

Antoni M. ŻELICHOWSKI

Przekrój geologiczny przez brzeźną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku)

Na obszarze lubelsko-podlaskim w podłożu asymetrycznej niecki brzeźnej zbudowanej z utworów kredy i jury wydzielone są od NE następujące jednostki – obszar obrzeżenia masywu ukraińskiego stanowiący podniesioną część platformy prekambryjskiej, rów mazowiecko-lubelski wypełniony osadami dewonu i karbonu, rozwinięty na obniżonej części platformy prekambryjskiej oraz podniesienie radomsko-kraśnickie utworzone z osadów dewonu spoczywających na sfałdowanym młodokaledońskim fliszu. Jednorodność skorupy ziemskiej w obu tych strefach skłania do wysunięcia hipotezy o nasunięciu kaledonidów na platformę prekambryjską. Sięga ona po linię Starachowice – Nisko i krawędź jej odpowiada tzw. dolnej skarpie w podłożu. Młodopaleozoiczne zapadlisko – rów mazowiecko-lubelski – uformowane zostało w wyniku ruchu przesuwczego w brzeźnych partiach platformy i znajduje swe odzwierciedlenie w obecności rozłamów w skorupie o typie granicznych rozłamów ryftów.

WSTĘP

Na przełomie XIX i XX wieku został wyrażony pogląd, że przez obszar lubelsko-podlaski przebiega strefa brzeźna platformy prekambryjskiej, wiązana z linią dyslokacyjną nazwaną później linią Tornquista, linią Teisseyre'a lub linią Teisseyre'a – Tornquista. Przebieg tej linii czy też strefy wytyczano z początku na podstawie ogólnych przesłanek geologicznych, przy czym był on wielokrotnie modyfikowany. W opracowaniach A. Jentscha, A. Tornquista, H. Stillego linia ta biegła wzdłuż dolnego Sanu i dalej ku NW na północ od Gór Świętokrzyskich, natomiast W. Teisseyre prowadził ją przez Lubelszczyznę, od Tomaszowa Lubelskiego ku okolicom Kazimierza nad Wisłą. W latach pięćdziesiątych XX w. strefa brzeźna platformy stała się przedmiotem dociekań badaczy zajmujących się pomiarami grawimetrycznymi i magnetycznymi (S. Pawłowski, 1947; A. Dąbrowski, 1957; A. Dąbrowski, K. Karaczun, 1956). Zaznaczyły się tu podobne różnice. Na obszarze lubelsko-radomskim wydzielone były dwie strefy, znane jako górna i dolna skarpa.

Na obszarze pomiędzy nimi W. Pożaryski (1957) umieścił synklinę brzeżną oddzielającą platformę wschodnioeuropejską od bruzdy sedimentacyjnej (duńsko-polskiej), położonej na zewnątrz płyty. Bruzda przecina skośnie stare góry (od południa: zdenudowany górotwór przedkambryjski, sandomirydy i waryscydy świętokrzyskie). Na obszarze lubelsko-radomskim przebieg waryscydów wyznaczył W. Pożaryski (1956), podtrzymując swój pogląd w dalszych pracach (W. Pożaryski, 1964, 1972). Odmienne zdanie na temat budowy podłoża mezozoiku wypowiada J. Znosko (1962, 1963, 1966, 1974a, b, 1978). Wzdłuż linii Teisseyre'a –

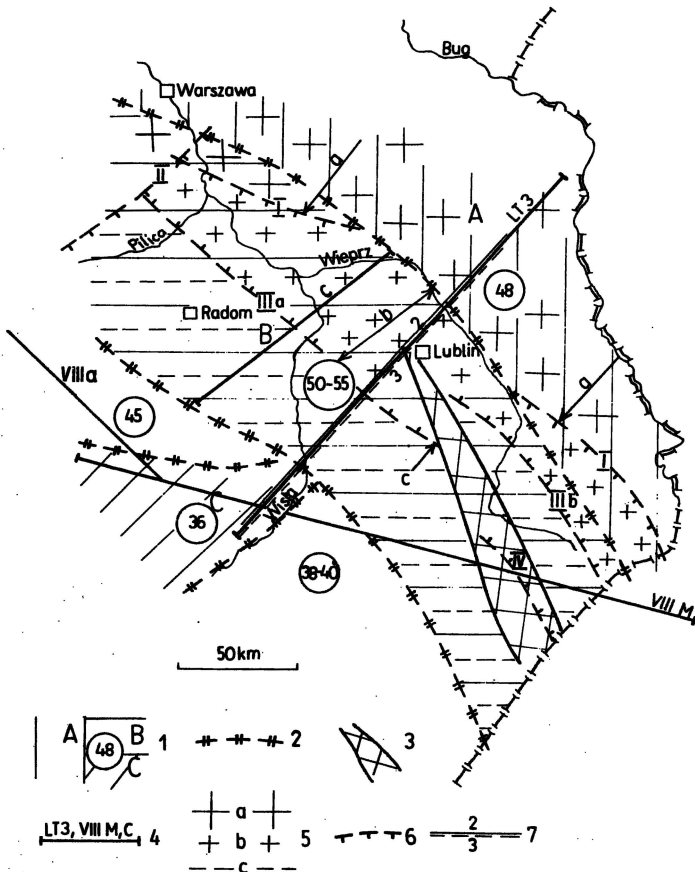


Fig. 1. Schemat jednostek tektonicznych obszaru lubelsko-podlaskiego na tle schematu budowy skorupy ziemskiej według A. Gutercha (1977)

Tectonic units of the Lublin-Podlasie area versus the structure of Earth crust after A. Guterch (1977)

1 – bloki skorupy ziemskiej z podaną jej grubością w km; 2 – rozłamy skorupy; 3 – strefa ryftowa (1–3 według A. Gutercha); 4 – profile GSS; 5 – jednostki paleozoiczne: a – lubelsko-podlaska część podniesionej platformy (skłon masywu ukraińskiego), b – rów mazowiecko-lubelski, c – podniesienie radomsko-kraśnickie; 6 – uskoki w paleozoiku (I – strefa rozłamowa Kocka, II – uskoc Grójca, IIIa – uskoc Ursynów–Kazimierz, IIIb – uskoc Izbica–Zamość, IV – uskoc Korytkowa); 7 – położenie odcinka profilu przedstawionego na fig. 2 i 3.

1 – crustal blocks and their thickness (in km); 2 – deep crustal fractures; 3 – rift zone (1–3 after A. Guterch); 4 – deep seismic sounding profiles; 5 – Paleozoic units: a – Lublin-Podlasie part of uplifted platform (slope of Ukrainian massif), b – Mazowsze-Lublin trough, c – Radom-Kraśnik uplift; 6 – faults in the Paleozoic (I – Kock fracture zone, II – Grójec fault, IIIa – Ursynów-Kazimierz fault, IIIb – Izbica-Zamość fault, IV – Korytków fault); 7 – location of section of the profile shown in Figs. 2 and 3

Tornquista widzi on granicę pomiędzy starą i młodą platformą. Pogląd ten podjęty został w pracach autora (A.M. Żelichowski, 1964, 1972), który na podstawie analizy utworów paleozoicznych określił północno-wschodni zasięg kaledonidów na linii Kazimierz Dolny–Tomaszów Lubelski. Intensywne badania wiertnicze i sejsmiczne w ciągu ostatnich lat umożliwiły nie tylko przedstawienie budowy geologicznej mezozoiku (S. Pawłowski, 1961; W. Pożaryski, 1964, 1972; A.M. Żelichowski, 1972a), lecz także ich podłoża paleozoicznego (A.M. Żelichowski, 1972b; W. Pożaryski, 1972; A.W. Chizniakow, A.M. Żelichowski, 1974). Wykonane ostatnio głębokie sondowania sejsmiczne na linii Chyżne–Lubartów (fig. 1) pozwalają na przedstawienie budowy paleozoiku na tle budowy skorupy ziemskiej. Interpretację geologiczną wstępnych wyników uzyskanych z części profilu na linii Lubartów–Rachów przedstawił W. Pożaryski w 1978 r. Jest to jeden z odcinków profilu regionalnego wykonanego metodą głębokiego sondowania sejsmicznego (GSS) – LT 3, którego przebieg zgodny jest z profilem refrakcyjnym 8R-IV-74 i profilem refleksyjnym 8-IV-76 PPG. Badania GSS wykonane były przez V zespół sejsmiczny Przedsiębiorstwa Poszukiwań Geofizycznych (PPG) w Warszawie na zlecenie Instytutu Geologicznego. Nadzór nad pracami i interpretacją przeprowadził Zespół z Zakładu Sejsmologii Eksperymentalnej i Fizyki Wnętrza Ziemi Instytutu Geofizyki PAN pod kierunkiem A. Gutercha (A. Guterch, T.J. Kowalski, R. Materzok i in., 1977). Badania refrakcyjne wykonał VI zespół PPG w 1974 r. – pod kierunkiem A. Wojasa na zlecenie Instytutu Geologicznego, a badania refleksyjne przeprowadził IV zespół sejsmiczny PPG również na zlecenie Instytutu Geologicznego. Nadzór nad tymi pracami sprawowali A. Pepel i A.M. Żelichowski z Instytutu Geologicznego.

