

TEKTONIKA PALEOZOIKU PODPERMSKIEGO OBSZARU WARSZAWSKIEGO

UKD 551.243:551.732/.735:550.822.61+550.834.3.053:553.94.041(438—191,2)

Z inicjatywy S. Marka autorzy podjęli się opracowania tektoniki paleozoiku podpermskiego obszaru warszawskiego. Jest ono częścią składową studium regionalnego Niziu Polskiego, które ukaże się w jednym z kolejnych tomów „Prac Instytutu Geologicznego”. W niniejszym artykule zawarto część uzyskanych wyników, które mogą być podstawą nowych kierunków poszukiwań na badanym obszarze.

W badaniach nad tektoniką paleozoiku podpermskiego obszaru warszawskiego posłużono się wynikami analiz profilów głębokich wierceń i sejsmiki refrakcyjnej. Z 33 głębokich wierceń, wykonanych na tym obszarze, 7 doszło do podłoża krystalicznego, 7 nawierciło kambry, pozwalając tym samym na określenie położenia stropu podłoża krystalicznego z dokładnością do około 100 m, a 16 osiągnęło sylur lub ordowik, określając położenie stropu krystaliniku z nieco mniejszą dokładnością. Wyniki tej analizy uwzględniono następnie przy reinterpretacji profilów refrakcyjnych, a w końcu — przy konstrukcji mapy głębokości występowania stropu podłoża krystalicznego.

Sejsmika refrakcyjna pozwoliła na dość ściśle odtworzenie hipsometrii podłoża krystalicznego. Teren ten jest wyjątkowo korzystny dla stosowania tej metody, dzięki dużemu kontrastowi sprężystości silnie zmetamorfizowanych skał podłoża w stosunku do nie zmetamorfizowanej pokrywy osadowej, a następnie całkowitemu brakowi lub niewielkiej miąższości warstw solnych oraz optymalnemu dla prac refrakcyjnych interwałowi głębokości występowania podłoża krystalicznego (2—8 km). Zagęszczenie profilów refrakcyjnych jest dość znaczne na tym obszarze (22 profile o łącznej długości ponad 1000 km). Opracowania zbiorcze dla tego terenu wykonali J. Skorupa (24) i A. Wojas (30), a dla najbardziej południowej jego części — H. Mikołajczyk (14). Ostatnio większość profilów została zreinterpretowana przez A. Wojaś (31).

Porównanie wyników wierceń i danych refrakcyjnych wykazało ich wysoką korelatywność: około ± 200 m dla horyzontu refrakcyjnego o prędkościach granicznych ponad 6000 m/s i głębokości stropu krystaliniku nawierconą lub ekstrapolowaną z wierceń do 3000 m, i ± 300 m przy większych głębokościach stropu krystaliniku. Zgodnie z wynikami poprzednich analiz, prędkości graniczne 6000 m/s i wyższe

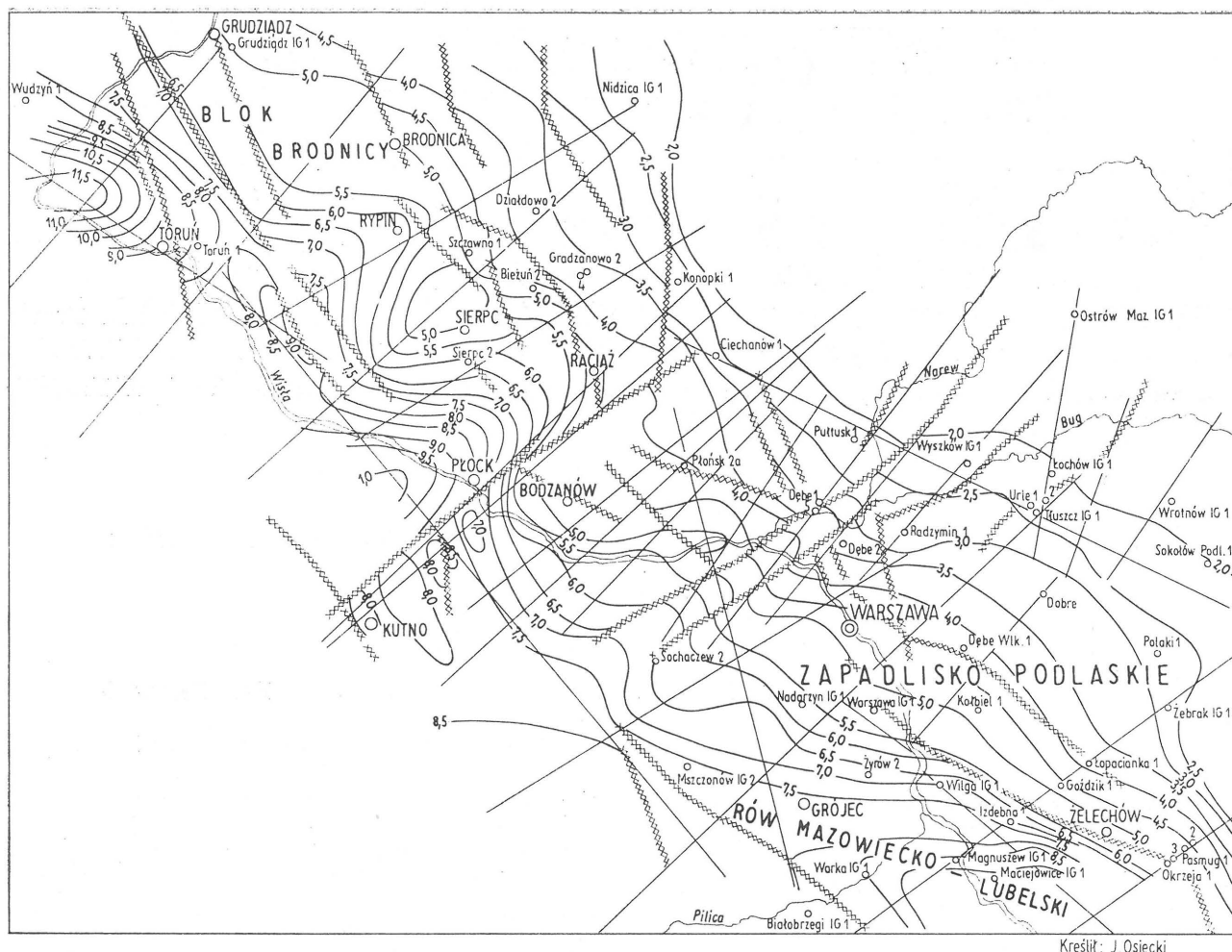
nie zawsze odpowiadają stropowi podłoża krystalicznego. Mogą one odpowiadać także kwarcytom kambryjskim, a nawet i młodszym osadom (ordowikowi lub nawet granicy triasu i permu). Uwzględnienie tych zastrzeżeń nie wywołało jednak powstania większych różnic w stosunku do poprzednio opracowanych map stropu podłoża krystalicznego. Różnice ograniczają się głównie do liczby i przebiegu wyróżnionych struktur niższego rzędu. Przebieg wielu struktur, jak np. rowu Dębego, bardzo trudno bowiem prześledzić tylko na podstawie materiału refrakcyjnego, gdyż prawie wszystkie profile refrakcyjne są zorientowane poprzecznie do brzegu platformy, a tym samym równoległe do tych struktur.

