regionu łysogórskiego w korelacji z obszarem południowym regionu kieleckiego została zamknięta w monografii z 1950 r.

Przedstawiony rys historyczny badań Czarnockiego i Samsonowicza wymaga jeszcze uściślenia z pozycji regionalnego podziału Gór Świętokrzyskich w aspekcie tektoniczno-strukturalnym. Wschodni obszar Gór Świętokrzyskich Samsonowicz (9) dzieli na 4 jednostki geologiczne: 1) antyklinorium klimontowskie, 2) synklinorium centralne, 3) antyklinorium opatowskie (jako przedłużenie E Łysogór), 4) synklinorium północne (przedłużenie synkliny bodzen-

tyńskiej). Pierwsze dwie jednostki możemy obecnie zaliczyć do regionu kieleckiego, pozostałe należą do regionu łysogórskiego.

Według Samsonowicza (9) osady kambru na wschodzie Łysogór\* mają 2100 m, na kambr środkowy przypada 750 m, na górny ok. 550 m. Niestosownie jednak badacz ten przyjmował brak najwyższych poziomów kambru górnego (1934, s. 77 środek):

„Najwyższych ogniw górnego kambru (od zony 6-jej Westergard'a począwszy, wraz z łupkami dikcionemowemi) dotychczas nie stwierdzono w Łysogórach: na ten odcinek czasu, dokładnie zresztą nieustalony, przypada luka w sedymentacji”.

Nieco tylko poniżej tego cytatu Samsonowicz podaje, że w jednostce klimontowskiej fałdy tworzy kambr holmio-owy, w synklinorium centralnym w części sandomierskiej – kambr środkowy, w północnej opatowskiej – kambr środkowy i górny. Bezpośrednio za powyższą informacją już na s. 78 u góry czytamy:

„Kierunek fałdów kambryjskich jest prawie równoleżnikowy, z lekką odchylną ku WNW; został on nazwany – świętokrzyskim (J. Czarnocki, Pos. Nauk. PIG, Nr 17, 1927). Nazwę tę proponuję nadać najstarszej w Łysogórach, kambryjskiej fazie orogenicznej, powstały zaś wówczas łańcuch górski proponuje nazwać Sandomierskim: jest on niewątpliwie starszy i niezależny od kaledonidów”.

Stwierdzenie powyższe jest dość istotne dla precyzowania najstarszych ruchów orogenicznych w Świętokrzyskiem, a jednocześnie rzutuje na czas transgresji ordowickiej. Tym bardziej, że J. Samsonowicz nie uściślił luki, przerwania sedymentacji, rozwoju erozji, denudacji – aż do spenizowania Sandomirydów. Dopiero w następnych latach J. Samsonowicz skłonny jest interpretować tylko fazę ruchów sandomierskich, która wg H. Tomczyka (11) będzie odpowiedzialna za transgresję i rozpoczęcie nowego cyklu ordowicko-sylurskiego.

Doskonale natomiast charakteryzuje Samsonowicz w 1952 r. ruchy fałdowe waryscyjskie. Otóż (10) na s. 75 u dołu tak je definiuje:

„Fałdowanie waryscyjskie (nieustalonej fazy) w Górach Świętokrzyskich ujęło osady paleozoiczne od kambru po kulum w kilka łańcuchów antyklinalnych o kierunkach NWW–SEE. Fałdy te są najczęściej obalone, a nawet nasunięte wzdłuż wielkich dyslokacji longitudinalnych z północy na południe. Taki więc był kierunek nacisku. Często następowało odkłucie mas skalnych o różnym składzie litologicznym i odmiennej plastyczności, np. dewonu od gotlandu, tego ostatniego od ordowiku i kambru. Często jest wyprasowanie skrzydeł leżących i partii jądrowych w siodłach. Stylem te elementy tektoniczne przypominają łuski lub skiby Karpat fliszowych, na co już dawniej zwrócił uwagę J. Nowak. Wszystkie te fałdy są zakorzenione, nie mają więc charakteru płaszczowin”.

Do powyższego cytatu warto jeszcze dodać, że przed procesami ruchów waryscyjskich pod koniec sedymentacji sylurskiej nastąpiły ruchy wynurzające. O tych faktach tak pisze Samsonowicz (10, s. 79 środek):

„Pod koniec okresu downtońskiego wynurzanie się masywu Łysogór, postępujące od pd.-wschodu i trwające przez górny ludlow i downton, objęło cały obszar Łysogór: cykl sedymentacji ordowicko-gotlandzko-downtoński został zakończony”.

Te podstawowe wyniki tektoniczno-strukturalne i sedymentacyjne Samsonowicza wyczerpująco charakteryzują budowę Gór Świętokrzyskich. W ogólnym zarysie zagadnienia te podobnie interpretuje J. Czarnocki, dokumentując

licznymi publikacjami w latach 1919–1950. Na uwagę zasługuje ujęcie ruchów kambryjskich w pracy z 1950 r., dotyczącej regionu łysogórskiego (4). Przy omawianiu cykli sedymentacyjnych i orogenicznych J. Czarnocki na s. 52 podaje:

„Pierwsza, najstarsza ze znanych, faza orogeniczna przypada w Świętokrzyskim na kambr środkowy, a nie górny. Z tym okresem wiąże się wycofanie morza środkowo-kambryjskiego z południowej części regionu kieleckiego”.

Natomiast nieco niżej stwierdza:

„Orogeniza kambryjska, zapoczątkowana w kambrze środkowym, trwa w czasie górnej jego części, kiedy region kielecki ostatecznie został wyniesiony i sfałdowany. Okres ten określony został przez autora mianem fazy preordowickiej, względnie – kieleckiej”.

W dalszych rozważaniach J. Czarnocki przyjmuje istnienie następnego cyklu orogenicznego Gór Świętokrzyskich z końcem syluru i początkiem dewonu, z wyraźnym podkreśleniem, że region Łysogórski tym procesom nie podlegał.

Tak więc faza ruchów **preordowickich** i faza ruchów **predewońskich** wchodzi w cykl ruchów kaledońskich. Na tle tych uogólnień J. Czarnocki w obszarze Gór Świętokrzyskich przeciwstawia dwa odrębne regiony tj. region **kielecki** regionowi **łysogórskiemu**. Według tego badacza region kielecki stanowił obszar geantyklinalny, który od kambru środkowego po dewon dolny włącznie podlegał ruchom orogenicznym, w dwóch głównych fazach tj. **kieleckiej** – starszej i **ardeńskiej** – młodszej. Region łysogórski natomiast (o cechach geosynklinalnych i pełniejszym rozwoju sedymentacji, osiągającej wielką miąższość) kształtował się całkiem odmiennie.

Zasługuje na uwagę jeszcze istniejąca zmienność granicy między regionami, którą J. Czarnocki przyjmował najczęściej po stronie południowej fałdy łysogórskiego, ale w zależności od okresu geologicznego mogła ona przekraczać na północną jego stronę (4).