POKRYWA MEZOZOICZNA

Na całej przestrzeni omawianego profilu występują na powierzchni utwory górnej kredy pokryte niewielkiej miąższości osadami trzeciorzędu i czwartorzędu. Pokrywa osadów kredy zbudowana jest poza południowo-wschodnią częścią obszaru – gdzie pojawia się kreda dolna – z utworów kredy górnej. Obecna miąższość osadów kredy górnej wynosi od około 350 m przy Bugu do 1000 m w centralnej Lubelszczyźnie (okolice na W od Lublina). Ku południowemu zachodowi miąższość kredy maleje aż do całkowitego wyklinowania. Poniżej kredy na całym obszarze występują osady jury. Miąższość ich zmienia się od około 50 m na linii Bugu do blisko 500 m w Rachowie nad Wisłą (T. Niemczycka, 1976). Występują tu utwory jury środkowej oraz górnej (oksfordu i kimerydu). Najszerszy zasięg mają osady oksfordu. Utwory jury środkowej rozpoznane są we wschodniej i południowo-zachodniej części obszaru. W centralnej części (okolice Bełzyc–Zemborzyc) osady oksfordu spoczywają bezpośrednio na podłożu karbońskim. Osady kimerydu znane są na południowy zachód od struktury Kocka.

Utwory jury i kredy spoczywają wprost na podłożu paleozoicznym. Sugerowana przez J. Głazka (mat. arch.) – na podstawie przesłanek litologicznych – obecność utworów triasu w profilu otworu Lublin IG 1 nie jest poparta dowodami paleontologicznymi.

Utwory kredowe i jurajskie na Lubelszczyźnie tworzą szeroką asymetryczną nieckę. Pojęcie jej, wprowadzone dawno do literatury geologicznej przez N. Krisztofowicza w odniesieniu do utworów kredowych, zostało w ciągu lat rozszerzone

i udokumentowane przez J. Nowaka, J. Samsonowicza i W. Pożaryskiego. Prace W. Pożaryskiego (1948, 1956) sumują etap badań powierzchniowych kredy.

Rozpoczęte w latach pięćdziesiątych badania regionalne Wyżyny Lubelskiej doprowadziły do określenia również jej głębokiej budowy. Ogólne rysy głębokiej budowy Wyżyny jako formy synklinalnej przedstawił W. Pożaryski (1956, 1957). Pogląd ten z modyfikacjami dotyczącymi szczegółów aktualny jest do dziś. Odmienne zdanie wypowiedział S. Pawłowski (S. Pawłowski 1961; S. Pawłowski, K. Pawłowska, 1976) widząc na obszarze lubelskim synsedymencyjny rów i nazwał go „jurajskim i kredowym rowem lubelskim”. Idea ta znalazła uprzednio wyraz w *Zarysie geologii Polski* (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1953).

Oś wspomnianej niecki na linii omawianego przekroju położona jest nieco na zachód od Lublina, gdzie spąg utworów jurajskich przypada poniżej 1000 m p.p.m. Jej skrzydło północno-wschodnie łagodnie wznosi się ku platformie wschodnio-europejskiej do rzędnej 200 m p.p.m. na linii Bugu (fig. 2). Analiza pokrywy mezozoicznej nie wskazuje w tej strefie na istnienie antyklin ani też na obecność fleksury wyznaczonej przez W. Pożaryskiego (1957, 1964, 1972) na linii Wieprza. Bardziej urozmaicone jest południowo-zachodnie skrzydło niecki lubelskiej. Od osi niecki warstwy kredowe i jurajskie ulegają dźwignaniu w stronę Gór Świętokrzyskich i dolnego Sanu, gdzie wzdłuż systemu fleksur i uskoków wychodzą na powierzchnię podkenozoiczną utwory starsze. W skrzydle południowo-zachodnim w przeciwieństwie do skrzydła północno-wschodniego rozpoznano szereg długich ciągów strukturalnych o osiach zgodnych z przebiegiem osi niecki. Antykliny występujące w tej części obszaru lubelskiego są asymetryczne, o bardziej stromych i węższych skrzydłach północno-wschodnich i bardziej połogich skrzydłach skierowanych ku południowemu zachodowi. Prócz nich występują antykliny o szerokich i krótkich osiach ustawionych skośnie do poprzednich. Są to m.in. antykliny Rachowa i Gościeradowa. Mają one bardziej strome skrzydła południowe z racji podkreślenia ich uskokami.

Amplituda antyklin mezozoicznych jest dość zróżnicowana. Antykliny Rachowa i Gościeradowa mają amplitudę przekraczającą 400 m, w innych antyklinach jest ona rzędu 100 m. Niewielka amplituda części antyklin powoduje, że trudno je wykryć w badaniach kartograficznych, pomimo że ich istnienie manifestuje się w obrazie lokalnych anomalii grawimetrycznych i w badaniach sejsmicznych. Fakt istnienia antyklin kredowych maskowany jest przez ich bardziej połogie południowo-zachodnie skrzydła, toteż w obrazie kartograficznym wyrażają się one tylko poszerzeniem wychodni. Na przykład antyklina Kraśnika znajdująca się w strefie wychodni kampanu w obrazie powierzchniowym (K. Wyrwicka, 1977) nie ma zaznaczonego skrzydła południowo-zachodniego, pomimo że spąg osadów kredy w synklinie jest obniżony o ponad 200 m.

Antykliny mezozoiczne są antyklinami dysharmonicznymi o stromiej ustawionym jądrze jurajskim. Amplituda w spągu jury przewyższa amplitudę w spągu kredy o blisko 50 m. Przekraczające ułożenie albu na osadach jury opisał W. Pożaryski (1956, 1976a) w antyklinie Rachowa i Gościeradowa, zaznacza się ono również na rozpoznanych wiertniczo antyklinach położonych bardziej ku północnemu wschodowi (A.M. Żelichowski, 1972a, b).

Pokrywa mezozoiczna pocięta jest szeregiem uskoków o amplitudzie na ogół nie przekraczającej 100 m. Strefy te słabo zaznaczają się w badaniach powierzchniowych, a ich obecność manifestuje się zazwyczaj istnieniem stref spękań lub krawędziami morfologicznymi (np. krawędź Chodla i Chodelki). Więcej danych o istnieniu młodych podkredowych uskoków dostarczyły badania górnej kredy wykonane