W celu sporządzenia mapy paleotektonicznej, odpowiadającej sumarycznej miąższości tektonicznych kompleksów podpermskich, posłużono się mapą głębokości stropu podłoża krystalicznego oraz szkicem głębokościowym granicy refleksyjnej spągowej części cechsztynu, Z_1 (9). Przy znikomych miąższościach dolnego permu na badanym obszarze, ta ostatnia mapa stanowi dość wierne odzwierciedlenie spągu pokrywy powaryscyjskiej. W celu jej uściślenia, wprowadzono poprawki uwzględniające wyniki wierceń, tak aby możliwie przybliżyć rozważaną powierzchnię do powierzchni spągowej permu, oraz uzupełniono ją w okolicach Zuromina, Działdowa i Ciechanowa.

Uzyskana mapa miąższości paleozoiku podpermskiego jest właściwie mapą paleostrukturalną, odpowiadającą granicy epok waryscyjskiej i alpejskiej. Ze względu na luki w materiale wyjściowym, nie udało się zestawić map poszczególnych kompleksów tektonicznych, z wyjątkiem kompleksu młodowaryscyjskiego (karbonu) w południowej części badanego obszaru. Sumaryczna analiza materiałów geologicznych i geofizycznych pozwoliła też na opracowanie geologicznej mapy podpermskiej.

JEDNOSTKI TEKTONICZNO-STRUKTURALNE

W paleozoiku, w przeciwieństwie do mezozoiku, omawiany obszar nie stanowi osobnej jednostki tektonicznej. Dlatego można go jedynie traktować jako obszar warszawski *sensu lato*, obejmujący część odcinka warszawskiego mezozoicznej niecki czy depresji brzeżnej starej platformy.



Ryc. 1. Mapa głębokości stropu podłoża krystalicznego.

Głębokość występowania stropu podłoża krystalicznego w km; inne objaśnienia jak na ryc. 4.

Ogólne ukształtowanie powierzchni stropowej podłoża krystalicznego cechuje się tu pochyleniem ku krawędzi starej platformy wschodnioeuropejskiej. Powierzchnia ta obniża się od poniżej 1000 m do 8000 m ku SW, a nawet do poniżej 11 500 m w rejonie Torunia. Udało się prześledzić ją do skraju aulakogenu środkowopolskiego, gdyż na obszarze o tak dużym zdyslokowaniu kimeryjskim i laramijskim horyzont dużych prędkości, odpowiadający powierzchni podłoża krystalicznego, przestaje być czytelny na profilach refrakcyjnych. W obrębie aulakogenu jedynie między Łowiczem a Płockiem dwa przekroje refrakcyjne dały miarodajne wyniki dla powierzchni dużych prędkości.

W granicach badanego obszaru można wyodrębnić część północną na N od Płońska, gdzie pochylenie ku SW jest regułą, i południowo-wschodni rejon warszawski, gdzie ogólne pochylenie powierzchni podłoża krystalicznego zmienia się z SW na S. Współczesny obraz strukturalny podłoża wynika z nałożenia się ruchów blokowych z paleozoiku i mezozoiku, tektonikę więc starszą, paleozoiczną można odczytać dopiero po odjęciu ruchów alpejskich. Mapa strukturalna podłoża permu różni się bowiem ogólnym układem od mapy powierzchni krystaliniku kierunkiem pochylenia. Obszar na NW od Płońska cechuje się zgodnym pochyleniem obu powierzchni ku SW, podczas gdy południowo-wschodni odcinek obszaru warszawskiego cechuje się pochyleniem spągu permu ku W. Dla tego odcinka interpretowanie tektoniki prealpejskiej nie jest możliwe bez wykonania konstrukcji odjęcia ruchów epoki alpejskiej.

Fig. 1. Map of depth of occurrence of top of crystalline basement.

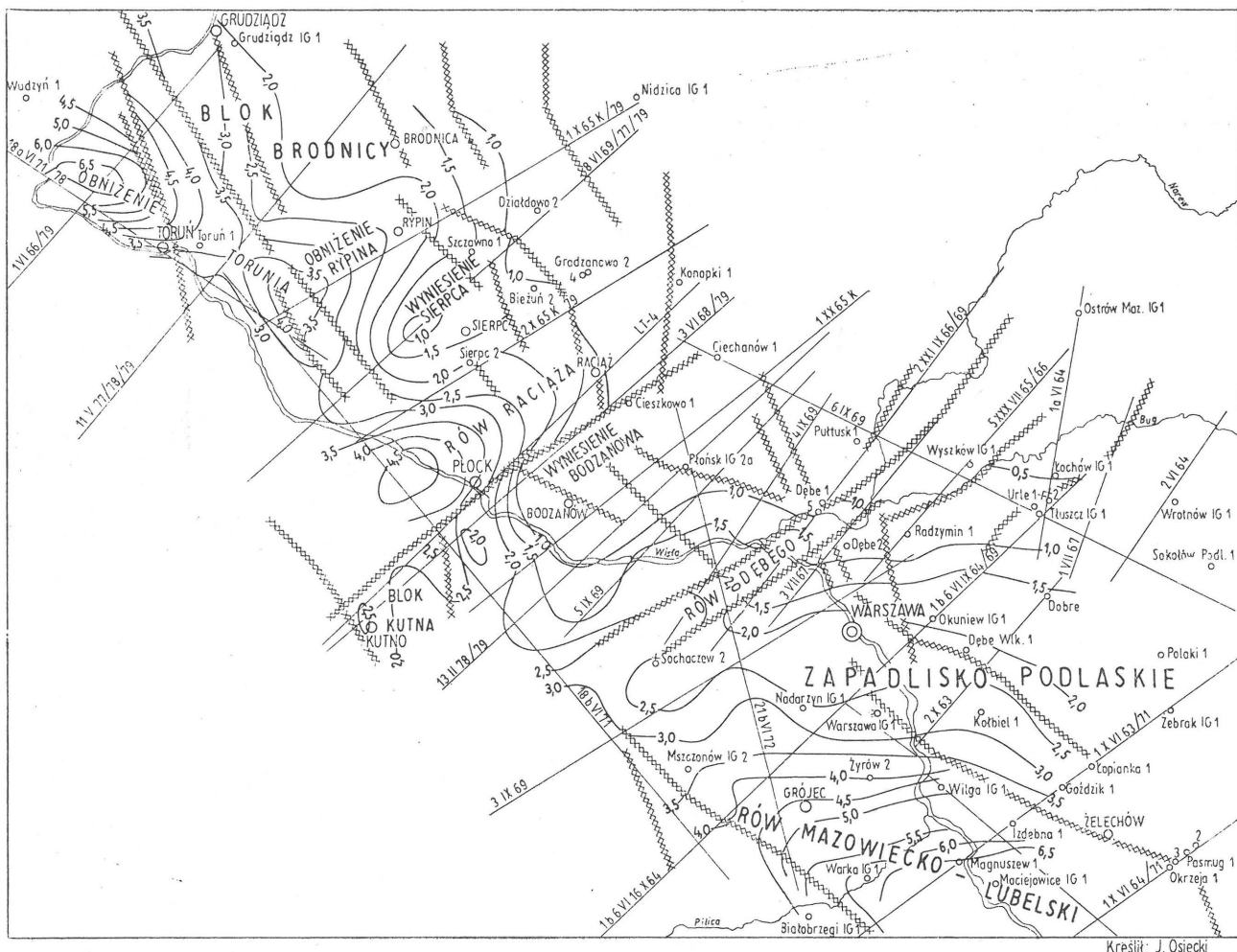
Depth of occurrence of top of crystalline basement in km; other explanations as in Fig. 4.

Na odcinku północno-zachodnim omawianego obszaru występują liczne drugorzędne struktury w morfologii powierzchni spągowej permu. Układ tych struktur jest przeważnie zgodny z powierzchnią spągową osadów paleozoicznych, toteż są one przynajmniej częściowo wywołane posthumnymi ruchami na dyslokacjach paleozoicznych. To ogólne stwierdzenie ma duże znaczenie przy odtwarzaniu tektoniki starszej — paleozoicznej.