## DALSZY POSTĘP BADAŃ

Na tle obecnego rozpoznania geologicznego Polski przedstawione poglądy J. Czarnockiego i J. Samsonowicza nabierają większego znaczenia i przekraczają ramy lokalnego charakteru Gór Świętokrzyskich. Niemniej etap tych badań ma w większości cechy historyczne, ze względu chociażby na szybkie tempo rozwoju nauk geologicznych.

### Cykl kaledoński

W 1962 r. i następnie w 1964 r. H. Tomczyk (11) przedstawił rozwój ordowiku i syluru w Polsce z wyraźnym podkreśleniem przejawów orogenezy kaledońskiej w Górach Świętokrzyskich. Ruchy preordowickie (wg Czarnockiego) oraz sandomierskie (wg Samsonowicza) autor uznał wówczas jednocześnie jako **fazę świętokrzyską**, która zaznaczyła się na pograniczu środkowy/górny kambr. Termin fazy przyjęto od wcześniej określonych kierunków fałdów kambryjskich jako – **świętokrzyskich**, co było jednoznacznie pojmowane przez J. Samsonowicza i J. Czarnockiego. Datowanie ruchów na schyłek środkowego kambru, a więc uznanie ich za starsze, uzależnione zostało od podstawowych faktów: budowy pasma głównego, czyli Łysogór, następnie różnic litofacji między kambrem środkowym i górnym, a szczególnie od wyników badań E. Tomczkowej (13) nad trylobitami górnokambryjskimi z wierceni, usytuowanych wzdłuż północnego skłonu Łysogór od Kajetanowa po Bukowiany k. Opatowa.

Pasma główne, tzw. Łysogóry, nie tylko dominują w

\* W latach 1930–1934 J. Samsonowicz przez określenie Łysogóry rozumiał obszar od Klimontowa po Opatów, a więc utożsamiał je z pojęciem wschodniej części Gór Świętokrzyskich (*sensu lato*).

morfologii, ale rzutują na tworzenie się jednostek geologiczno-geograficznych Gór Świętokrzyskich, wylaniających się spod osłony kenozoicznej-mezozoicznej-permskiej. Jednak charakter tektoniczny tego pasma nie jest jednoznacznie pojmowany i stosuje się określenia: antyklina, skiba, fałd, bariera itp. Z pozycji wczesno- i późnokaledońskiej tektogeny brak do chwili obecnej rozstrzygających danych. J. Samsonowicz (9) interpretując budowę antyklinorium opatowskiego w przedłużeniu ku E pasma Łysogór, przyjmował istnienie bariery podwodnej, która rządziła rozkładem facji dewonu i przyczyniła się do spiętrzenia utworów staropaleozoicznych w ruchach bretońskich. Natomiast J. Czarnocki (1950, s. 82–84) różnice facjalne kambru i starszego paleozoiku dostrzegał także w istnieniu bariery, jednak przypadającej na granicy dwóch odrębnych regionów.

Prace przyrządkowe W. Sedlaka z lat 1956–1974, dotyczące kwarcytów (piaskowców) łysogórskich, nie rozstrzygają definitywnie ich pozycji stratygraficznej. Podobnie opracowania W. Mizerskiego z 1979 r. nie wyjaśniają tektogeny całego pasma głównego. Na wzmiankę zasługują interpretacje Z. Kowalczewskiego z 1986 r., dotyczące Wiśniówki Dużej w zachodniej części Łysogór, skąd na podstawie Acritarcha wnioskuje on o rzekomym występowaniu także partii utworów dolnego tremadoku w obrębie piaskowców kwarcowych kambru. Z przedsta-

wionego przez niego przekroju geologicznego doszukac się raczej można istnienia wglębnego rozłamu i niezgodnego kontaktu mułowców kambru górnego z *Beltella* z kompleksem piaskowców kwarcowych. Prace innych geologów nie omawiają problemu odrębności regionalnej w sensie J. Czarnockiego zarówno z pozycji tektogeny, litofacji, a szczególnie wieku kwarcytów kambryjskich.

Najistotniejsze fakty wnoszą dopiero prace E. Tomczykowej (13), z których wynika, że poziomy najwyższego kambru górnego (4, 5 i 6) typu skandynawskiego, a więc platformowego, są reprezentowane w ciągłości sedimentacyjnej z łupkami dikcionemowymi najniższego tremadoku. Dla obszaru łysogórskiego *sensu lato* faza sandomierska musiała więc mieć inną pozycję stratygraficzno-tektoniczną niż to pierwotnie przyjmował J. Samsonowicz (9, 10).

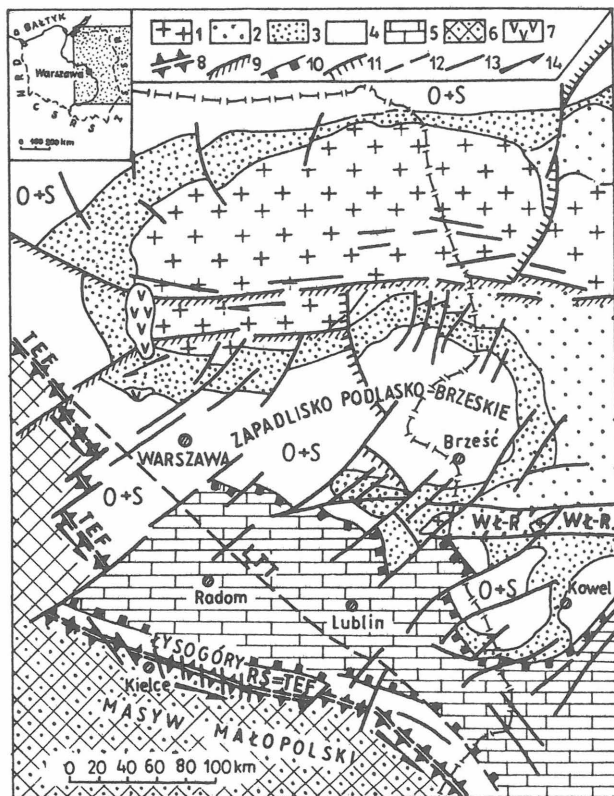
Dalsze badania (11) wykazały, że finalne ruchy młodopsyntyjskie lub wczesnokaledońskie mogą się składać z wielu faz. Przykładem tego są fałdowania sardyjskie na Sardynii i Półwyspie Iberyjskim, skąd są znane fazy: iberyjska i tolekańska. Korelują się one tylko z południowym – kieleckim obszarem Gór Świętokrzyskich jako faza ruchów świętokrzyskich – starsza i faza sandomierska – młodsza.