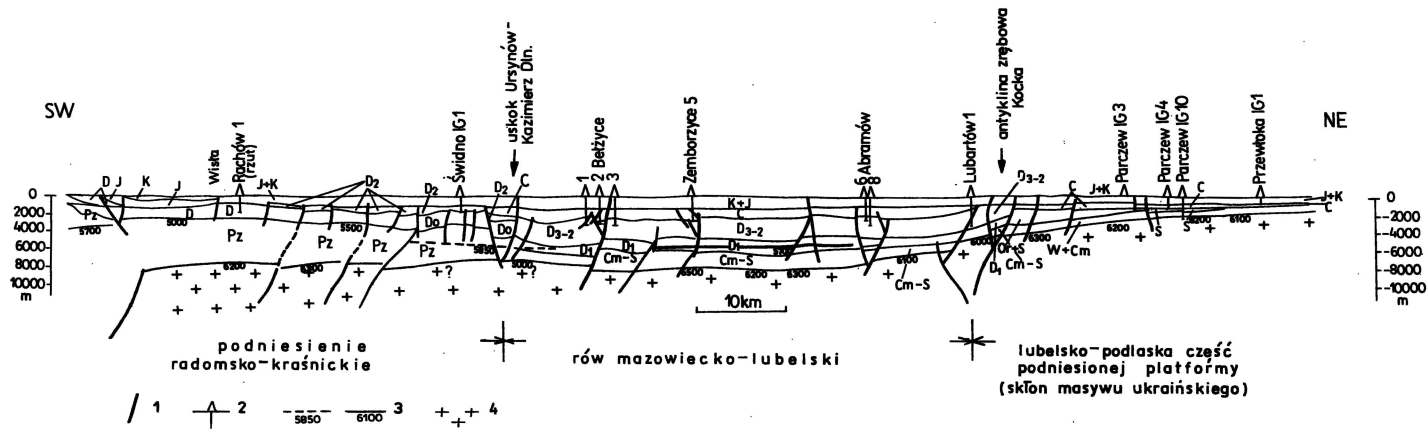


Fig. 2. Przekrój geologiczny wzdłuż linii Rachów-Parczew (po linii przekroju refleksyjnego 8.IV.76 i refrakcyjnego 8.IV.74) z zaznaczonymi poziomami refrakcyjnymi o Vgr około 6 tys. m/s i 5,5 tys. m/s

Geological section along the Rachów-Parczew line (along the lines of 8.IV.76 reflection and 8.IV.74 refraction profiles), showing refraction horizons with limit velocities of about 6.000 m/s and 5.500 m/s, respectively

W – wend; Cm – kambr; Or – ordowik; S – sylur; Pz – starszy paleozoik (łącznie z najniższym dewonem); D₁ – dewon dolny; Do – dewon dolny – oldred, D₂₋₃ – dewon środkowy i górny; C – karbon; J – jura; K – kreda; kenozoik nie zaznaczony; 1 – uskoki; 2 – otwory wiertnicze; 3 – poziomy refrakcyjne; 4 – podłoże krystaliczne

W – Vendian; Cm – Cambrian; Or – Ordovician; S – Silurian; Pz – Older Paleozoic (including lowermost Devonian); D₁ – Lower Devonian; Do – Lower Devonian – Old Red; D₂₋₃ – Middle and Upper Devonian; C – Carboniferous; J – Jurassic; K – Cretaceous; Cenozoic not shown; 1 – faults; 2 – boreholes; 3 – refraction horizons; 4 – crystalline basement

przez K. Wyrwicką w 1978 r. Częściowo są to uskoki zgodne z przebiegiem struktur paleozoicznych. Poza tymi uskokami osady mezozoiku pocięte są uskokami do nich skośnymi. Są to uskoki pokredowe związane genetycznie z orogেনem karpac-kim. Na przesuwczy ich charakter zwrócił uwagę W. Pożaryski (1972, uskok Pawłowice – Kosin na linii Wisły). W północno-wschodniej części profilu stwierdzono również uskoki zaburzające osady jury i kredy. Dominują tutaj uskoki o kierunku NE – SW, a więc prawie równoległe do przedstawionego przekroju sejsmicznego.

POKRYWA MŁODSZEGO PALEOZOIKU

Kompleks pokrywy młodszego paleozoiku reprezentowany jest przez utwory karbonu i dewonu. Utwory karbonu występują w centralnej i północno-wschodniej części przekroju, tj. wypełniają rów mazowiecko-lubelski i spoczywają na podniesionej części platformy na wschód od strefy Kocka. Utwory dewonu w części obszaru podścielają utwory karbonu, a ponadto występują na powierzchni podjurajskiej na obszarze podniesienia radomsko-krańnickiego.

Profil osadów karbonu zawiera utwory górnego wizenu, namuru i westfalu. Pełna miąższość utworów karbonu (ponad 1000 m) znana jest z obniżen, na podniesieniach są one w znacznym stopniu zerodowane. W obrębie rowu mazowiecko-lubelskiego rozpoznano położony centralnie wał Krasnegostawu – Dębina. Stanowi on wydzwignięty element strukturalny, w osi którego na powierzchnię podjurajską wychodzą utwory formacji Terebinia i Huczwy, a miejscami nawet dewon. W obrębie wału Krasnegostawu – Dębina rozwinięty jest centralny rów – zapadlisko Kazimierzówki – wypełniony utworami formacji lubelskiej. Ograniczające go podniesione części wału, noszące lokalne nazwy „struktur”, wykazują znaczny stopień skomplikowania budowy. Wiercenia położone na „strukturach” Świdnika i Abramowa, stanowiących ramię północno-wschodnie, wskazują na obecność uskoków normalnych i odwróconych w profilu jednego wiercenia. Stopień komplikacji elementu Zemborzyc, położonego po południowo-zachodniej stronie centralnego zapadliska, jest dużo mniejszy. Autor wiąże to ze znaczniejszym pograżeniem tego skrzydła. Stopień obserwowanych zaburzeń w tym skrzydle maleje ku północnemu zachodowi wzdłuż osi, co wskazuje na ścisły związek amplitudy wypiętrzenia ze stopniem komplikacji tektonicznej. W tych częściach wału, gdzie nastąpiło silnie wypiętrzenie a badaniom dostępne są głębsze partie, zaburzenia te są znaczniejsze i wyrażają się istnieniem całego systemu uskoków odwróconych i normalnych.

Na południowy zachód od omawianej strefy rozpoznany jest wyraźny element wypiętrzony, w którym na powierzchnię podjurajską wychodzą utwory formacji Terebinia. W zależności od stopnia rozpoznania określony był on mianem zrębu czy też antykliny Niedrzwicy (Bełżyc). Wykonane na nim wiercenia w dwóch liniach profilowych wykazały, że maksymalne wypiętrzenie w obrębie karbonu związane jest z południowo-zachodnim skrzydłem tej struktury, które nasunięte jest na skrzydło północno-wschodnie. Wzdłuż strefy osiowej rozciągają się linie uskoków (por. fig. 2). Analiza tektoniczna tej strefy skłoniła autora do określenia jej mianem przyrozłamowej antykliny zrębowej, a geneza jej wiąże się z powstaniem brzeżnego uskoku rowu (A.M. Żelichowski, praca w druku).

Opisane wyżej struktury podniesione, zbudowane z utworów karbońskich, znajdują się w wewnętrznej części rowu mazowiecko-lubelskiego. Ograniczenie rowu stanowią brzeżne uskoki: uskok Ursynów – Kazimierz Dolny – Wysokie

na południowym zachodzie i strefa uskoków Żelechów–Kock–Wasyłów na północnym wschodzie. Charakter i przebieg tych stref przedstawił autor na podstawie wyników badań sejsmicznych i wierceń w publikacjach z lat 1970–1974. Na linii omawianego profilu sejsmicznego południowo-zachodni uskok ograniczający rów mazowiecko-lubelski składa się z uskoku zasadniczego i kilku uskoków antytetycznych. Z jednym z nich związane jest obniżenie zaznaczające się w morfologii stropu karbonu. Przebieg tego uskoku odpowiada zaznaczającemu się w morfologii powierzchni stropowej kredy uskoku zaburzającemu osady kredy (na linii Chodła). Z uskokiem północno-wschodnim związana jest, zdaniem autora, antyklina nadroślamiowa Kocka (A.M. Żelichowski, praca w druku). W jej jądrze występują pod jurą osady dewonu, które poza elewacjami przykryte są również niegrubej miąższości osadami karbonu.

Na NE od strefy Kocka osady karbonu tworzą asymetryczną synklinę o osi przebiegającej na linii Cyców–Ostrów Lubelski. Miąższość osadów karbonu zarówno łączna, jak i poszczególnych formacji maleje ku północnemu wschodowi w stronę wschodni. W strefie tej osady karbonu zaburzone są uskokami o amplitudzie do 100 m. Obserwuje się zarówno uskoki równoległe, jak i prostopadłe do strefy Kocka.