Z porównania mapy miąższości paleozoiku podpermskiego z mapą geologiczną — odkrytą wynika, że stwierdzone zmiany współczesnych miąższości kompleksów paleozoicznych powstały głównie w wyniku erozji przedpermskiej (a ściślej przedsaksońskiej) a pokarbońskiej (powestfalskiej), jak również wczesnokatolickiej i dewońskiej. Analiza danych z wierzeń i danych geofizycznych wykazała, że nie było tu wyraźniejszego wzrostu pierwotnych miąższości ku krawędzi starej platformy. Wyjątek stanowi tylko karbon w południowej części obszaru. Na podstawie badań A. Żelichowskiego można wyciągnąć wniosek, że miąższość osadów poszczególnych pięter górnego karbonu wyraźnie wzrasta tam ku S (ryc. 4).

Badany obszar należy do bloku warszawskiego platformy epigotyjskiej (18). Część północna należy do jego zachodniego skłonu, a część południowa do skłonu południowego, będąc elementem równoleżnikowego **zapiadliska podlaskiego**, dochodzącego skośnie do brzegu platformy.

Poza wyżej podaną ogólną charakterystyką tektoniczną, na omawianym obszarze można wyróżnić



Ryc. 2. Mapa rozkładu miąższości paleozoiku podpermskiego.

W km; inne objaśnienia jak na ryc. 4.

Fig. 2. Distribution of thickness of pre-Permian Paleozoic rocks.

In km; other explanations as in Fig. 4.

wiele jednostek strukturalnych o kierunku SW — NE, a więc poprzecznych do brzegu platformy:

Rów Dębe przebiega na N od Warszawy w obszarze należącym do zapadliska podlaskiego. Ciągnie się od okolic Serocka aż do Sochaczewa w azymucie 55°, a więc w kierunku pośrednim między WSW — ENE a SW — NE. Jego szerokość wynosi przeciętnie 7 km, a głębokość obliczona na podstawie utworów Dębe 1 oraz Dębe 5, usytuowanych nad Bugo-Narwią, wynosi około 1,5 km. Przedłużenie się rowu Dębe ku NE w rejon Wyszkowa jest możliwe, natomiast ku SW poza Sochaczew jest mało prawdopodobne (ryc. 1, 2).

Rów Raciaża — to drugi element tektoniczny o podobnym charakterze strukturalnym. Przebiega on od okolic Raciaża ku SW, przecinając dolinę Wisły między Płockiem i Dobrzyniem. Jego przeciętna szerokość wynosi ponad 20 km, a głębokość dochodzi do 2 km. W przeciwieństwie do rowu Dębe, rów Raciaża otwiera się ku SW, przekraczając dolinę Wisły, gdzie zaznacza się wyraźnie na przekroju refrakcyjnym 18b/VI/71/72/78.

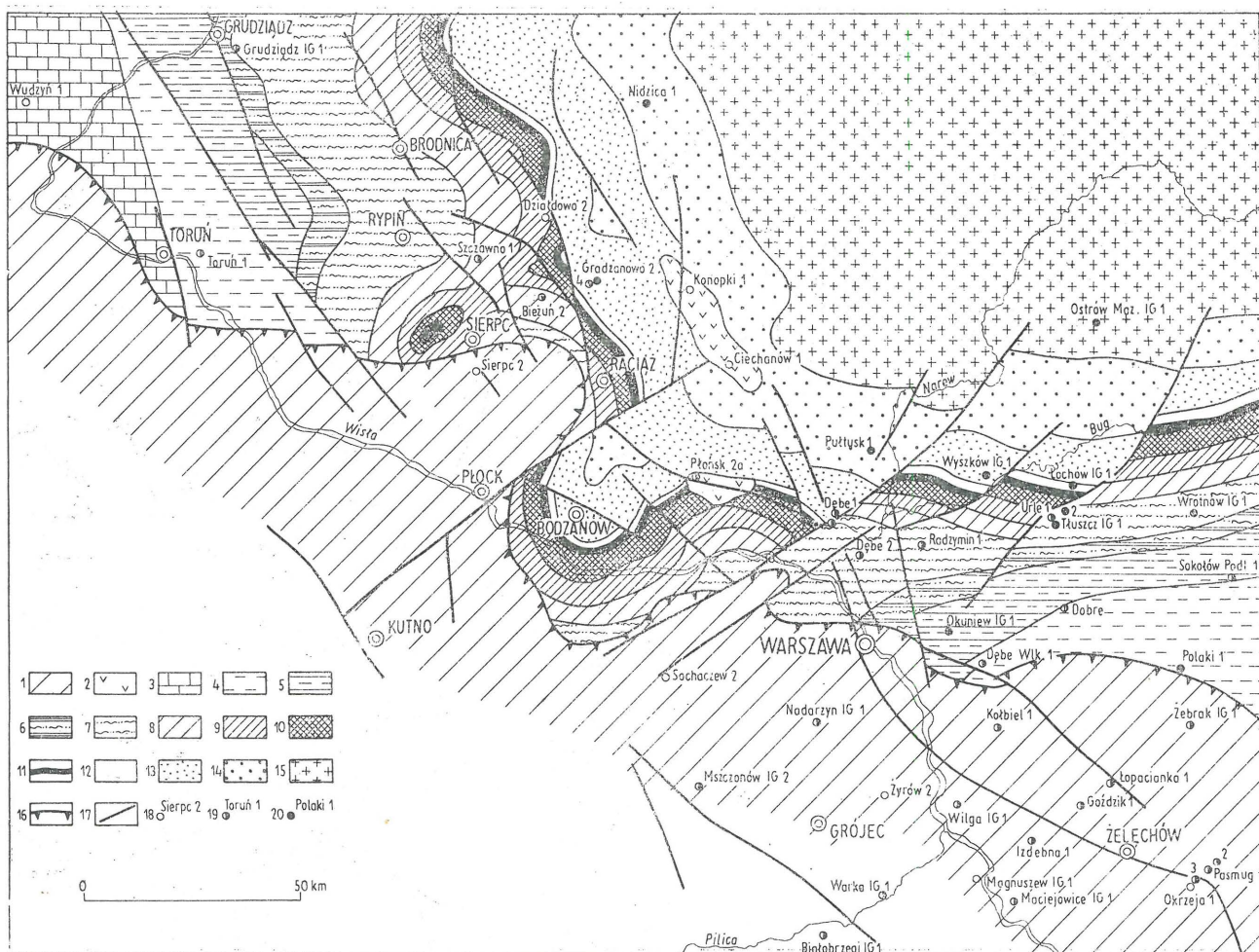
Krawędź południowo-wschodnią rowu Raciaża stanowi uskoki Płocka, stwierdzony na przekroju 18b/VI/71/72/78 i zaznaczony w ruchach potomnych powierzchni podpermskiej. Przeciwnie krawędź rowu daje się prześledzić w morfologii podpermskiej, nie dochodzi ona jednak do profilu 18b/VI/71/72/78. Krawędź ta może być także związana z uskokiem, wygasającym na strefach przebiegających równolegle do wspomnianego profilu.