Potwierdzeniem tych poglądów są także nowe profile głębokich wierceń z obszaru platformy wschodnioeuropejskiej, głównie z wyniesienia Łeby i zapadliska podlasko-

uskok przesuwczy, określane jako uskoki transeuropejski, (TEF), w Łysogórach – jako rozłam świętokrzyski (RS), 9 – strefy rozłamowe równoleżnikowe bezpośrednio związane z rowem prybeckim (RP) oraz aulakogenem dniprańsko-donieckim (ADD), wg W. Pożaryskiego – strefa dyslokacyjna wczesnowarwicyjska, głównie Płońsk–Mikaszewice (PM), 10 – granica zasięgu dewonu (żedyn–famen), maskowana już przez osady karbonu; jedynie w Łysogórach może mieć charakter erozyjny pokarboński, 11 – maksymalna granica zasięgu ku E osadów landoweru, która ma cechy regresywne w stosunku do starszego od niego ordowiku, jak również młodszego syluru; w depresji (rowie) lubelskiej granica ta zbiega się z zasięgiem wschodnim dewonu aż po uskoki włodziemierski, 12 – strefa rozłamowa LTT Teisseyre'a-Tornquista, 13 – ważniejsze uskoki (o kierunku NE–SW, głównie bretońskie, najczęściej prostopadle lub skośnie do brzegu platformy), 14 – kierunki przesuwczycze

Fig. 1. Structural-regional sketch map of north-eastern Poland (without strata younger than the Devonian) for the end of the Early Variscan epoch

1 – crystalline basement, mainly in area of Mazury – Byelorussian elevation of East-European Platform, 2 – Precambrian rocks of Polesie series and Vendian, 3 – Cambrian, mainly Lower and Middle Cambrian, 4 – Ordovician and Silurian, 5 – Devonian rocks, from basal Gedynnian to Famennian, inclusively, 6 – Małopolska Massif (block), consolidated in result of Early Caledonian orogeny (also Late Caledonian zone west of Warsaw and Grójec – hachure without dots), 7 – extrusive rocks, porphyres, syenites and microsyenites related to Bretonian polyphase, 8 – Early Paleozoic strike-slip zone, named as Trans-European Fault (TEF), and as Świętokrzyski fault (RS) in Łysogóry region, 9 – latitudinal fault zones directly related to Pripyat' Trough (RP) and Dnepr–Donets Aulacogen (ADD), according to W. Pożaryski – Early Variscan fault zone, mainly Płońsk–Mikaszewice zone (PM), 10 – extent of Devonian (Gedinnian–Famennian), obscured by Carboniferous cover or (only in Łysogóry region) possibly of post-Carboniferous, erosional type, 11 – maximum eastward extent of Llandoveryan rocks (regressive in relation to the underlying Ordovician) and also younger Silurian, converging with eastward extent of Devonian in Lublin depression (trough) as far as Włodziemierz fault, 12 – Teisseyre-Tornquist fault zone (LTT), 13 – major faults (NE–SW oriented, mainly Bretonian, usually normal or oblique to margin of East-European Platform), 14 – direction of strike-slip movements



Ryc. 1. Szkic strukturalno-regionalny Polski Północno-Wschodniej u schyłku etapu wczesnowarwicyjskiego (bez utworów młodszych od dewonu)

1 – podłoże krystaliczne, głównie na obszarze wyniesienia mazursko-białoruskiego platformy wschodnioeuropejskiej, 2 – osady prekambru serii poleskiej i wendu, 3 – osady kambru, głównie dolnego i środkowego, 4 – osady ordowiku i syluru, 5 – osady dewonu od podstawy żedynu po famen włącznie, 6 – masyw (blok) małopolski o konsolidacji wczesnokaledońskiej bez pokrywy osadowej (na W od Warszawy i Grójca również strefa młodokaledońska – szraf bez kropek), 7 – skały wylewne: porfiry, sjenity, mikrosjenity związane z polifazą bretońską, 8 – staropaleozoiczny

-lubelskiego. Otóż kambr środkowy nie wykazuje tam ciągłej sedimentacji z kambrem górnym, gdyż brakuje piętra C – *Paradoxides forchhammeri*, tj. 1/3 kambru środkowego. Stwierdzona więc luka w przejściu z kambru środkowego do górnego rozstrzyga definitywnie słuszność interpretacji H. Tomczyka o pozycji fazy świętokrzyskiej (11). Także ostatnio wykonany w 1987 r. otwór Narol IG 1 między Cieszanowem i Tomaszowem Lubelskim w rejonie Lubaczowa wskazuje na platformowy rozwój starszego paleozoiku w przedziale 1094–3404 m, od górnego syluru (dolne podlasie) po piaskowce i mułowce środkowego kambru. Występujące bezpośrednio pod jurą osady syluru, ordowiku i kambru zalegają prawie poziomo (0–6°), a niezgodności sedimentacyjne i luki występują u podstawy arenigu i na pograniczu środkowego i górnego kambru. Transgresja arenicka obejmowała zarówno obszar starej platformy wschodnioeuropejskiej, jak również epikadomijską platformę małopolską wraz z regionem południowym Gór Świętokrzyskich.

Inni geolodzy przyjmują dla obszaru świętokrzyskiego główne ruchy orogeniczne na granicy kambr/ordowik. Taki punkt widzenia jest przyjmowany do dziś, mimo od dawna stwierdzonych odmiennych faktów paleontologiczno-stratygraficznych i sedimentacyjno-strukturalnych.

Młodsze ruchy orogeniczne tzw. **predewońskie**, opisane przez Czarnockiego (4), nie doczekały się dotychczas potwierdzenia. Ruchy te należy wiązać z procesami młodokaledońskimi, a więc z sedimentacją sylurską, a nawet górnosylurską. Warto jednak podkreślić, że sylur występuje prawie na całym obszarze Polski, jest więc bardzo szeroko rozprzestrzeniony i jednocześnie słabo zróżnicowany (11, 12, 14). Poza obszarem łysogórskim i kieleckim oraz Sudetami, sylur stwierdzono także wierceniami w podłożu przedgórzia Karpat, w strefie fałdowej krakowsko-częstochowskiej, a szczególnie dobrze rozwinięty jest na platformie wschodnioeuropejskiej. Na zachód od niej, tj. na W od wewnętrznego rozłamu TEF bądź LTT, o występowaniu syluru świadczą profile Chojnice 3, Lutom 1, Toruń 1, Karnkowo IG 1 k. Lipna oraz Szwejki 1 i Lisów 1 k. Radomia (ryc. 1).

Pozorna zgodność korelacyjna osadów syluru z różnych jednostek geologicznych Polski wynikała z szeroko rozprzestrzenionej litofacji graptolitowej. Jednak plankton graptolitowy nie definiuje różnic regionalnych i nie informuje o warunkach ekologicznych, klimatycznych, batymetrycznych ani o typie szelfu. Zagadnienia te stopniowo rozwiązywano w trakcie opracowywania fauny bentonicznej syluru, głównie górnego (14). Ważne dane wniosły wyniki badań górnosylurskich warstw rzepińskich (4, 9, 10, 14) znanych tylko z regionu łysogórskiego – północnego, a które osiągnięto wierceniami (np. Szwejki 1, Lisów 1, Potok IG 1) w marginalnej części platformy, głównie w obszarze lubelsko-radomskim.