Budowa pokrywy dewońskiej jest niezgodna z planem strukturalnym karbonu, czego wyrazem jest przekraczające ułożenie karbonu na różnych ogniwach dewonu. Utwory dewonu znane są z obszaru podniesienia radomsko-kraśnickiego i podłoża rowu mazowiecko-lubelskiego. Na obszarze lubelsko-podlaskim podniesionej platformy utwory dewonu są w znacznym stopniu zdenudowane, a występują jedynie w zapadliskach, np. zapadlisko włodawskie.

Rozpoznano pełny profil utworów dewonu od żedynu po famen. Pomimo podobnego rozwoju litologicznego w obrębie utworów dewonu dolnego zaznaczają się istotne różnice wyrażone odmiennym stopniem zaangażowania tektonicznego. We wschodniej części obszaru (stok platformy i rów mazowiecko-lubelski) sylurskie iłowce w sposób ciągły przechodzą w utwory ilasto-margliste żedynu i wyżej w piaszczyste zigeny. Na granicy syluru i dewonu obserwuje się na całym obszarze lubelsko-podlaskim oznaki spłylenia zbiornika i zastępowanie warunków morskich przez brakiczne, a w wyższej części zigeny – lądowe.

We wschodniej części obszaru lądowe utwory old redu spoczywają w sposób zgodny na niższych utworach, natomiast w wierceniach położonych na obszarze podniesienia radomsko-kraśnickiego u podstawy serii old redowej zaznaczona jest wyraźnie dyskordancja kątowna, notowana w wielu otworach wiertniczych (A.M. Żelichowski, 1972b). Seria old redowa spoczywa na całym obszarze lubelskim i wkracza na południowe Podlasie. Miąższość tych utworów w zachodniej części przekracza 1000 m, podczas gdy na wschodzie jest zredukowana. Występujące wyżej utwory węglanowe z przerostami terygenicznymi należą do dewonu środkowego i górnego. W dewonie środkowym i franie lokalnie dochodziło do tworzenia się utworów zawierających koralowce, w obrębie których występować mogą strefy rafowe. Wiek środkowodewoński dla tych utworów określono paleontologicznie w południowo-zachodniej części obszaru. Utwory węglanowe z anhydrytami występujące w podłożu rowu zostały zaliczone przez L. Miłaczewskiego do dewonu środkowego na podstawie analogii do południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Wzajemny stosunek dewonu środkowego i utworów old redowych nie jest jednoznacznie wyjaśniony. Na północny zachód od omawianego profilu osady dewonu środkowego przykryte wapieniami franu spoczywają na brakicznych utworach dolnego dewonu (Lisów GN 1) lub też wapienie franu leżą bezpośrednio

na różnych ogniwach dolnego dewonu (Wilga IG 1, Izdebnio IG 1, Maciejowice IG 1). Profil dewonu w strefie Lublina kończą utwory famenu, rozpoznane w podłożu rowu lubelskiego. Sedymentacja wskazuje na schyłkowy etap rozwoju zbiornika, a rozwój specyficznej facji warstw hulczańskich w strefie Kocka sugeruje rozpoczęcie przemieszczeń wzdłuż tej strefy już w famenie.

Tektonika pokrywy dewońskiej jest stosunkowo słabo rozpoznana. Wyniki badań sejsmicznych i wierceń sugerują, że w centralnej części rowu lubelskiego, podlegającej największej subsydencji w górnym dewonie, utworzona została elewacja pogrążona następnie w ciągu karbonu, po którym ponownie została dźwignięta. Na obszarze podniesienia radomsko-kraśnickiego utwory dewonu ujęte są w szereg antyklin zrębowych. Antykliny w części przykryte są utworami dewonu środkowego, a miejscami wychodzą spod nich utwory dewonu dolnego, a być może i starszego paleozoiku.

UTWORY PODŁOŻA – STARSZY PALEOZOIK I WEND

Zaznaczone zróżnicowanie tektoniczne utworów niższej części dewonu dolnego w jeszcze wyraźniejszy sposób widoczne jest w budowie starszego paleozoiku. Na obszarze podniesionej platformy rozpoznany jest pełny profil pokrywy osadowej spoczywającej na podłożu krystalicznym. Miąższość tego kompleksu wzrasta ku południowemu zachodowi w wyniku pojawienia się coraz młodszych ogniw tej pokrywy, jak też i grubienia poszczególnych jej ogniw.

Pokrywa platformowa reprezentowana jest przez utwory ryfeju, wendu, kambru, ordowiku i syluru. Utwory te zaburzone są przez szereg uskoków, które powstały na pograniczu dewonu i karbonu (A.M. Żelichowski, 1964). Główne przemieszczenia związane są z uskokami o kierunku NE i przekraczają niekiedy 1000 m. Uskoki równoległe do strefy Kocka mają mniejszą amplitudę. Podobny platformowy rozwój starszego paleozoiku spodziewany jest także w podłożu rowu mazowiecko-lubelskiego, o czym można wnioskować na podstawie nielicznych co prawda wierceń osiagających podłoże dewonu. Rozpoznanie tych utworów jest jednak słabsze i zaledwie jednym otworem (Łopiennik IG 1) osiągnięto utwory wendu.

Nawiercony w podłożu dewonu podniesienia radomsko-kraśnickiego starszy paleozoik reprezentuje odmienny rozwój litologiczny i tektoniczny, zbliżony do paleozoiku okolic Tarnobrzega, gdzie S. Pawłowski (1965) widzi masyw eokambryjski. Utwory kambru, stwierdzone w Korytkowie i Dylach, reprezentowane są przez formację szarogłazów (K. Pawłowska, 1969; S. Pawłowski, 1963, 1969), podobnie jak i utwory syluru z otworów Potok IG 1 i Lisów 1 GN. Utwory te wykazują silny stopień zaangażowania tektonicznego i przykryte są przez utwory jury lub dewonu. Wiek tych fałdowań według autora (A.M. Żelichowski, 1972b) przypada na fazę eryjską orogenezy kaledońskiej. Jako północno-wschodnią granicę sfałdowanych mas kaledońskich autor przyjął strefę granicznego uskoku między podniesieniem radomsko-kraśnickim i rowem mazowiecko-lubelskim.

PODŁOŻE KRYSTALICZNE

Dane dotyczące podłoża krystalicznego pochodzą z NE odcinka profilu. Na podstawie badań geofizycznych i wierceń W. Ryka (1974) wraz z zespołem określił skład petrograficzny podłoża i podał wiek tych skał. Przyjmuje on, że podłoże

krystaliczne lubelsko-podlaskiej części podniesionej platformy zbudowane jest z dwóch kompleksów: podlaskiego (svekofenokarelskiego) złożonego z gnejsów, diorytów, gabra, amfibolitów oraz kampinoskiego (gotyjskiego), który tworzą gnejsy i amfibolity przetkane anorogenicznymi granitoidami migmatycznymi. Na południowy zachód od strefy Kocka brak bezpośrednich danych o skałach podłoża krystalicznego. Interpretacja petrologiczna i tektoniczna tej strefy jest niemożliwa do przeprowadzenia. Brak wyraźnych anomalii magnetycznych i niewielkie zróżnicowanie gęstościowe pozwala wysuwać wniosek, że większość obszaru zbudowana jest z metasomatycznych granitoidów i migmatytów z zachowanymi relikdami gnejsów i amfibolitów.

Granica pomiędzy tymi obszarami przypada na strefę Kocka, odpowiadającą górnej skarpie. Położony na południowy zachód od niej obszar, stanowiący podłoże zarówno rowu mazowiecko-lubelskiego, jak i podniesienia radomsko-kraśnickiego do linii dolnej skarpy, wydaje się — na podstawie danych geofizycznych — mieć jednolitą strukturę podłoża krystalicznego. Wnioskując z głębokości występowania poziomu refrakcyjnego o Vgr ponad 6 tys. m/s i danych z wiercenia Łopiennik IG 1 miąższość pakietu skał osadowych starszego paleozoiku w rozwoju platformowym wynosi w podłożu rowu 2000 do 3000 m. Ku południowemu zachodowi miąższość pakietu zawartego pomiędzy stropem sfałdowanych utworów (łącznie z najniższym dewonem) a poziomem refrakcyjnym, o Vgr ponad 6 tys. m/s wzrasta do 4–6 tys. m. Poziom ten zarejestrowany został po raz pierwszy w południowo-zachodniej części Lubelszczyzny w profilu Doliny–Dubienka, a obecnie także na profilu Rachów–Lubartów (fig. 2). Poprzednio rejestrowano jedynie płytszy poziom o prędkości granicznej 5500–5800 m/s (J. Skorupa, 1959, 1974). Autor interpretował go jako strop silnie sfałdowanych utworów paleozoiku (A.M. Żelichowski, 1967b). Na południu interpretowany był on przez W. Pożaryskiego (1972, 1974) jako strop sfałdowanych bajkalidów. Dla zapadliska lwowskiego podobny pogląd wypowiedział W.A. Szakin (1977). Według W. Pożaryskiego silniejsze sfałdowanie utworów ilastych syluru i najniższego dewonu tłumaczy się dyszarmonicznymi odkształceniami tych plastycznych osadów i sztywnych mas old redu. T. Pelc (1977) widzi w nich diapiry ilaste.