Wyniesienie Bodzanowa — cechujące się małymi miąższościami paleozoiku podpermskiego — stanowi elewację podłoża usytuowaną między rowami Dębe i Raciaża i przedłużającą się ku SW w blok Kutna. Na bloku Kutna miąższości te są mniejsze niż 2000 m, a na NE od Wisły nawet mniejsze niż 1000 m. Cała ta jednostka Bodzanów — Kutno o szerokości około 45 km wyraźnie wkracza w obszar aulakogenu środkowopolskiego, zaznaczając się na długości około 100 km. Układ izolinii miąższości osadów paleozoiku podpermskiego — zbliżony do równoleżnikowego — zdaje się wskazywać, że **blok Kutna** stanowi najdalej ku W wysunięty element północnego skłonu zapadliska podlaskiego.

Wyniesienie Sierpca jest jednostką równoległą do wyniesienia Bodzanowa i położoną po przeciwnej, północno-zachodniej stronie rowu Raciaża. W przekroju poprzecznym ma ono cechy kopuły o osi wydłużonej NE — SW, sięgając w kierunku SW aż do Włocławka nad Wisłą, a jego kulminacja znajduje się 8—10 km na N od Sierpca.

W przeciwieństwie do struktury Bodzanowa elewacja Sierpca nie jest obciążona wyraźnymi uskokiemi. Jedynie od NE jednostkę tę ogranicza transwersalnie do jej osi rów Szczawno-Bieżeń. Miąższość pokryw osadowej paleozoiku jest również mała — przeciętnie około 1500 m — na kulminacji zaś nie przekracza nawet 1000 m.

W odróżnieniu od jednostki Bodzanowa i rowu Raciaża wyniesienie Sierpca zostało scharakteryzo-



Ryc. 3. Mapa geologiczna odkryta bez permu i utworów młodszych.

1 — karbon, 2 — mikrosjenity karbonu i dewonu, 3 — dewon górny i środkowy, 4 — podlasie dolne, 5 — siedlce górne, 6 — siedlce środkowe, 7 — siedlce dolne, 8 — ludów, mielnik górny, 9 — ludów, mielnik dolny, 10 — wenlok, 11 — landower, 12 — ordowik, 13 — kambr środkowy, 14 — kambr dolny, 15 — proterozoik — skały krystaliczne platformy wschodnioeuropejskiej, 16 — przypuszczalny zasięg karbonu, 17 — główne uskoki i rozłamy, 18 — otwory osiagające młodszy paleozoik (karbon lub dewon), 19 — otwory osiagające starszy paleozoik (sylur, ordowik lub kambr), 20 — otwory przebijające pokrywę osadową.

wane jednym tylko przekrojem sejsmicznym podłużnym (8 VI — 69/78). Z tych względów trudno ściśle określić jej charakter strukturalno-tektoniczny, gdyż może się okazać, że ma ono cechy zębca. Ogólnie wyniesienie to ma szerokość około 20—25 km, a długość została prześlędzona do Wisły, tj. na odcinku ponad 50 km.

Obniżenie Rypina jest położone po północno-zachodniej stronie wyniesienia Sierpca. Kierunek osi tego obniżenia jest NE — SW i wyraźnie się obniża ku SW, nie dochodząc do doliny Wisły. Na około 10 km przed Wisłą pojawia się niewielki element transwersalny o kierunku SW — NE, dość słabo jeszcze scharakteryzowany na przekrojach refrakcyjnych. Obniżenie Rypina jest jednostką nieco mniejszą od wyniesienia Sierpca. Jego długość wynosi około 45 km, a szerokość — poniżej 20 km. W najgłębszej części przykrycie osadów paleozoicznych osiąga 2,5—4 km. Element ten jest również udokumentowany przez jeden przekrój sejsmiczny (1 X 65/78).

Na tej jednostce kończy się obszar objęty elementami strukturalnymi o kierunku SW — NE. Od północy ograniczają go struktury o nieco innym charak-

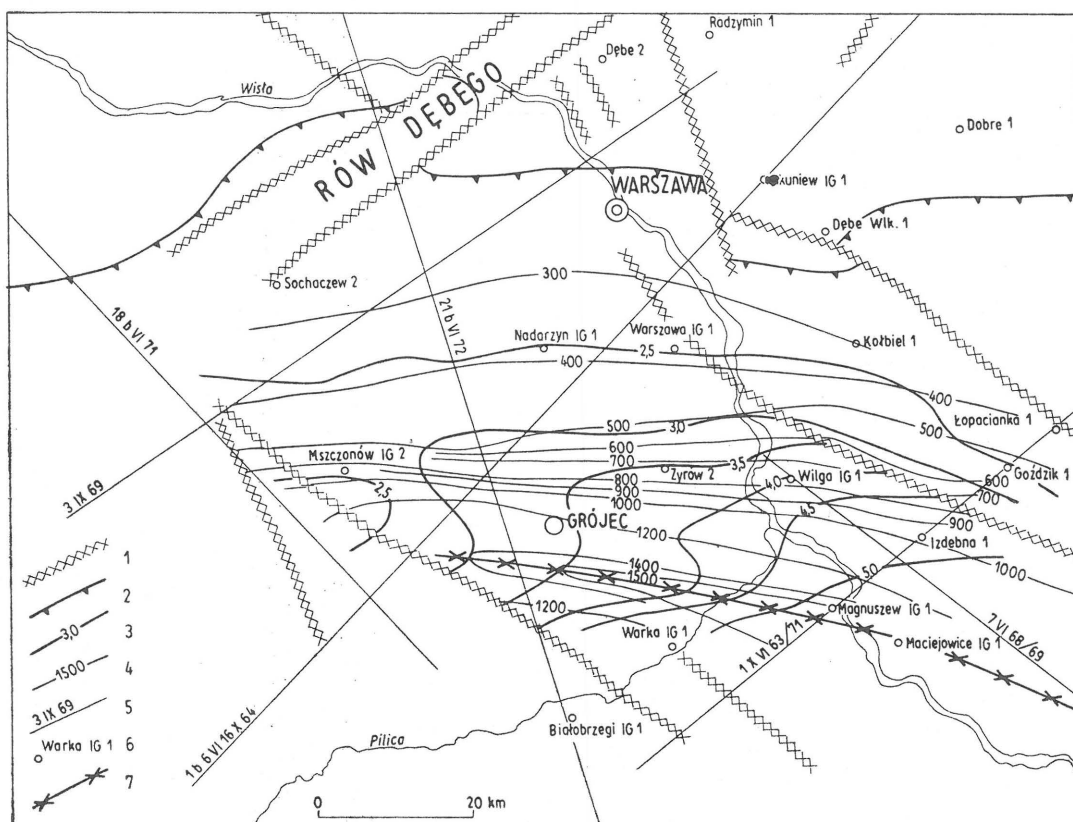
Fig. 3. Geological map of Permian subcrusts.

1 — Carboniferous, 2 — Carboniferous and Devonian micro-syenites, 3 — Upper and Middle Devonian, 4 — Lower Podlasie, 5 — Upper Siedlce, 6 — Middle Siedlce, 7 — Lower Siedlce, 8 — Ludlovian, Upper Mielnik, 9 — Ludlovian, Lower Mielnik, 10 — Wenlockian, 11 — Llandoveryan, 12 — Ordovician, 13 — Middle Cambrian, 14 — Lower Cambrian, 15 — Proterozoic — crystalline rocks of East-European Platform, 16 — inferred extent of Carboniferous, 17 — major faults and fractures, 18 — boreholes reaching Upper Paleozoic (Carboniferous or Devonian), 19 — boreholes reaching Lower Paleozoic (Silurian or Ordovician or Cambrian), 20 — boreholes entering crystalline basement.

terze, w których dominuje kierunek subrównoleżnikowy.