Rzeczywisty rozwój starszego paleozoiku wraz z sylurem na północnym przedpolu Łysogór i w marginalnej części starej platformy skłania autora do przyjęcia istnienia ruchów młodokaledońskich, synorogenicznych, z nieznaczną tylko przebudową strukturalną. Bowiem u schyłku syluru wystąpiły oscylacyjne ruchy dna basenu z postępującym od S dźwiganie epikadomijskiej platformy, a więc bloku (masywu) małopolskiego wraz z regionem kieleckim. Z obszaru tego znane są dwa etapy ruchów – fazy krakowskiej i młodszej ardeńskiej, które powodują w basenie zanik facji graptolitowej i tworzenie się mułowców, a nawet szarogłazów wykazujących niepokój sedimentacyjny.

W przyległym do N regionie łysogórskim dominuje pod koniec syluru fauna bentoniczna warstw rzepińskich oraz

wyraźna laterytyzacja. Spłylenia sięgają daleko wraz z przesuwaniem się ku N (Lisów k. Radomia, Szwejki k. Rawy Maz.) szelfu małopolskiego. Bardziej wówczas stabilny region (blok) łysogórski (*sensu lato*) w starszym paleozoiku, genetycznie jeszcze związany z platformą, nie brał udziału w wielkoskalowym ruchu przesuwczym TEF (3), w przeciwieństwie do masywu małopolskiego i regionu kieleckiego, który przed old redem (emsem), a być może już w górnym sylurze osiągnął pozycję naprzeciw współczesnych Łysogór (ryc. 1, 2).

Rzutuje to na wyjątkową i złożoną strukturę geologiczną obszaru Gór Świętokrzyskich, gdyż wzdłuż uskoku TEF musiało dojść do tektonicznego kontaktu kompleksu staropaleozoicznego regionu kieleckiego z platformą. Niezgodność tego rzędu dostrzegalna jest na granicy omawianych tutaj regionów, tj. łysogórskiego z regionem kieleckim. Ruch przesuwczy wzdłuż TEF – starszy i niezależny od późniejszej i heterochronicznej LTT – trwający zapewne od kambru dolnego po ems, mógł być już przerwany w ludlowie lub w wyższym sylurze (12). Bowiem w marginalnej części platformy odnowione zostały stare pokarelskie (1, 7) kierunki SW–NE licznymi uskokami skośnymi i prostopadłymi do brzegu platformy.

W górnym sylurze mogło dojść do wydzwignięcia progu mazursko-białoruskiego, oddzielającego płytki małżorackowy basen bałtycki od głębszej zatoki podlasko-lubelskiej, i przerwania migracji fauny nawet bentonicznej szelfu Wołynia i Podola do obszaru nadbałtyckiego. Fazy krakowska i ardeńska, spływające zbiornik także na brzegu platformy, nie kończą sedimentacji syluru i najniższego dewonu (żedyń–zigen). Przemawia za tym zachowana ciągłość syluru z morskim dewonem przez regionalne piętra: podlasie, rzepin, bostów, ciepeliów i ich odpowiedniki: skała, borszczów i czortków na Podolu (wg R. Kozłowskiego z 1929 r.). Jednak piętra powyższe włącznie z rzepińskim nie są notowane ani w regionie kieleckim, ani w całym masywie małopolskim (14).

Synorogeniczne ruchy młodokaledońskie na brzegu platformy ujawniające się uskokami poprzecznymi NE–SW zapoczątkowały tworzenie się zapadliska podlaskiego oraz wyniesienia łukowsko-ratnowskiego. W następnych etapach jednostki te, genetycznie związane z zapadliskiem brzeskim i rowem prybeckim ku E, będą także rzutować na powstanie całego aulakogenu dnierzańsko-donieckiego (ADD).

W epoce kaledońskiej rozkład litofacji nie tylko syluru, ale całego starszego paleozoiku na N od skłonu Łysogór wraz z rozwiniętym kambrem górnym, potwierdza całkowicie cechy platformowe. Litofacja ciemnych łupków kambru górnego rozprzestrzeniona wzdłuż północnego skłonu Łysogór z trylobitami *Leptoplastides latus* (E. Tomczykowa, 1968) i innymi gatunkami jest także notowana w przyplatformowym górnym kambrze łupkowym północnej Norwegii w odsłonięciach fiordu Tajna, położony zaledwie 3–5 km od czoła nasuniętych kaledonidów, co wynika z mapy (S. Siedlecki z 1980 r.) oraz pracy F. Nikolaisena i G. Henningsmoena z 1985 r. (6, 13).

### Cykl waryscyjski

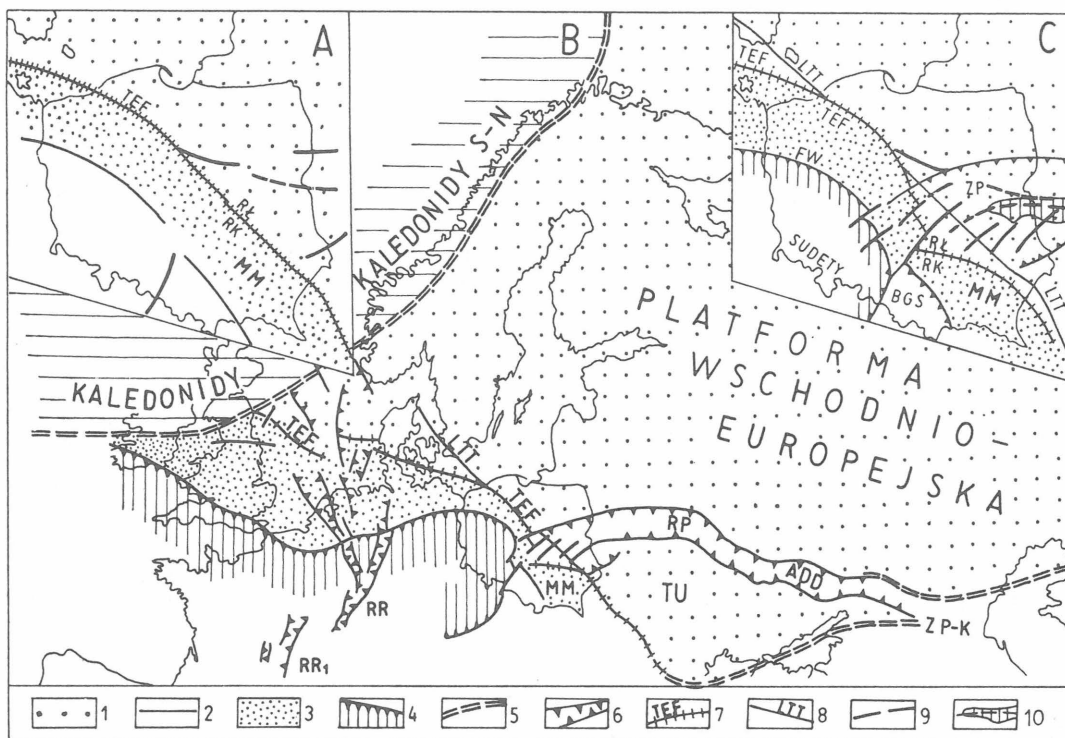
Główne jednak procesy orogeniczne, odpowiedzialne za budowę geologiczną regionu łysogórskiego oraz jego stosunek do regionu kieleckiego, to ruchy waryscyjskie, a dokładniej wczesnobretońskie, zapoczątkowane już na granicy żywet/fran, wraz z młodszymi fazami na pograniczu fran/famen oraz wreszcie dewon/karbon. Polifazy bretońskie musiały wówczas doprowadzić do kompresji obszaru głów-