W związku ze stwierdzeniem również sfałdowanych sylurskich piaskowców szarogłazowych, a także regionalnym zasięgiem niezgodności występującej w dolnym dewonie, wydaje się jednak, że południowo-zachodnia część obszaru lubelskiego stanowi zewnętrzną strefę fałdowań kaledońskich. Zarejestrowanie w jego podłożu poziomu refrakcyjnego o Vgr ponad 6 tys. m/s świadczyć by mogło o występowaniu w podłożu podniesienia radomsko-kraśnickiego fundamentu analogicznego do podłoża rowu mazowiecko-lubelskiego, co pośrednio potwierdza fakt, że np. obserwowane anomalie magnetyczne Grójca, Kozienic, Kurowa, Biłgoraja, położone po obu stronach granicy tych jednostek, mają ten sam charakter. Pozwoliło to wysunąć autorowi pogląd, że zarówno rów mazowiecko-lubelski, jak i podniesienie radomsko-kraśnickie rozwinięte są na jednorodnej platformie prekambryjskiej, na którą nasunięte są w części południowo-zachodniej sfałdowane utwory staropaleozoiczne (A.M. Żelichowski, 1977a). Na omawianym przekroju miąższość pakietu warstw od poziomu o Vgr 6350 m/s do stropu sfałdowanych utworów staropaleozoicznych wynosi 4,5–6,5 tys. m.

Na obszarze lwowskim pogląd o kontakcie kaledonidów i platformy prekambryjskiej — karelskiej ostatnio wypowiedzieli W.B. Busz, K.G. Garięcki i Ł.G. Kirjuchin (1977) oraz W.W. Głuszko i S.S. Krugłow (1977).

Miąższość utworów staropaleozoicznych odścielających rów mazowiecko-

-lubelski na odcinku lubelskim wynosi 1500–2000 m. Przyjmując nawet dwukrotny wzrost ich miąższości w podłożu podniesienia radomsko-kraśnickiego, grubość spodziewanej pokrywy platformowej osadów staropaleozoicznych szacować można na 3000–4000 m, grubość płaszczka sfałdowanych utworów wynosić zatem może około 3000 m i wzrasta ku SW. Nie można jednak wykluczyć, że kompleks sfałdowany wypełnia całą przestrzeń do poziomu o Vgr 6300 m/s, który odpowiada stropowi pogrążonych staropaleozoicznych utworów platformowych.

*
* *

Przedstawiona wyżej interpretacja geologiczna profilu geologicznego wzdłuż przekroju usytuowanego prostopadle do krawędzi platformy wskazuje na wielopiętrowość budowy kompleksu osadowego, powstałego w wyniku długotrwałej historii tego obszaru. Sugerowana obecność – w południowo-zachodniej części – nałożenia strefy sfałdowanych kaledonidów na równowiekową platformę stanowi pogląd kontrowersyjny, który nie jest w pełni akceptowany. Przyjęcie nasuniętych typu płaszczowinowego wiąże się ze sprawą pierwotnego położenia obszarów. Próbę przedstawienia rozwoju basenu w ordowiku i sylurze przedstawili E. Tomczykowa i H. Tomczyk (1978). Wyszuli oni tezę, że w ordowiku, a po części i w sylurze, masyw małopolski był oddzielony miogeosynkliną od platformy wschodnioeuropejskiej. Z tej geosynkliny pochodzić mogą osady, które zostały następnie nasunięte na platformę wschodnioeuropejską, a sama geosynklina uległa zwięźeniu o ponad 40 km. Trudno na obecnym etapie badań dać pełny obraz paleogeograficzny epok przedwaryscyjskich. Przy rozważaniach na temat ewolucji obszaru pamiętać należy jednak, że obserwowane współcześnie zjawiska odpowiadać mogą innym pierwotnie odległym od siebie obszarom. Poza wielkimi przesunięciami, powodującymi skrócenie poprzeczne geosynkliny kaledońskiej, na obecny obraz budowy geologicznej nałożyły się także przesunięcia w epokach waryscyjskiej i alpejskiej.

Rozpoczęte w ostatnich latach przez Instytut Geofizyki PAN przy udziale Górnictwa Naftowego i Instytutu Geologicznego głębokie sondowania sejsmiczne rzuciły nowe światło na budowę skorupy ziemskiej w brzeżnej strefie platformy wschodnioeuropejskiej. Wyniki tych prac, publikowane przez A. Gutercha i zespół (1976, 1977) określiły zasadnicze jednostki w skorupie ziemskiej, wyodrębniając poszczególne jej bloki i wykrywając główne strefy rozłamowe. Geologiczną ich interpretację przedstawił W. Pożaryski (1975, 1976b).

Wzdłuż profilu Rachów–Lubartów (fig. 3) przebiega linia GSS-LT-3 (A. Guterch, T. Kowalski, R. Materzok i in., 1977). Uzyskane tu dane pozwoliły określić głębokość występowania powierzchni Mohorovičića na obszarze lubelsko-podlaskim. Poprzecinana rozłamami skorupa ziemska osiąga miąższość 48–54 km. W północno-wschodniej części profilu A. Guterch (*l.c.*) wydzielił blok skorupy ziemskiej o miąższości 48 km uważany przez niego za typowy dla starej platformy prekambryjskiej. Charakteryzuje się on stosunkowo prostym obrazem falowym. Jego południowo-zachodnia granica przypada na 312 km profilu.

Bardziej ku południowemu zachodowi uzyskany obraz falowy dla powierzchni Mohorovičića wskazuje zdaniem A. Gutercha na jej wielowarstwowość, a głębokość jej wzrasta do 50–55 km. Jest to blok B. Na linii przekroju LT-3 szerokość bloku B wynosi około 110 km. Ograniczony jest on od południowego zachodu kolejną wyraźną strefą rozłamową, wzdłuż której powierzchnia Moho słyca się o około

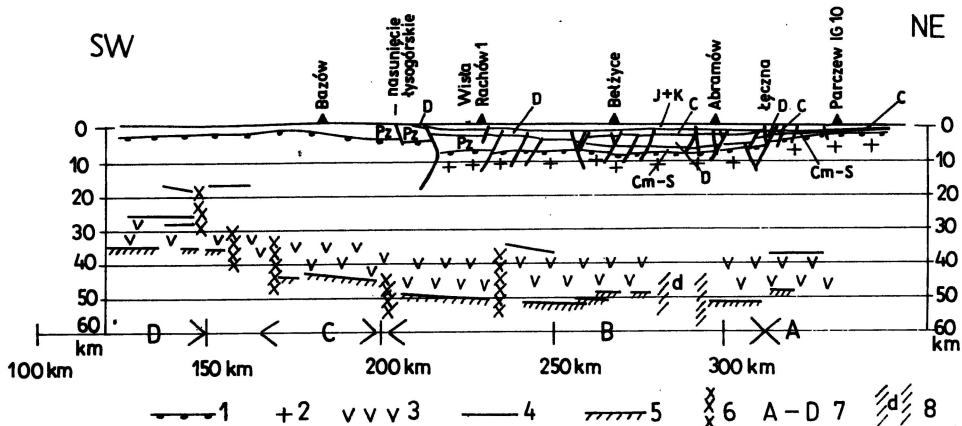


Fig. 3. Wycinek profilu LT-3, opracowanego przez A. Gutercha i zespół, z interpretacją pokrywy osadowej