Blok Brodnicy wyodrębnia się wyraźnie w budowie geologicznej na N od obniżenia Rypina. Cechuje się on płasko zalegającą i jednolitą pokrywą o miąższości 1,5—2 km osadów paleozoicznych. Południowa granica bloku jest równoleżnikowa, a zachodnia ma kierunek NWN — SES. Wschodnia część tego bloku jest płaska, zachodnia zaś, przecięta strefami dyslokacji NWN — SES, jest pochylona ku zachodowi i miąższość pokrywy paleozoicznej dochodzi do 3,5 km. Od południa obie te części ogranicza skarpa wyraźnie widoczna w powierzchni spągu permu i mająca kierunek pośredni między WNW — ESE i W—E. Skarpa ta powstała potomnie w permomezozoiku na starej strefie dyslokacyjnej ograniczającej blok od południa. Blok Brodnicy należy już do bardziej stabilnej wewnętrznej części platformy bloku warszawskiego, słabiej zaburzonej tektonicznie.

Obniżenie Torunia cechuje wydłużona struktura synkinalna o nieco innym charakterze tektonicz-



Ryc. 4. Mapa miąższości utworów karbońskich.

1 — strefy rozłamów, 2 — granice erozyjne karbonu, 3 — izopachyty utworów starszych od karbonu (w 1000 m), 4 — izopachyty karbonu (w m), 5 — przekroje refrakcyjne, 6 — wiercenia, 7 — oś rowu.

nym. Jednostka ta ma oś WNW — ESE i przebiega skośnie do brzegu platformy jako wyraźne obniżenie. Charakter strukturalny dokumentują aż 4 profile refrakcyjne (1—VI—66/78; 11—V—77/78; 1—X/75/78 oraz 18a—VI—71/78). Obniżenie to jest najgłębsze w części zachodniej, gdzie grubość pokrywy przedpermieńskiej dochodzi 6,5 km, a maleje ku wschodowi do 3,5 km. Ku E depresja Torunia spłyca się wkraczając w dolny odcinek obniżenia Rypina (ryc. 1) i zanika już na granicy wyniesienia Sierpca. Obniżenie to ma wyraźnie zaznaczony skłon północny, graniczący z blokiem Brodnicy, natomiast słabo rozpoznany skłon południowy przebiega w strefie zakłóconej przez ruchy laramijskie i starsze.

Dyslokacje dysjunktywne występują prawie na całym obszarze warszawskim, który podlegał ruchom blokowym. Na przedstawionych mapach dominują dyslokacje o kierunkach SE — NW (ryc. 1—4), zorientowane subpalealelnie do brzegu platformy. Stwierdzono też kilka dyslokacji prostopadłych do brzegu platformy wiążących się z granicami takich jednostek tektonicznych, jak: rowy Dębego i Raciąża oraz wyniesienia Bodzanowa. Usytuowanie przekrojów geofizycznych jest jednak wyjątkowo niekorzystne dla dokumentowania uskoków prostopadłych, gdyż zdecydowana większość przekrojów jest zorientowana właśnie prostopadle do brzegu platformy.

Dyslokacje o kierunkach WNW — ESE do NWN — SES na ogół zrzucają skrzydła południowo-zachodnie, a tylko nieliczne wykazują zrzuć przeciwnie. Takie właśnie dyslokacje ograniczają wyniesienie Sierpca i tworzą rów tektoniczny Szczawno — Biezuń. Ma on kierunek NW — SE i jest wypełniony głównie osadami sylurskimi od landoweru po ludów. Ponadto dyslokacje takie uległy odmłodzeniu i w nich należy się doszukiwać założeń rowów kimerijskich w pokrywie osadowej permomezozoicznej północno-wschodniego obniżenia aulakogenu środkowopolskiego. Wyjątkiem jest kimerijski rów Grójce.

Fig. 4. Distribution of thickness of Carboniferous rocks.

1 — fracture zones, 2 — erosional boundary of Carboniferous, 3 — isopachs of rocks older than Carboniferous (in 1000 m), 4 — isopachs of Carboniferous rocks (in m), 5 — refraction seismic sections, 6 — boreholes, 7 — axis of the trough.

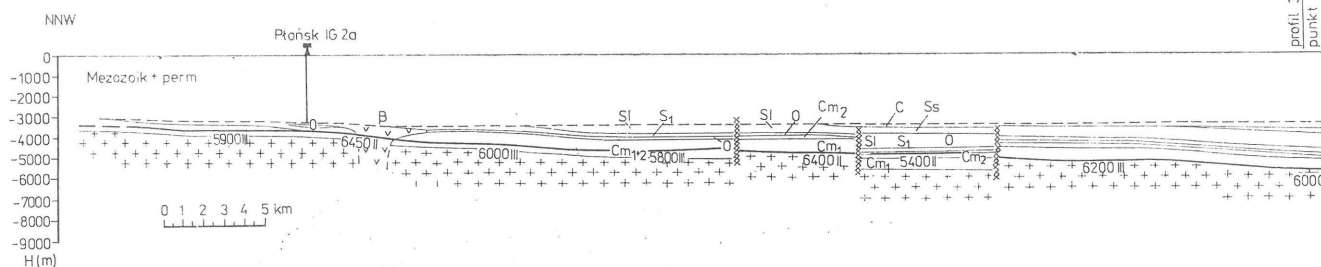
ca, prostopadły do brzegu platformy. W podłożu tego rowu, w przekrojach refrakcyjnych, nie zaznacza się przedkimerijska dyslokacja. Można przyjąć, że i jego powstanie wiąże się ze starszym rozłamem bez większego przesunięcia pionowego warstw pokryw. Powstanie tego rowu wiązało się ze wzrostem miąższości mezozoiku w niecce warszawskiej w stosunku do obszaru lubelskiego, dość stabilnego szczególnie w permie, triasie i dolnej jurze.

KOMPLEKSŹY TEKTONICZNE

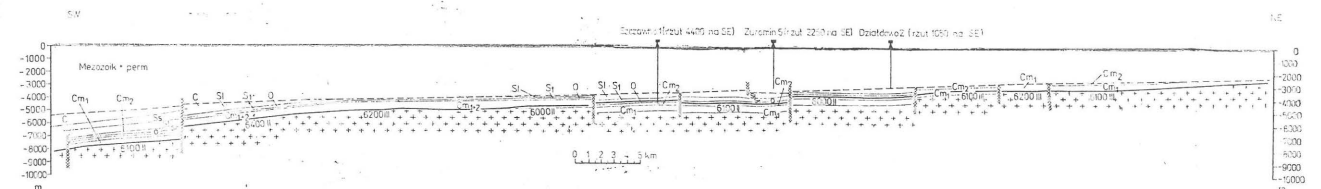
Cały obszar warszawski znajduje się na brzegu platformy wschodnioeuropejskiej, nie dochodzi jednak do krawędzi cokołu gotyjskiego (18, 19), która przebiega w obrębie aulakogenu środkowopolskiego. Najstarsze osadowe skały nawiercone na tym obszarze należą do dolnego kambru, musiały zatem zaznaczyć się luka stratygraficzna obejmująca najwyższy proterozoik. Przede wszystkim brak tutaj osadów wendy i dalslandu, co dowodzi, że z końcem proterozoiku obszar ten był wyniesiony i silnie erodowany.