nie lubelskiego, a na wschodzie do fałdowań wielkopromiennych obszaru wołyńskiego, jednocześnie zaś najsilniej zaznaczyły się w obszarze radomsko-łysogórskim, po Łysogóry włącznie. Naciski były skierowane od północnego wschodu i wschodu w wyniku ruchów ku NW i WNW tarczy ukraińskiej wraz z jej ewentualną rotacją względem platformy wschodnioeuropejskiej (płyty rosyjskiej).

W konsekwencji rozładowania naprężeń, prócz kompresji doszło nawet do nasunięcia obszaru łysogórskiego na region południowy – kielecki. Na południu rozprzestrzeniony masy (blok) małopolski, o konsolidacji starokale-

dońskiej, uległ rozbiciu na mniejsze jednostki i wyraźnemu przesunięciu ku SWS, a także znacznemu ugięciu w jego marginalnej i krawędziowej części północno-wschodniej.

W wyniku tych ruchów w obszarze świętokrzyskim powstało wiele podłużnych synklin i antyklin, z których na szczególną uwagę zasługuje synklina kielecko-łagowska, tzw. centralna, przedłużająca się ku ESE w synklinę międzygórską. Procesy ruchów bretońskich manifestowały się odmiennie w regionie łysogórskim niż w kieleckim. Na północy starszy paleozoik (kambr, ordowik, sylur) wraz z dewonem, po fran włącznie, bierze udział w budowie



Ryc. 2. A – Szkic tektoniczny obszaru Polski pod koniec starszego paleozoiku (w górnym sylurze) z przebiegiem transeuropejskiego uskoku przesuwczego u schyłku jego ruchu (etap końcowy). B – Szkic tektoniczny głównych elementów paleozoiku południowo-zachodniego skłonu starej platformy wschodniej Europy. C – Szkic tektoniczny obszaru Polski pod koniec ruchów waryscyjskich z modyfikacją przebiegu TEF, zmianą pozycji tektonicznej RŁ – regionu łysogórskiego oraz z przebiegiem heterochronicznej linii (strefy) LTT

Fig. 2. A – Tectonic sketch map of Poland for the end of the Early Paleozoic (Late Silurian) and the course of Trans-European Fault close to the end of its activity. B – Tectonic sketch map showing major elements of the Paleozoic at south-western slope of the Old East-European Platform. C – Tectonic sketch map of Poland for the end of Variscan movements, showing modified course of TEF, a change in tectonic position of the Łysogóry region (RŁ), and the course of heterochronous Teisseyre-Tornquist Line (Zone) (LTT)

1 – platforma wschodnioeuropejska, 2 – kaledonidy zmetamorfizowane typu szkocko-norweskiego (S–N), 3 – kaledonidy nie zmetamorfizowane typu walijsko-angielskiego lub brabancko-pomorskiego, 4 – granica orogenu waryscyjskiego, tzw. front waryscyjski (FW), 5 – granica zasięgu platformy wschodnioeuropejskiej wraz z obszarem tarczy ukraińskiej (TU), oddzielonej aulakogenem dniprzańsko-donieckim, 6 – rowy tektoniczne lub aulakogeny (RP – rów Prypeci, RC – rów centralny, RR – rów Renu, RR<sub>1</sub> – rów Rodanu, ADD – aulakogen dniprzańsko-doniecki itd.), 7 – głębiny rozłam staropaleozoiczny, tzw. transeuropejski uskoku przesuwczego TEF, 8 – uskoku typu LTT jako linia (strefa) Teisseyre’a-Tornquista, w niektórych odcinkach heterochroniczna z rozłamek TEF, 9 – ważniejsze uskoki przesuwcze lub skośne do marginalnej części platformy, głównie polifazy bretońskiej, 10 – paleostruktura waryscyjska jako wyniesienie łukowsko-ratnowskie (WŁR – patrz ryc. 1), oddzielająca zapadlisko podlaskie ZP (od północy) od zapadliska nadbużańskiego ZN obszaru lubelskiego (od południa), MM – masy (blok) małopolski o konsolidacji wczesnokaledońskiej, BGS – blok (masyw) górnośląski o podłożu kadomijskim, RŁ – region łysogórski oraz RK – region kielecki, tworzące obszar Gór Świętokrzyskich, ZP-K – zapadlisko przedkaukaskie

1 – East-European Platform, 2 – metamorphic Caledonides of the Scottish-Norwegian type (S–N), 3 – non-metamorphic Caledonides of the Welsh-English or Brabant-Pomeranian type, 4 – boundary of Variscan orogen – so-called Variscan front (FW), 5 – boundary of East-European Platform, including Ukrainian Shield (TU), separated from the platform by Dniepr–Donets Aulacogen, 6 – tectonic troughs or aulacogens (RP – Pripyat’ Trough, RC – Central Graben, RR – Rhine Graben, RR<sub>1</sub> – Rhône Trough, ADD – Dniepr–Donets Aulacogen, and others), 7 – deep Early Paleozoic fault, so-called Trans-European Fault (TEF), 8 – fault of the type LTT as Teisseyre-Tornquist Line (Zone), in some sections heterochronous in relation to TEF, 9 – major strike-slip faults or faults oblique to marginal part of the platform, mainly formed in Bretonian polyphase, 10 – Variscan paleostructure: Łuków–Ratno elevation (WŁR – see Fig. 1) separating Podlasie Depression (ZP, in the north) and Bug depression (ZN) belonging to Lublin region (in the south), MM – Małopolska Massif (block) consolidated in result of Early Caledonian movements, BGS – Upper Silesian Block (massif) with Cadomian basement, RŁ – Łysogóry region, and RK – Kielce region, forming area on Holy Cross Mts, ZP-K – Fore-Caucasian or North Caspian depression

synkliny bodzentyńskiej oraz zapewne antyklin bronkowickiej i wydrzowskiej (4, 11), z wyraźną wergencją fałdów ku południowi. Ten plan i styl budowy wyraźnie odcina się od pozostałych jednostek regionu kieleckiego, tj. synklinorium kielecko-lagowskiego i antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego.