Section of the LT-3 profile, elaborated by A. Guterch and his team, and interpretation of its sedimentary cover

1 – poziom refrakcyjny około 6 tys. m/s według A. Wojasa; 2 – podłoże granitoidowe; 3 – „warstwa bazaltowa”; 4 – nieciągłości w skorupie; 5 – nieciągłość Moho; 6 – głębokie rozłamy; 7 – bloki skorupy ziemskiej wydzielone przez A. Gutercha; 8 – strefa rozłamowa, z którą związane są silnie fale dyfrakcyjne; Cm-S – starszy paleozoik platformowy (łącznie z wenedem); Pz – starszy paleozoik sfałdowany; D – dewon; C – karbon; J-K – mezozoik; kenozoik nie wydzielony

1 – refraction horizon of about 6.000 m/s after A. Wojas; 2 – granitoid basement; 3 – “basalt layer”; 4 – discontinuities in the crust; 5 – Moho discontinuity; 6 – deep crustal fractures; 7 – crustal blocks differentiated by A. Guterch; 8 – crustal zone to which diffraction waves are strongly related; Cm-S – platform Older Paleozoic (including Vendian); Pz – folded Older Paleozoic; D – Devonian; C – Carboniferous; J-K – Mesozoic; Cenozoic not shown

10 km, wychodząc na głębokość 44 km w następnym bloku C. W obrębie bloku B stwierdzono kilka stref rozłamowych, wśród których na czoło wysuwa się strefa wyznaczona na 285–295 km profilu. Związane z nią silne fale dyfrakcyjne uniemożliwiają wyznaczenie w jej obrębie strefy Moho. Strefę tę A. Guterch (*l.c.*) określa jako ryft śródkontynentalny. Podobną strefę ryftową stwierdzono na VIII międzynarodowym profilu GSS na obszarze Puszczy Solskiej, jak też i na VII profilu GSS na południowy zachód od Wisły, w okolicach Inowrocławia. W. Pożaryski (1976b) ryft obserwowany na profilach LT3 i VIII GSS uznaje za związany z rowami warwscyjskimi.

Wydzielone bloki skorupy ziemskiej korelowane były przez A. Gutercha (*l.c.*) z odpowiednimi strukturami w pokrywie. Granicę bloków B i A autor ten określił jako południowo-zachodnią granicę platformy wschodnioeuropejskiej, a w granicy bloków B i C widzi związek z dyslokacją świętokrzyską. W pracach omawiających związek budowy geologicznej z danymi dotyczącymi skorupy ziemskiej, uzyskanymi z profilowań GSS, W. Pożaryski (1975, 1976b) podkreśla związek strefy ryftowej Lublina z rowem lubelskim. Południowo-zachodnią granicę platformy gotyjskiej przyjmuje on na linii Przemyśl–Tarnobrzeg (?) i dalej ku NW. Przecina ona skośnie wyróżniony przez niego masyw małopolski.

Uzyskane do chwili obecnej wyniki GSS (profile: C, LT-3 i VIII M) na obszarze lubelskim i jego obramowaniu potwierdzają złożony charakter budowy powstałej w wyniku nakładania się kolejnych cykli diastroficznych. Zestawienie wyników badań pokrywy osadowej z wynikami uzyskanymi z GSS na profilu LT-3 pozwala na wysunięcie kilku spostrzeżeń dotyczących regionalizacji tektonicznej. Jak pod-

kreśla A. Guterch (1977), północno-wschodni odcinek profilu, tj. blok A odpowiada platformie wschodnioeuropejskiej. Z jego południowo-zachodnią granicą związana jest w budowie paleozoiku antyklina zrębowa Kocka, stanowiąca północno-wschodnią granicę rowu mazowiecko-lubelskiego (A.M. Żelichowski, 1972b). Przylegające do niej od południowego-zachodu jednostki tektoniczne paleozoiku rozwinięte są na odrębnym bloku skorupy ziemskiej. Stwierdzenie jednolitego bloku skorupy zarówno w podłożu rowu mazowiecko-lubelskiego, jak i podniesienia radomsko-kraśnickiego potwierdza tezę o szerszym zasięgu platformy prekambryjskiej, niżby to wynikało z analizy tektonicznej utworów niższego paleozoiku, występujących bezpośrednio pod old redem. W tej sytuacji autor przychylił się do poglądu, że dolna skarpa w podłożu stanowi granicę pogrążonej platformy prekambryjskiej, a zasięg sfałdowanych utworów starszego paleozoiku wyznacza granicę nasuniętych płaszczowin kaledońskich. Na profilu LT-3 (fig. 3) południowo-zachodnią granicę platformy prekambryjskiej autor prowadzi na granicy jednostki łysogórskiej i kieleckiej, stanowiącej według J. Kutka i J. Głazka (1972) oraz J. Głazka i J. Kutka (1976) rozłam świętokrzyski. Dane z profilu LT-3, a także profilu VIII M, C i VIIIa wskazują, że w brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej występuje blok skorupy ziemskiej o grubości około 50 km. Jego południowo-zachodnią granicę prześledzono na profilach LT-3 i VIII M; ma ona kierunek skośny do rozłamu świętokrzyskiego. Na profilu VIII M blok ten obejmuje wąski rów dniestrzański, na SW od struktury Wielkich Mostów (USRR), a także podniesienie radomsko-kraśnickie (łącznie z częścią masywu małopolskiego w ujęciu W. Pożaryskiego). Ku NW ten blok skorupy obejmuje obszar radomski co najmniej po Starachowice. Tak ujęty obszar platformy prekambryjskiej sięga aż do dolnej skarpy w podłożu, przyjmowanej przez W. Pożaryskiego (1975, 1976b) za południowo-zachodnią granicę platformy prekambryjskiej (prekarelski masyw radomski).

Przedstawiony związek budowy paleozoiku z budową skorupy ziemskiej nie jest jednak jednoznaczny. Profile GSS prowadzone są pod różnymi kątami do wydzielonych struktur, a także ich jakość nie zawsze jest jednakowa. Obraz budowy skorupy ziemskiej w strefie nasunięcia łysogórskiego jest inny na profilu VIIIa, a inny na profilu LT-3. Także wniosek o związku rozłamu świętokrzyskiego (= nasunięcie łysogórskie) z granicą bloków o grubości skorupy 38 i 44 km – postawiony przez A. Gutercha, T. Kowalskiego, R. Materzoka i in. (1976) oraz J. Głazka i J. Kutka (1976) – nie znalazł potwierdzenia na profilach LT-3 i VIII M. Na profilu LT-3 przypada on na granicę bloków skorupy o miąższości 44 i 49 km. Na profilu VIII M granicy tych bloków odpowiada strefa łącząca dyslokację łysogórską z lubaczowską. W tej sytuacji uznać należy, że jednostki tektoniczne wydzielone dla paleozoiku nie pokrywają się z blokami skorupy ziemskiej. Strefy wglębnych rozłamów przebiegają skośnie, zwłaszcza do nasunięcia łysogórskiego, co w znacznej mierze wynikać może z układu intersekcyjnego. Bloki skorupy ziemskiej układają się równolegle do wyznaczonych skarp w podłożu. Granica bloków A i B zgodna jest z górną skarpą, a bloków B i C z dolną skarpą. W tej obniżonej strefie podłoża rozwinięta jest strefa rozłamowa, która zdaniem A. Gutercha stanowić może ryft śródkontynentalny. Na profilu LT-3 (fig. 3) odpowiada on osiowej części rowu mazowiecko-lubelskiego, na co zwrócił uwagę W. Pożaryski (1976b). Rów ten traktowany był uprzednio przez autora (A.M. Żelichowski, 1972b) jako zapadlisko brzeżne platformy, powstałe wskutek nacisku platformy paleozoicznej na prekambryjską. Pogląd ten autor zmodyfikował widząc w jego powstaniu zasadniczą rolę przesuwczą brzeżnych dyslokacji. Zapadlisko formo-

wane było w ciągu wyższego dewonu, karbonu aż po dolny trias. Przemieszczenia, zgodnie z przedstawionym poglądem (A.M. Żelichowski, praca w druku), dotyczyły nie tylko brzeżnych uskoków rowu, ale też uskołu z zachodniego obrzeżenia podniesienia radomskiego i jego przedłużenia w uskołu Korytków–Dyle. Obserwowane na profilu LT-3 i VIII M strefy ryftowe autor traktuje jako zakorzenie uskoków przesuwczych, które w pokrywie osadowej uformowały zapadliska i podniesienia.