Kompleks młodobajkański*. W spągu pokrywy platformowej występują osady klastyczne kambru dolnego (13, 1). Taki typ sedimentacji kontynuuje się jeszcze w kambrze środkowym, jednak z końcem kambru środkowego nastąpiły synorogeniczne ruchy

* W otworze Działdowo 2, według dokumentacji górnictwa naftowego (1977) pod anhydrytem cechsztynu nawiercono w interwale 3196,4 — 3198,0 m (uzysk rdzenia 55 cm w kawałkach) zlepienie grubookruchowe z otoczkami kwarcytów zlewnych i łupków krzemionkowych laminowanych, barwy szarej i szarobrunatnej oraz skały „makroskopowo nieznaczalne” barwy czerwobrunatnej. Skały te interpretowano jako kambryjskie, natomiast w świetle nowych otworów Biezuń 2 oraz Gradzanowo 4, zlepienie takie na tym obszarze są reprezentatywne dla czerwonego spągowca. Należy więc przyjąć, że otwór Działdowo 2 nie przebił czerwonego spągowca, a więc nie jest reprezentatywny dla podpermiejskiego paleozoiku.



Ryc. 5a. Przekrój geologiczny Płońsk-Białobrzegi n. Pilicą (objaśnienia jak na ryc. 5b).



Ryc. 5b. Przekrój geologiczny Działdowo-Szczawno-Włocławek.

Fig. 5b. Geological section Działdowo — Szczawno — Włocławek.

C — karbon, D₃ — górny dewon, D₂ — środkowy dewon, D₁ — dolny dewon, v v — mikrosyenity, S — sylur, S₃ — górne siedlce, S₂ — środkowe siedlce, S₁ — dolne siedlce, S₁ — ludlow, S₁ — dolny sylur — wenlok i landower, O — ordowik, Cm₂ — środkowy kambr, Cm₁ — dolny kambr, ++ — podłoże krystaliczne, gruba linia — horyzont refrakcyjny, xxx — uskoki, Płońsk IG 2a — wiercenie.

C — Carboniferous, D₃ — Upper Devonian, D₂ — Middle Devonian, D₁ — Lower Devonian, v v — microsyenites, S — Silurian, S₃ — Upper Siedlce, S₂ — Middle Siedlce, S₁ — Lower Siedlce, S₁ — Ludlovian, S₁ — Lower Silurian — Wenlockian and Llandoveryan, O — Ordovician, Cm₂ — Middle Cambrian, Cm₁ — Lower Cambrian, ++ — crystalline basement, thick line — refraction horizon, xxx — faults, Płońsk IG 2a — borehole.

fazy świętokrzyskiej (2) i na kambr górny przypada przerwa sedymentacyjna, świadcząca o ponownym dźwignaniu się tego obszaru. W zachodniej części zapadliska podlaskiego, gdzie przewiercono osady kambryjskie o miąższościach 500–600 m, dominująca sedymentacja klastyczna wskazuje na typowy jej rozwój w marginalnej części platformy. Możliwe, że całkowita miąższość utworów kambryjskich w zachodnich peryferiach obszaru warszawskiego tylko nieznacznie przekracza 600–800 m.

Kompleks kaledoński. Osady ordowiku stwierdzono głównie w otworach Okuniew IG-1, Płońsk IG-2a, Szczawno 1, a ostatnio Toruń 1. Z wyjątkiem Torunia, usytuowanego już za frontem deformacji kaledońskich (21) (ryc. 1), w otworach tych stwierdzono litofację ilasto-węglanową o przeciętnych miąższościach 45–70 m (15), co wskazuje na sedymentację platformową, silnie zredukowaną. Odmienny typ osadów odnotowano dla ordowiku w wierceniu Toruń 1, w którym występuje wyłącznie litofacja ilasta. W profilu tym poniżej udokumentowanego landoweru z głębokości 5297,5–5305,0 m, reprezentowanego przez najniższy poziom *Akidograptus ascensus*, na odcinku około 590 m nawiercono silnie zaburzone iłowce i mułowce szarozielonawe bez graptolitów, zapewne aszgilu i karadoku (28). Analiza próbek z głębokości 5574–5580 m, wykonana przez H. Górkę oraz R. Wrone, potwierdza górnoordowicki wiek tych osadów, jednak brak dotychczas pomiarów karotażowych i próbek rdzeni z niższej części tego odcinka. Litofacja ordowiku z Torunia jest podobna do litofacji poznanej już w licznych wierceniach w strukturach Koszalin – Chojnice. W związku z tym można się tu liczyć z dużymi miąższościami ordowiku, dochodzącymi nawet do paru tysięcy metrów, podobnie jak na Rugii (8). Na znaczną miąższość ordowiku w obrębie tej jednostki wskazuje położenie omawianego otworu w obrębie depresyjnej jednostki tektonicznej, udokumentowanej na profilach refrakcyjnych jako obniżenie Torunia. Strój podłoża krystalicznego w rejonie otworu Toruń występuje na głębokości około 8000 m.

Osady sylurskie na obszarze warszawskim osiągnięto w wielu wierceniach (26): Szczawno 1, Biezuń 2, Dęba 5 i 2, Okuniew IG-1 oraz innych. Począwszy od landoweru i wenloku, obserwuje się stop-

niowy wzrost miąższości aż do ludlowu. Sumaryczna miąższość osadów po ludlow włącznie wykazuje lokalne wahania od 300 do 400 m, maksymalnie dochodząc do 800 m (przy rozwiniętej litofacji mułowcowej w ludlowie). Zwiększone miąższości stwierdzono w profilach Szczawno 1 i Biezuń 2, gdzie mułowce dominują w poziomach *Neodiversograptus nilssoni* i *Lobograptus scanicus*. Bardziej gwałtowny wzrost miąższości wiąże się z ogólnym rozwojem sedymentacji mułowcowej, która jest typowa dla osadów młodszych od ludlowu, a głównie dominuje w dolnych warstwach siedleckich z *Bohemograptus*, lub nawet w młodszych piętrach serii siedlce (25, 26). Dotychczas warstwy siedleckie nawiercono w otworze Okuniew IG-1, gdzie przekraczają one 1000 m.

Sylur jest więc rozwinięty w litofacji ilasto-mułowcowej z graptolitami, typowej dla mobilnego szelfu, lecz znanej również z miogeosynklin. Wypada nadmienić, że w facji tej brak dotychczas udokumentowanych osadów krzemionkowych, typu czwartowo-ftanitowego, związanych z głębokowodną sedymentacją. Geneza mułowców warstw siedleckich jest wiązana z prądami zawieszinowymi (12, 19). Mułowce, znane z zachodniego Podlasia, kontynuują się dalej ku W, wkraczając w południowy odcinek obszaru warszawskiego po okolicie Mszczonowa. Zapewne cały obszar warszawski leży więc w strefie występowania mułowców, których brak w wewnętrznej części platformy, a więc w północno-wschodniej i wschodniej Polsce. Dowodzi to większej subsydencji brzegu platformy, co wiąże się z ogólnym wzrostem miąższości ku W, nie tylko w ludlowie, ale nawet na początku syluru (27, 18). Najprawdopodobniej na południowy zachód od odcinka warszawskiego brzegu platformy mógł występować wydzwignięty obszar alimentacyjny.