Osady najwyższego dewonu piętra famenteńskiego wraz z karbonem są bezpośrednio związane z tymi ruchami. Jednak osady te występują głównie na południowym przedpola nasuwających się Łysogór, czego dowodzą ich odsłonięcia w rejonie Kielc i Opatowa. Szczególnie famentokolic Opatowa z rozwiniętymi poziomami klimeniowemi wykazuje nawiązania do odsłonięć w Gałęzicach i Kowali na S od Kielc. Osady tego wieku tak charakteryzuje J. Samsonowicz (10) w 1952 r. s. 67 – środek:

„W obrębie osadów famentu świętokrzyskiego stwierdzono kilka luk w sedimentacji. Jedna z nich leży nad poziomem cheilocerowym, inna nad poziomem woklumeriowym. Z ostatnią mogą być związane ślady tufitów w tym poziomie. Zjawiska te należy zapewne tłumaczyć ruchami synorogenicznymi z fałdowaniami starowaryscyjskimi (bretońskimi), które w Górach Świętokrzyskich mogły zresztą odbywać się nie jednocześnie z ruchami w Europie zachodniej. Tam np. faza marsyjska przypada pod poziomem woklumeriowym, podczas gdy w Górach Świętokrzyskich niezgodność istnieje nad nim.”

A nieco niżej odnośnie Wołynia również na s. 67 czytamy:

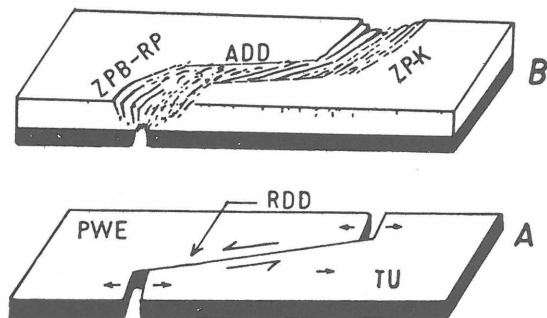
„...począwszy od żywetu i przez cały dewon górny morze Wołynia łączyło się swobodnie z morzem Centralno-rosyjskim, nie zaznacza się więc wówczas istnienie jakiejś bariery odgradzającej te morza: wał Scytyjski był więc w tym okresie całkowicie lub w znacznej części zalany.”

Z powyższych cytatów wynika, że luki stratygraficzne w famentu regionu kieleckiego (odsłonięcia z fauną klimenii np. Opatów, Gałęzice, Kowala itd.), bardziej związanego z Europą Zachodnią, dokumentują polifazy bretońskie korelujące się raczej z brzegiem platformy. Doszło wówczas do kolizji tektonicznej między platformą i masywem małopolskim. Jest to szczególnie dobrze widoczne w kontakcie regionu łysogórskiego w stosunku do południowego – kieleckiego. Naciski z NE skierowane ku SW powodowały przemieszczenie, zmianę pozycji i planu budowy geologicznej powyższych jednostek. W famentu świętokrzyskim nastąpiło znaczne zróżnicowanie facji, gdyż wapień najwyższego frantu wraz z wapieniami głowonogowymi tworzyły w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich tzw. próg centralny, który wg M. Szulczewskiego (1981) miał założenia w blokowej tektonice synsedymantacyjnej, a jednocześnie charakteryzował fację kielecką (sensu Czarnocki).

W polifazie bretońskiej obszar radomsko-łysogórski musiał podlegać ruchom oscylacyjnym o tendencjach dźwigających. Nasilenie tych procesów dobrze ilustrują wapień gruzłowe famentu lubelskiego, szczególnie formacja firlejska – starsza i hulczańska – młodsza. Litofacje te wg L. Miłaczewskiego (1981) ku zachodowi przechodzą w formację bychawską i młodszą niedrzwicką o nieco tylko głębszej sedimentacji. Jednak autor ten (1) nie przeprowadza bezpośredniej korelacji z regionem łysogórskim, a nawet radomskim. Interesujący jest profil famentu w otworze Niedrzwica IG 1, gdzie dominujące wapień gruzłowe (nie przebite) mogą osiągać 500 m grubości, a w otworze Lublin mają nawet 962 m. Na podstawie opracowania petrograficznego tych wapieni przez K. Radlicza (8) wiadomo, że ich środowisko powstawania należy wiązać z grawitacyjnymi zsuwami podmorskimi, wywołanymi ruchami tektonicznymi i wstrząsami sejsmicznymi faz bretońskich.

Interpretacja faz bretońskich w Górach Świętokrzyskich wraz z obszarem radomskim i lubelskim ma bezpośredni związek z ewolucją tensyjnego rowu prypeckiego, a następnie aulakogenu dniprzańsko-donieckiego (ADD). Mimo jego pozornego oddalenia ku E i NE od Gór Świętokrzyskich, istniała wówczas ścisła zależność w chronologicznych procesach sedimentacyjno-strukturalnych. Zapewne ADD o cechach ryftu kontynentalnego (5, 7) oddzielał fundament tarczy ukraińskiej od podłoża krystalicznego wielkiej płyty rosyjskiej, tj. platformy wschodnioeuropejskiej. Aulakogen ten jest więc wielkoskalową jednostką pierwszego rzędu o rozciągłości 1700–2000 km (ryc. 2). Przebiega on NWW–SEE, a tylko na odcinku prypeckim równoleżnikowo E–W, aż do granic Polski. Szerokość tej jednostki wynosi średnio 100 km, a w rowie prypeckim dochodzi do 140 km. Interesująca jest korelacja odcinka prypeckiego z zapadliskiem brzeskim i podlaskim, mimo istniejącego między nimi tzw. wyniesienia poleskiego. Otóż rów prypecki długości 250–300 km, jest wypełniony dewonem leżącym wprost na podłożu krystalicznym. Na wschodzie rowu w górnym franie i dolnym famentu dominuje formacja solonośna (5) o grubości 3–4 km. Procesy tektoniczne tzw. „halokinezy” są notowane w środkowym i częściowo górnym famentu, gdyż struktury solne maskuje najwyższy fament lub karbon.