Południowo-zachodnia granica obszaru lubelsko-podlaskiego związana jest z rozłamek obserwowanym na 160–180 km profilu VIII i 210 km profilu LT-3, a ku NW przebiegającym pomiędzy profilami C i VIIIa. Strefę tę można traktować jako strefę graniczną między platformą prekambryjską a paleozoidami środkowej Polski.

Nałożenie się na tym obszarze młodych (trzeciorzędowych) uskoków przesuwczych o kierunku prostopadłym do struktur paleozoicznych (W. Pożaryski, 1974; A.M. Żelichowski, 1977a) powoduje przemieszczenia się osi i granic jednostek tektonicznych paleozoiku, co dodatkowo utrudnia interpretację tektoniczną.

Zestawione materiały geologiczne i geofizyczne wzdłuż profilu LT-3 pozwalają na określenie zasięgu ku SW prekambryjskiej platformy (do linii ujścia Sanu). W zachodniej części na platformę tę nasunięta jest zewnętrzna strefa kaledonidów. Obserwacje poczynione wzdłuż profilu LT-3 na odcinku lubelsko-radomskim wskazują na brak orogenicznych odkształceń epoki waryscyjskiej. Położenie tego obszaru w stosunku do frontu fałdowań waryscyjskich, rozpoznanych w południowo-zachodniej Polsce, wymaga dalszych badań, przy rozważaniach tych wydaje się jednak konieczne odtworzenie pierwotnych stosunków pomiędzy platformą i geosynkliną.

Zakład Geologii Regionalnej
Obszarów Platformowych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 30 czerwca 1978 r.

PIŚMIENNICTWO

- CHIŻNIAKOW A.W., ŻELICHOWSKI A. M. (1974) – Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. *Kwart. Geol.*, 18, p. 707–719, nr 4. Warszawa.
- DĄBROWSKI A. (1957) – Budowa głębszego podłoża Polski zachodniej w świetle wyników badań geofizycznych. *Kwart. Geol.*, 1, p. 31–39, nr 1. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K. (1956) – Morfologia podłoża prekambryjskiego w NE Polsce. *Prz. Geol.*, 4, p. 341–346, nr 8. Warszawa.
- GŁAZEK J., KUTEK J. (1976) – Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. *Przew. 48 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 14–51. Warszawa.
- GUTERCH A. (1977) – Structure and physical properties of the Earth's crust in Poland in light of new data of DSS. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, 115, p. 347–358. Warszawa–Łódź.
- GUTERCH A., KOWALSKI T.J., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E. (1976) – O głębokiej strukturze skorupy ziemskiej w rejonie Gór Świętokrzyskich. *Przew. 48 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 52–58. Warszawa.
- GUTERCH A., KOWALSKI T., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E., TOPORKIEWICZ S. (1977) – Struktura skorupy ziemskiej ST Polski w świetle badań metodą GSS. *Mat. VI Konf. Nauk. „Badania Geodynamiczne na obszarze Polski”*. Jabłonna.

- KUTEK J., GŁAZEK J. (1972) – The Holy Cross Area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, **22**, p. 603–653, nr 4. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1953) – *Zarys geologii Polski*. PWN. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T. (1976) – Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). *Pr. Inst. Geol.*, **77**. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K. (1969) – O wynikach czterech wierceń geologicznych w okolicy Korytkowa Dużego koło Biłgoraja. *Kwart. Geol.*, **13**, p. 121–138, nr 1. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1947) – Anomalie magnetyczne w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **44**. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1961) – Kredowy i jurajski rów lubelski. *Kwart. Geol.*, **5**, p. 831–837, nr 4. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1963) – Problemy trzeciorzędu i zagadnień surowcowych w zapadlisku przedkarpackim. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, cz. IV, p. 301–320. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1965) – Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika–Tarnobrzega. *Przew. 38 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 8–20. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1969) – Średnie prędkości sejsmiczne osadów mezozoiku i paleozoiku Lubelszczyzny (Dyle IG-1). *Kwart. Geol.*, **13**, p. 185–197, nr 1. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S., PAWŁOWSKA K. (1976) – Geologia okolic Podgórze na południe od Wyśmierzyc koło N. miasta nad Pilicą. *Biul. Inst. Geol.*, **295**, p. 233–248. Warszawa.
- PELC T. (1977) – Próba wyznaczenia NE zasięgu sfałdowanych utworów podsylurskich na Lubelszczyźnie w świetle badań refleksyjnych. *Mat. Sym.*, Jabłonna **77**.
- POŻARYSKI W. (1948) – Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **46**, Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1956) – Tektonika. W: *Geologia regionalna Polski*, **2**. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- POŻARYSKI W. (1957) – Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. *Kwart. Geol.*, **1**, p. 383–424, nr 3/4. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1964) – Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **8**, p. 1–41, nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1972) – Rozwój struktury Niżu Polskiego w epoce waryscyjskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **252**, Warszawa.
- POŻARYSKI W. red. (1974) – Tektonika. W: *Budowa geologiczna Polski*, **4**, cz. 1. Niż Polski. *Inst. Geol. Warszawa*.
- POŻARYSKI W. (1975) – Vertical movements along Polish Margin of the East-European Subcontinent. *Mat. i Pr. Inst. Geof.* **82**, p. 2–14. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1976a) – Rozwój tektoniczny i facjalny młodszego mezozoiku na przekroju Starachowice–Annapol. *Przew. 48 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 99–106. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1976b) – The Western Margin of the Old European platform in Poland in the light of DSS Data. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, **101**, p. 1–13. Warszawa.
- RYKA W. (1974) – Mapa geologiczna podłoża krystalicznego platformy. *Inst. Geol. Warszawa*.
- SKORUPA J. (1959) – Morfologia podłoża magnetycznie czynnego i podłoża krystalicznego w NE Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **160**. Warszawa.
- SKORUPA J. (1974) – Mapa sejsmiczna Polski. Wyniki regionalnych prac refrakcyjnych prowadzonych w związku z rozpoznaniem głębokiego podłoża. *Inst. Geol. Warszawa*.
- TOMCZYKOWA E., TOMCZYK H. (1978) – Sylur Polski jako wskaźnik zróżnicowania szelfu Fennosarmacji i rozwój oceanu Prototetydy. *Prz. Geol.*, **26**, p. 14–22, nr 1. Warszawa.
- WYRWICKA K. (1977) – Wykształcenie litologiczne i węglanowe surowce skalne mastrychtu lubelskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **299**. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1962) – Obecny stan znajomości budowy geologicznej podłoża pozakarpackiej Polski. *Kwart. Geol.*, **6**, p. 485–509, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1963) – Problemy tektoniczne obszaru pozakarpackiej Polski. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, nr 4. Warszawa.

- ZNOSKO J. (1966) — Jednostki tektoniczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. *Kwart. Geol.*, 10, p. 646–665, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. red. (1968) — Atlas geologiczny Polski. Inst. Geol. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1974) — Ukształtowanie stropu podłoża krystalicznego platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 68. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1978) — Tectonic framework of the Permian events in the Polish area. *Procc. Inter. Symp. Centr. Eur. Permian*, 1, p. 5–32. Inst. Geol. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1964) — Zarys budowy geologicznej lubelskiego basenu karbońskiego. *Prz. Geol.*, 12, p. 401–407, nr 10. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1972a) — Antyklina Opole Lubelskie—Zakrzew. *Kwart. Geol.*, 16, p. 291–300, nr 2. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1972b) — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1977a) — Budowa geologiczna paleozoiku lubelsko-lwowskiego na tle wyników GSS. *Mat. VI Konf. Nauk. Badania Geodynamiczne na obszarze Polski. Jabłonna.*
- ŻELICHOWSKI A.M. (1977b) — Karbon pogranicza niecki warszawskiej i lubelskiej. *Kwart. Geol.*, 21, p. 790–791, nr 4. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A.M. (praca w druku) — Tectonics of Lublin Coal Basin, Rep. VIIIth ICC Moscow.
- БУШ В.А., ГАРЕЦКИЙ П.Г., КИРЮХИН Л.Г. (1973) — О погребенной зоне каледонской складчатости вдоль юго-западного ограничения Восточно-Европейской платформы. *Докл. АН СССР*, 208, № 2, сер. геол. Москва.
- ГЛУШКО В.В., КРУГЛОВ С.С. ред. (1977) — Материалы по направлению геологоразведочных работ на нефть и газ в Карпатском регионе. Укр. НИГРИ. Львов.
- ШАКИН В.А. ред. (1977) — Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов. Укр. НИГРИ. Львов.

Антони Марьян ЖЕЛИХОВСКИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЧЕРЕЗ КРАЕВУЮ ЧАСТЬ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ЛЮБЛИНСКО-ПОДЛЯССКОЙ ТЕРРИТОРИИ (БЕЗ КАЙНОЗОЯ)

Резюме

Ещё в прошлом веке через ЮВ Польши проводилась одна из важнейших тектонических линий. Эта линия, известная в литературе под названием — линии Тейссера-Торнквиста, впервые была проведена по общегеологическим данным А. Ентшем, В. Тейссером и А. Торнквистом. Её положение было модифицировано на базе магнитометрических и гравиметрических данных С. Павловским, А. Домбровским и К. Карачуном. В последние годы положением этой линии и её тектоническим значением занимался Е. Зноско. Он, как и Г. Стилле, считает её границей докембрийской (в настоящее время её уточнённо называют довендской) и палеозойской платформ. Такой же взгляд на границу докембрийской платформы высказывал в своих работах и автор статьи. Иного мнения о тектонике этой территории придерживаются В. Пожарыски и Г. Томчик, относя эту территорию к докембрийской (эпиготской) платформе, сопряжённой с малопольским ассинтийским массивом (= байкальскому). Глубинное сейсмическое зондирование в последние годы позволило установить строение земной коры на этой территории, результаты этих работ

были представлены А. Гютерхом и его группой. В печатных работах последних лет видна тенденция к замене понятия „линия” названием „зона”.

Люблинско-Подлясская территория расположена на двух различных блоках земной коры (фиг. 1). СВ часть, где толщина земной коры составляет 48 км (блок А), соответствует склону Украинского кристаллического массива, составляющего приподнятую часть докембрийской платформы. Этот блок на юго-западе ограничен разломом Любартова, коррелирующимся с лежащей над ним антиклиналью Коцка, проявляющейся в верхнепалеозойском покрове (фиг. 3), которая обрамляет с северо-востока Мазовецко-Люблинский грабен. Ширина зоны повышенной мощности земной коры (48—54 км — блок В) на Люблинской территории составляет 110 км. В её пределах находится зона разломов с глубоко погруженной поверхностью Мохо, считающаяся внутриконтинентальным рифтом (А. Гутерх, 1977). Над блоком В прослеживаются два верхнепалеозойских тектонических элемента — Мазовецко-Люблинский грабен и Радомско-Красническое поднятие. Основание Мазовецко-Люблинского грабена сложено сравнительно молодыми платформенными отложениями девона, силура, ордовика и кембрия. Мазовецко-Люблинский грабен заполнен породами карбона мощностью до 1800 м. Радомско-Красническое поднятие (фиг. 2) состоит из эродированных в разной степени отложений девона (местами полностью размытых), залегающих на складчатых породах нижнего палеозоя (вместе с самыми низами девона). Флишеподобные породы силура, кембрия и ордовика сильно тектонически нарушены. Судя по геофизическим данным, в их основании могут залегать нижнепалеозойские платформенные отложения.

Анализ структурного строения и фациального состава пород верхнего палеозоя позволил выдвинуть гипотезу о роли сдвигобросов в образовании Мазовецко-Люблинского грабена. Его формирование началось в верхнем девоне, а его основные рамки сформировались на исходе карбона. Формирование грабена продолжалось по крайней мере до нижнего триаса, о чём можно судить по размещению пермского и триасового покрова. Регистрируемые в настоящее время в пределах этого блока зоны разломов земной коры свидетельствуют о глубокой укоренённости верхнепалеозойских структур.

Рассматриваемый блок земной коры ограничен разломом, наблюдаемым на 210 км профиле LT-3 (фиг. 3). Он приходится на зону Лысогурского надвига. Аналогичный разлом несколько южнее наблюдается в окрестностях Ниска. Этой линией определяется погружённый край докембрийской платформы, на которую с ЮЗ надвинута внешняя зона каледонид.

Тектонический план палеозоя перекрыт более молодым тектоническим планом. Карпатской складчатостью и образованием Предкарпатского прогиба обусловлено наличие сбросов, диагональных по отношению к фронту докембрийской платформы. Большинство из них сдвиговые.

Antoni Marian ŻELICHOWSKI

**GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH IN MARGINAL
PART OF THE PRECAMBRIAN PLATFORM IN THE LUBLIN-PODLASIE AREA
(CENOZOIC EXCLUDED)**

S u m m a r y

Since the last century, one of main tectonic lines has been drawn through south-eastern Poland. The line, known in the literature as the Teisseyre-Tornquist line, was drawn on the basis of general premises by A. Jentsch, W. Teisseyre and A. Tornquist. Its course was subsequently modified by S. Pawłowski, A. Dąbrowski and K. Karaczun with reference to magnetic and gravimetric data. In the last years, the course and tectonic significance of that line were discussed by J. Znosko who followed H. Stille in interpreting the line as the boundary between the Precambrian (recently precis-ed as Prevedian) and Paleozoic platforms. Similar point of view concerning the course of the Pre-cambrian platform boundary is held by the author. The tectonics of this area is interpreted in somewhat different way by W. Pożaryski and H. Tomczyk, according to whom the Precambrian (Epigothian) platform contacts here the Małopolska Assynthian (= Baikalian) massif. Recent deep seismic sound-ings, the results of which were discussed by A. Guterch and his team, made it possible to define the nature of the Earth crust in this area. In recent papers there is a trend to replace the term „line” by „zone”.

The Lublin-Podlasie area is situated at two different crustal blocks (Fig. 1). Its north-eastern part, with Earth crust 48 km thick (block A), corresponds to the slope of the Ukrainian Massif which forms uplifted segment of the Precambrian platform. On the south-west, that block is de-limited by the Lubartów fracture, correlated with Kock anticline developed in younger Paleozoic cover above the fracture (Fig. 3). The anticline represents north-eastern boundary of the Mazowsze-Lublin trough. A zone of increased thickness of the Earth crust (up to 48-54 km, block B), is about 110 km wide in the Lublin area. Within its boundaries is developed fracture zone with strongly downwarped Moho surface, interpreted as intracontinental rift (A. Guterch, 1977). Two youn-ger Paleozoic tectonic units, Mazowsze-Lublin trough and Radom-Kraśnik elevation, are developed above the block B. The basement of the trough is formed of relatively thin platform Devonian, Silurian, Ordovician and Cambrian rocks. The trough is infilled with Carboniferous rocks up to 1800 m thick. The Radom-Kraśnik elevation (Fig. 2) is formed of the Devonian more or less eroded (in places completely missing) and underlain by folded older Paleozoic (including Lowermost Devonian). Flys-choid Silurian, Cambrian and Ordovician rocks display strong tectonic deformations. Geophysical data suggest that they may be underlain by older Paleozoic platform deposits.

Structural and facies analysis of the younger Paleozoic made it possible to put forward hypothesis on the contribution of transcurrent faults in generation of the Mazowsze-Lublin trough. The trough began to form in the Late Devonian and its main framework is of the latest Carboniferous age. The distribution of the Permian and Mesozoic cover suggests that the movements were continuing at least till Early Triassic. The crustal block is delineated by a fracture found at the 210 km in the profile LT-3 (Fig. 3), coinciding with the Lysogóry overthrust. Identical fracture was found somewhat further to the south, in the vicinities of Nisko. This line is interpreted as a margin of the Precambrian platform, on which the zone of Caledonian externides is overthrust from the south-west.

Younger tectonic deformations are overprinted on the Paleozoic tectonics. Faults oblique to the front of the Paleozoic platform are related to folding of the Carpathians and origin of the Carpathian foredeep. The faults are usually of the transcurrent nature.