W otworze Toruń 1, bezpośrednio pod permem, stwierdzono iłowce górnego syluru piętra dolnopodlaskiego z ubogą fauną małżów, ramienionogów i graptolitów. Te słabo zaburzone osady o upadach 8–12° tworzą w interwale 4350,5–5050,0 m jednolity kompleks pokrywowy. Dopiero poniżej nich — z bardzo dużą luką stratygraficzną, obejmującą ludlow i siedlce (28) — występują silnie zaburzone iłowce o upadach 20–25°, które są na głębokości 5110,2–5118,2 m udokumentowane graptolitami po-

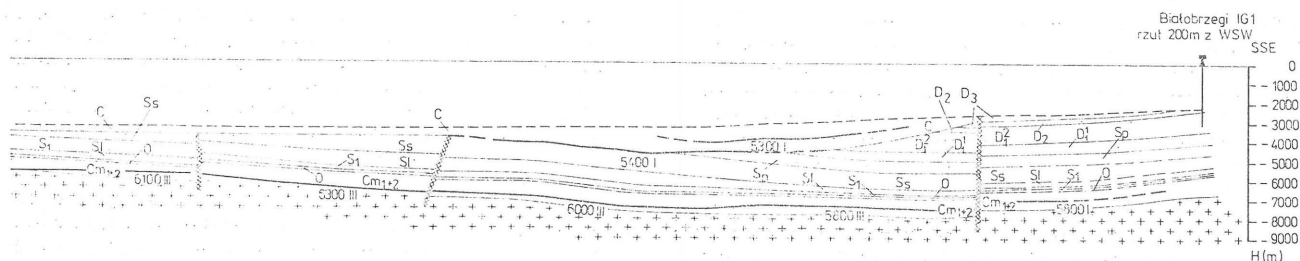


Fig. 5a. Geological section Płońsk — Białobrzegi upon Pilica River. Explanations as given in Fig. 5b.

ziomu *Cyrtograptus perneri* górnego wenloku. Ponowna niezgodność tektoniczna (brak dolnego wenloku i wyższego landoweru) zaznacza się poniżej głębokości 5250,0 m, gdzie występuje już kompleks sfałdowanych łukowców o upadach 70–80°, z którego próbki pochodzące z interwału 5293–5305,5 m dokumentują najniższy landower.

Luki stwierdzone w profilu Torunia 1 świadczą wybitnie o sfałdowaniu osadów ordowiku i landoweru, a być może i wenloku. Ponieważ luka w Toruniu 1 przypada głównie na sedimentację mułowców ludlowu i siedlec, słuszne wydaje się więc przyjęcie posthumnych faz ruchów takońskich (27, 28). Ruchy fałdowe, zapewne w paru fazach, zaznaczały się w strefie Koszalin — Chojnice wraz z obniżeniem Torunia, powodując jego dźwiganie i następnie erodowanie (5). Obszar Torunia mógł odgrywać rolę obszaru alimentacyjnego w czasie niepokoju, tj. ludlowu i siedlec, a sedimentacja rozpoczęła się ponownie z początkiem podlasia.

Osady serii podlasia w Toruniu 1 są rozwinięte w litofacji ilastej, a nie marglisto-wapiennej o biofacji brachiopodowo-ostrakodowej typu bałtyckiego (Beyrichienkalk), co niezbicie dowodzi, że nawet u schyłku syluru obszar ten zachował cechy mobilnego szelfu (29).

Południowa część obszaru warszawskiego cechuje się odmiennymi warunkami tektonicznymi niż obszar depresji Torunia. Brak tu niezgodności śródsylurskich, takich jak w profilu Toruń 1 i profil syluru jest ciągły, typowy dla mobilnego szelfu. Nie stwierdzono tu przejawów ruchów takońskich, co wiązałoby południową część obszaru warszawskiego z obszarem łysogórskim i lubelskim.

Kompleks waryscyjski. Devon pojawia się dopiero w najbliższym sąsiedztwie tego obszaru w otworach Maciejowice IG-1 Izdebnio IG-1, Wilga IG-1 (33) nie ma go natomiast na całym obszarze zapadliska podlaskiego. Ponieważ karbon leży niezgodnie na sylurze i starszym paleozoiku (np. na blokach Łuków — Wisznice), brak bezpośrednich dowodów na ciągłość sedimentacji między sylurem i dewonem. Ciągłość tę stwierdzono jednak w obszarze lubelskim i łysogórskim, wobec tego obszar warszawski leży w strefie przejściowej między wymienionym obszarem a strefą północno-zachodnią — pomorską, gdzie tej ciągłości brak.

Pokrywa dewonka na N od Warszawy, jak to wynika z przekrojów geofizycznych i geologicznych, powinna wystąpić dopiero w rejonie Chełmży. Granica dewonu przebiega na N od Torunia 1, co potwierdza jego obecność w profilach wierceń Wudzyń 1 i Bysław 2, a nawet Chojnice 3 i 5. W zachodniej i południowej części obszaru warszawskiego granica dewonu przebiega wzdłuż stref dyslokacyjnych o kierunku w przybliżeniu NW — SE, a więc niezgodnie z planem tektonicznym starszego paleozoiku. Silna erozja, związana z ruchami faz bretońskich, musiała objąć zarówno ten obszar, jak i cały blok warszawski (16–19).

Odmienny plan tektoniczny zaznacza się w karbonie południowej części obszaru warszawskiego, gdzie pokrywa górnokarbońska wkracza w zapadlisko podlaskie, podkreślając jego zachodnie przedłużenie (32, 34, 35, 23). Poglądy z początku lat siedemdziesiątych zostały potwierdzone przez wyniki wierceń Nadarzyn IG-1, Mszczonów IG-2 i Sochaczew 2, natomiast profile wierceń Kołbiel 1, Nadarzyn

IG-1 i Sochaczew 2 wskazują na stopniowe wykliniowywanie się karbonu ku północy.

Redukcję miąższości osadów w tym kierunku świadczą o bliskości pierwotnej granicy zasięgu karbonu. Karbon wkracza w rów Dębego, a dalej ku zachodowi jego zasięg ogranicza częściowo wyniesienie Bodzanowa. Po północno-zachodniej stronie tego wyniesienia karbon wkracza daleko ku NE rowem Raciąża, co wykazuje otwór Sieprc 2, w którym nawiercono najwyższy westfal (Projekt wiercenia Bodzanów IG-1). Dalej ku NE płat karbonu może być obecny w obniżeniu Rypina, natomiast osadów tego wieku nie ma na bloku Brodnicy oraz w depresji Torunia. Dowodzą tego wyniki wierceń: Toruń 1, Grudziądz IG-1, Bysław 2 i Wudzyń 1.

Analiza wyników wierceń i gęstej siatki profili refrakcyjnych wykazuje na synklinalny układ karbonu w południowej części obszaru warszawskiego. Oś tego elementu synklinalnego ma kierunek WNW — ESE, biegnąc od Magnuszewa na Białą Rawską, a maksymalna miąższość karbonu przekracza tu 1500 m. Ta jednostka tektoniczna stanowi północno-zachodni odcinek karbońskiego rowu lubelsko-mazowieckiego. Dotychczas przyjmowano (32, 4), że rów ten biegnie w kierunku NW — SE i na północ od Pilicy przebiega na wschód od Grójca. Ostatnio A. Żelichowski (34) zakładał, że kończy się on na transwersalnym uskoku Grójca. Jednak na mapach ukształtowania stropu podłoża krystalicznego (ryc. 1) i rozkładu miąższości paleozoiku podpermskiego (ryc. 2, 4) taka strefa dyslokacyjna nie zaznacza się w okolicach Grójca, natomiast obserwuje się dalej kontynuację depresji karbońskiej ku zachodowi. Już w 1972 r. A. Żelichowski (32) wykazał, że oś maksymalnych miąższości karbonu skręca ku WNW nad dolnym Wieprzem. Paleogeograficzne mapy K. Bojkowskiego (3) także sugerują to wygięcie osi maksymalnych miąższości. Badania przeprowadzone przez autorów niniejszego artykułu wykazały, że oś ta można prześledzić jeszcze dalej poza „strefą Grójca”, na S od Mszczonowa, aż do kulisowo ustawionych rozłamów ograniczających aulakogen środkowopolski.

Dodatkowych informacji dostarcza analiza ułożenia warstw karbońskich w otworze wiertniczym Warka IG-1. Z analizy krzyżowyń otworu wynika, że najbardziej prawdopodobna jest rozciągłość tych warstw w kierunku WNW — ESE przy upadzie ku NNE, co jest zgodne z przedstawionym tu schematem struktury karbońskiej.