Ruchy tektoniczne rozwijają się licznymi uskokami w dwóch kierunkach: W–E i SW–NE. Kierunki równoleżnikowe wg W. Pożaryskiego (7) przedłużają się na obszar Polski w strefy dyslokacyjne: Grudziądz–Białystok, Płońsk–Mikaszewice oraz Łuków–Ratno itp. Wyniesienie łukowsko-ratnowskie oddziela zapadlisko podlasko-brzeskie od obszaru wołyńskiego, a więc jest zarazem skrzydłem południowym tego zapadliska. Kierunki NE–



Ryc. 3. Zmodyfikowany model procesów tektonicznych wg F. Bergerata z 1985 r. powstania rowu Renu (RR) oraz rowu Saony (dopływ Rodanu), czyli Rodanu (RR<sub>1</sub>) w wyniku uskoku transformującego na odcinku Creusot – Belfort, który jest możliwy przy tworzeniu się aulakogenu dniprzańsko-donieckiego ADD. Etap A – starszy obejmuje powstanie ryftu i uskoku transformującego dniprzańsko-donieckiego, RDD – ryft dniprzańsko-doniecki, PWE – platforma wschodnioeuropejska, TU – tarcza ukraińska, Etap B – młodszy obrazuje powstanie zapadliska podlasko-brzeskiego (ZPB) i rowu Prypeci (RP), następnie aulakogenu dniprzańsko-donieckiego (ADD) oraz zapadliska przedkaskaskiego lub północno-kaspijskiego (ZP-K)

Fig. 3. A modified model of tectonic processes responsible for origin of the Rhine Graben (RR) and Saône (a tributary of Rhône River), that is Rhône Trough (RR<sub>1</sub>) and related to activity of a transcurrent fault in area between Creusot and Belfort, after F. Bergerat (1985). This model may explain origin of the Dnepr–Donets Aulacogen. Stage A (earlier) shows origin of Dnepr–Donets rift and transform fault (RDD – Dnepr–Donets rift, PWE – East-European Platform, TU – Ukrainian Shield). Stage B (later) shows origin of Podlasie–Brest depression (ZPB) and Pripjat' trough (RP) and, subsequently, Dnepr–Donets Aulacogen (ADD) and Fore-Caucasian or North Caspian depression (ZP-K)

SW, prostopadłe do brzegu platformy, przemieszczają skośnie utwory paleozoiczne w obrębie rowu, jak i poza nim, np. na wyniesieniu łukowsko-ratnowskim. W obszarze Polski (1, 7, 12, 15) uskoki te występują jako: włodzi-mierski, Hanny, Grójca, Łosice, Siedlec, rowu Dębe-go pod Warszawą oraz Płocka.

Doszło wówczas do przebudowy i przemieszczeń między masywem ukraińskim i rozległą płytą rosyjską, bardziej stabilną jako prakontenent. Widoczne to jest w przesunięciu dewonu, który w rowie prybeckim jest wysunięty ku W o 100–120 km dalej niż w przyległej od północy zachodniej Białorusi (5). Znaczna amplituda przesuwu dewonu nie mogła być wywołana tylko erozją, raczej decydująco wpłynęła na charakter zapadliska brzesko-podlaskiego. Osiowy kierunek tej jednostki z E–W, a więc równoległy do wyniesienia łukowsko-ratnowskiego, ulega załamaniu na SW wzdłuż linii Bielsk Podl. – Łosice – Siedlce – Warka. Rozładowanie tych sił i nacisków powyższymi uskokami było możliwe wskutek skośnego przerwania krawędzi starej platformy wraz z przerwaniem trans-europejskiego uskoku przesuwczego (TEF). Począwszy od krawędzi północnego skrzydła zapadliska podlaskiego, w odcinkach między uskokami Płock – Dąbie – Warszawa, następnie Warszawa – Grójec czy Grójec – Siedlce, a także Siedlce – Łuków (ryc. 1, 2) itd., wielkość przemieszczenia platformy ku SW jest dużo większa niż w odcinkach południowo-wschodnich, np. między uskokami Hanny i Włodzimierza Woł.

Obszar radomsko-łysogórski, pierwotnie z platformową sedymentacją starszego paleozoiku i szczególnie grubego syluru typowo brzeżnej części, uległ waryscyjskiej przebu-

dowie w polifazie bretońskiej wskutek kompresji i ewentualnej rotacji, uzyskując odmienną pozycję strukturalną. Schemat modelowy wg F. Bergerata (2) przedstawił autor w 1985 r. w Ostrowcu Św. oraz na sesji we Wrocławiu w 1986 r. (ryc. 3), przy jednoznacznym określeniu granicy bloku łysogórskiego – platformowego z regionem południowym kieleckim bloku małopolskiego, już o cechach orogenicznych starokałedońskich.

Obszar Wołynia obejmują wielkopromienne struktury utworów starszego paleozoiku bez pokrywy dewońskiej na N od Włodzimierza Woł. między Kowlem i Ratnem. Dopiero sylur Podola wykazuje spokojny i monoklinalny układ wychodni wraz z ciągłym przejściem do dewonu dolnego morskiego, czego nie stwierdzamy na Wołyniu i na wschodzie Podlasia (1, 5, 7, 12, 15).

W podsumowaniu stwierdzić należy, że głęboki rozłam LTT, odcinkami o cechach heterochronicznych, formował się znacznie później, po ruchach bretońskich, i nie wnosi istotnych zmian w budowę Gór Świętokrzyskich. Składają się bowiem na nie dwa odrębne regiony – bloki o całkiem odmiennej historii. Autor zdaje sobie sprawę z wagi poruszonych problemów, które wymagają dalszych studiów i badań, głównie na przedpolu północnym obecnych Łysogór i w szeroko pojętym regionie na N od Kajetanowa na zachodzie, po Opatów i Dwikozy na wschodzie. Natomiast w tzw. regionie łysogórsko-radomskim pożądane są głębokie wiercenia 4–6 km, którymi można by spenetrować starszy paleozoik z ewentualnymi odpowiednikami wendu i efuzywów Wołynia. Profile te mogą przyczynić się do odkrycia poważnych zasobów ropy i gazu ziemnego. Zapowiada to renesans badań geologicznych w obszarze świętokrzyskim, który był warsztatem badań zarówno Jana Samsonowicza, jak i Jana Czarnockiego, a także ich następców.

#### LITERATURA

1. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (red. A.M. Żelichowski, S. Kozłowski). Wyd. Geol. 1983.
2. Bergerat F. – Deformations cassantes et champ de contrainte Tertiaires dans la Plate-forme Europeenne. Geochronique 1986 no. 17.
3. Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk O. – Ruchy przesuwcze w południowej Polsce w paleozoiku. Prz. Geol. 1983 nr 12.
4. Czarnocki J. – Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Pr. Inst. Geol. 1950 t. 1.
5. Garecki R.G. – Tiektoniczeskije issledowanije zapada Wastoczno-Jewropiejskoj Płatformy. Nauka – Technika. Mińsk 1984.
6. Nikolaisen F., Henningsmoen G. – Upper Cambrian and Lower Tremadoc olenid trilobites from the Digermul peninsula, Finnmark, northern Norway. NGU Bull. Oslo 1985 no. 400.
7. Pożaryski W. – Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy Środkowej. Prz. Geol. 1986 nr 3.
8. Radlicz K. – Charakterystyka mikrofacjalna i sedymentologiczna osadów dewonu. [W:] Profile głęb. otworów wiertniczych Inst. Geol. Niedrzwica IG 1 1978 z. 45.
9. Samsonowicz J. – Objaśnienia arkusza Opatów – Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000. PIG 1934 z. 1.
10. Samsonowicz J. – Era paleozoiczna w Polsce. Zarys geologii Polski. Rozdz. IV. PWN 1952.



Ryc. 4. Wizytacja wiercenia Jeleniów IG 2, Łysogóry, lipiec 1957 r. Profesor Jan Samsonowicz – w obecności mgr Henryka Tomczyka – przegląda próbki rdzeni z granicy kambr górny–ordowik. Fot. E. Tomczykowa

Fig. 4. Inspection of the drilling Jeleniów IG 2 (Łysogóry region) in July 1957. Professor Jan Samsonowicz, accompanied by Henryk Tomczyk, M.Sc., analyses core material from the Upper Cambrian – Ordovician boundary. Photo by E. Tomczykowa

11. Tomczyk O. — Góry Świętokrzyskie [W:] Budowa Geologiczna Polski. Vol. IV. Tektonika. Pt. 1. Inst. Geol. 1974.
12. Tomczyk H. — Korelacja tektoniczno-strukturalna brzegu platformy wschodnioeuropejskiej z regionem świętokrzyskim (epoka kaledońsko-warwscyjska). Kwart. Geol. 1987 nr 2.
13. Tomczykowa E. — Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol. 1968 t. 54.
14. Tomczykowa E. — The standard Upper Silurian Siedlce and Podlasie Series in Poland and their European correlation. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre 1982 no. 1–2.
15. Znosko J. — O międzynarodowej mapie tektonicznej SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Prz. Geol. 1986 no. 10.

#### SUMMARY

At the present stage of studies, the idea of subdivision of the Holy Cross Mts into the Łysogóry and Kielce regions (4), appreciated by Samsonowicz (9, 10), appears to be of marked importance for geophysical-geological search for oil and gas in central Poland (Fig. 1). In the Early Paleozoic, the Łysogóry region was stable and characterized by sedimentation of the platform type. It did not take part in large-scale strike-slip movements along the Trans-European Fault (TEF) (3). The movements affected the Małopolska Massif (MM), formed in the Early Caledonian cycle (11, 12). Upper Cambrian claystones with trilobites *L. latus* are known from northern slopes of the Łysogóry Range (E. Tomczykowa 1968) as well as platform outcrops in the Tajna Fjord (Norway) (6), situated 3–5 km from the front of Caledonian overthrust (Fig. 2).

The movements along TEF were continued from Middle Cambrian Świętokrzyska phase (11) till the Emsian. They could temporarily cease in the Late Silurian as the Mazury-Byelorussian threshold, separating a shallow ostracod Baltic basin and the Podlasie–Lublin embayment characterized by predominance of graptolite facies (11, 14), became uplifted after the Ludlowian (Fig. 2). In the Łysogóry region, Late Caledonian movements resulted in disappearance of graptolites and deposition of mudstones and rocks of the Rzepin Beds with benthic fauna (4, 14). Coeval Silurian rocks developed in nearshore carbonate facies in eastern and northern Poland display affinities with those in Volhynia and Podolia (Figs. 1, 2). The Late Caledonian movements could also initiate formation of the Podlasie–Brest Depression (trough), connected with the Pripyat' Trough and, during the next stage, Dnepr–Donets Aulacogen (1, 5, 7).

Synorogenic movements of the Cracow and Ardennian phases (11) did not break sedimentation of the Silurian and Lower Devonian (Gedinnian, Siegenian) in marginal part of the platform as the Oldred facies (ending the megacycle of marine sedimentation) began to predominate in Europe after the Erian phase. This interpretation is further supported by continuity of the Silurian and Devonian. The transitional beds are assigned to regional stages such as the Podlasie, Rzepin, Bostów, and Ciepeliów stages in the Łysogóry region and the equivalent ones (Skafa, Borszczów and Czortków stages) in Podolia (4, 10, 11, 14). The strata remain unknown in the Kielce region and other parts of the Małopolska block.

The position of the Łysogóry region and its tectonic contact with the Kielce region became changed in the Late

Paleozoic. At a ceremonial session dedicated to J. Samsonowicz, held on May 18, 1985 at Ostrowiec Świętokrzyski, and in lectures delivered in Warsaw and Wrocław in 1986 (12), the Author presented a hypothesis that the old East-European Platform extended originally as far as the Łysogóry region. In the Bretonian polyphase, intense strike-slip movements took place and the Podlasie–Brest Depression became extended eastwards as far as the area of tensional Pripyat' Trough (5, 7). East of that trough, clastic-salinity sedimentation was continuing from the Frasnian till Middle Famennian and a 3–4 km packet of rocks originated. The rocks cannot be correlated with those from the Volhynia-Podolia area nor those from the Vilnius–Minsk region, i.e. north of the trough. The Pripyat' Trough, formed at that time, passes to SE into the Dnepr–Donets Trough of the rift type, and a wide fault zone separates the Ukrainian Shield from the rest of the Russian Platform. The shield was presumably shifted to NW and WNW, obliquely breaking margin of the old platform and, therefore, TEF. South-eastern Poland became affected by Early Variscan movements in area from northern margin of the Podlasie Trough as far as the boundary of Volhynia and Podolia and the Włodzimierz Fault. Section of the Famennian show that in the Lublin and Łysogóry regions the movements were most intense in Middle and Late Famennian. This was the time when the Kielce and Łysogóry regions became different in facies. The Clymenia facies was characteristic of the former and so-called facies of knobby limestones (4) of the type of the Firlej Fm. in the Lublin area, up to 1000 m thick and with features of submarine slumps (1, 8, 9, 11, 12) – for the latter. At that time the Łysogóry anticline became overthrust from NNE to SSW on the Kielce–Łagów syncline. TT zone (line), heterochronous in some sections in relation to TEF, originated after the Bretonian movements, without any change in structure of the Holy Cross Mts (12, 15). In conclusions it should be stated that a tectonic model identical with that linking origin of the Rhine Graben and Rhône Trough with activity of transform fault, proposed by Bergerat (2), is here accepted for explaining the origin of the Dnepr–Donets Aulacogen, because of similarity in tectonic processes.

#### РЕЗЮМЕ

На современном этапе исследований идея деления (4) Свентокшиских гор на лысогурский и келецкий регионы, принимаемая Самсоновичем (9, 10) имеет большое значение в геофизическо-геологической пенетрации центральной Польши (фиг. 1), при поисках нефти и газа. В старшем палеозое стабильный лысогурский регион с платформенной седиментацией не принимал участия в крупномасштабным переместительным движением TEF, в противоположности келецкому региону, который вместе с малопольским блоком (ММ) формировался в древнекаледонском цикле (11, 12). Из северного склона Лысогур (13) уплотненные глины верхнего кембрия с трилобитами (Е. Том. 1968) были найдены также в Норвегии, в платформенных обнажениях фиорда Тайна (6) расположенных 3–5 км от фронта надвинутых там каледонидов (фиг. 2). Переместительное движение TEF, которое продолжалось со среднего кембрия свентокшиской фазы (11) до эмса, могло прекратиться в верхнем силуре, так как после лудлова произошло поднятие мазурско-белорусского порога (фиг. 2), разделяющего остракодовый мелкий балтийский бассейн от подляско-люблинского залива с господствующей