Synklina karbońska więc — interpretowana jako NW przedłużenie rowu mazowiecko-lubelskiego — obrzeża od południa blok warszawski, a od północy — basen dewoński. Można ją zinterpretować najlepiej jako formę wypadkową z nakładania się kierunków zapadliska podlaskiego i rowu mazowiecko-lubelskiego, z pewną przewagą tych pierwszych.

Magmatyzm — Skąły magmowe paleozoiczne obszaru platformy prekambryjskiej w Polsce opracowali M. Juskowiakowa i O. Juskowiak (11), a ich wiek radiometryczny określił T. Depciuch (6). Brak dowodów na przejawy magmatyzmu w starszym paleozoiku obszaru warszawskiego. Najstarsze stwierdzone skały magmowe — to subwulkanity lub male intruzje diabazów (otwór Okuniew IG 1) czy mikrosjenitów (otwór Płońsk 2a). Pierwsze stanowiły żyłę wśród osadów kambryjskich i są datowane metodą K/Ar na 356 mln lat, co odpowiada ściśle granicy

dewonu i karbonu według skali wieku bezwzględ-
nego (7). Mikrosjenit Płońska jest nieco młodszy (o-
koło 348 mln lat, co przypada na najniższy karbon).
Przebiega on ordowik — a nie sylur, jak mylnie są-
dzono (11) — przypuszczalnie w formie dużej dajki
lub małego lakolitu. Znamienne jest występowanie
jego w strefie wyjątkowo dużych prędkości granic-
nych 6450 m/s w profilu refrakcyjnym, co dowodzi,
że nie jest to wąska dajka, a intruzja o średnicy
wielu kilometrów. Jej wiek odpowiada fazie ruchów
bretońskich, których dość silne przejawy — związa-
ne również z magmatyzmem — występują na Lubel-
szczyźnie (32).

Młodsze skały magmowe z grupy mikrosjenitów
nawiercono również w otworach wiertniczych Ciecha-
now 1 i Konopki 1; ich wiek bezwzględny określono
na: pierwsze — 287, 296, drugie — 291, 304 mln lat.
Odpowiadają one westfalowi, a więc wiążą się z ru-
chami asturyjskimi. Strukturalnie oba otwory leżą
na jednej dyslokacji południkowej. Na przedłużeniu
tych dyslokacji przejawy magmatyzmu żyłowego
westfalskiego są znane również pod Olsztynem.

EWOLUCJA TEKTONICZNA

Obszar warszawski jest położony na starej plat-
formie. Jedynie w obniżeniu Torunia występują sfał-
dowane osady dolnego syluru i górnego ordowiku,
wiążące się z obszarem o dużej subsydencji star-
szego paleozoiku, położonym dalej na zachód (22,
20).

Ewolucja w czasie faz ruchów młodokaledońskich
i wczesnowaryscyjskich jest trudna do ścisłego prze-
śledzenia, z powodu prawie całkowitego braku osa-
dów dewońskich. Północna ich granica, zarejestro-
wana na południowej peryferii obszaru warszawskie-
go, jest subrównoleżnikowa. Taki sam kierunek
ma również dyslokacja Płońska, z którą wiąże się
magmatyzm szczelinowy. Wskazuje to na dźwiganie
w fazie ruchów bretońskich lub może już częściowo
i wcześniejszych południkowej krawędzi bloku war-
szawskiego, do którego należy obszar warszawski.
Na północny granica bloku przebiega wzdłuż uskoku
NWN — SES między wierceniami Bysław 2 i Wu-
dzyń 1 od zachodu oraz Grudziądz IG-1 i Toruń 1
od wschodu. Z ruchami tymi wiązała się głęboka
erozja.

W karbonie początkowo zachodziły ruchy wzno-
szące, czego dowodem jest brak osadów dolnokar-
bońskich. Dopiero wypiętrzenie orogenu waryscyj-
skiego na zachodzie spowodowało migrację subsy-
dencji ku wschodowi i sedimentację na obszarze war-
szawskim, zanikającą ku jego silnie wyniesionej
północnej i północno-wschodniej peryferii. Towa-
rzyszyły jej przejawy diastrofizmu dysjunktywnego,
którego rezultatem było powstanie dyslokacji Płoc-
ka oraz tworzenie się rowów o kierunku SW — NE
i magmatyzm. Z tym ostatnim wiąże się subwulkani-
zmy Ciechanowa i Konopki, jak również obfitość
otoczków porfirowych w osadach westfalu w ot-
worach Mszczonów 2 i innych (34, 35).

*

Opracowanie powyższe daje ściślejsze podstawy do
poszukiwań złóż surowców energetycznych w utwo-
rach starszego paleozoiku poprzez ukazanie struk-
tur zasługujących na penetrację wierceniami poszu-
kiwawczymi. Na szczególną uwagę zasługują wykry-
te jednostki tektoniczne transwersalne do brzegu
platformy: Bodzanowa, Raciąża, Sierpc i Rypina.
Większe znaczenie mogą mieć wyniki badań pokry-
wy karbońsko-dewońskiej zarówno dla poszukiwań
ropy i gazu, jak i węgla kamiennego. Stwierdzenie
występowania karbonu na skłonie rowu Raciąża
(wiercenie Sierpc 2) pozwala na wysnucie przypu-
śzczenia, że row ten może być wypełniony grubą
serią osadów górnokarbońskich. Obfitość detrytu wę-
gla kamiennego (fragmenty o średnicy do 2,5 cm) w
osadach westfalu D (wg A. Żelichowskiego) profilu
Sierpc 2 wskazuje na możliwość występowania złóż
węgla kamiennego w niższym westfalu lub namu-
rze w głębszych partiach tego rowu. Jeśli dalsze
badania potwierdzą obecność tych złóż, to ich po-

zycja geologiczna (zaleganie na głębokości ponad
4000—5000 m w rowie oraz przykrycie uszczelnia-
jącymi seriami solnymi cechsztynu) stwarza możli-
wości ich wykorzystania w procesie gazyfikacji. Takie
warunki geologiczne zdają się wskazywać jedno-
cześnie na perspektywiczność tego obszaru pod
względem występowania złóż gazu w utworach kar-
bońskich.

Przeprowadzone badania wykazały skrócenie ro-
wu mazowiecko-lubelskiego ku WNW w rejonie Ma-
ciejowic i Magnuszewa. W osi rowu między Grój-
cem i Warką miąższość karbonu wzrasta do prze-
szło 1500 m, co powinno być wzięte pod uwagę
przy dalszej penetracji tych utworów.

Autorzy serdecznie dziękują: J. Kaczyńskiemu, P.
Karnowskiemu, S. Markowi i A. Wojaśowi za udo-
stępnione materiały, dyskusje i cenne uwagi.

LITERATURA

1. Areń B., Lendzion K. — Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i kambru dolnego. Pr. Inst. Geol. 1978 t. 90.
2. Areń B., Tomczyk H. — Strukturalne kompleksy pokrywowe w starszym paleozoiku zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Biul. Inst. Geol. 1976 nr 270.
3. Bojkowski K. — Środowisko paleogeograficzne karbonu na obszarze lubelskim i śląsko-dąbrowskim. Pr. Inst. Geol. 1978 t. 86.
4. Chiżniakow A. W., Żelichowski A. M. — Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. Kwart. Geol. 1974 nr 4.
5. Dadlez R. — Podpermskie kompleksy skalne na strefie Koszalin — Chojnice. Ibidem 1978 nr 2.
6. Depciuch T. — Badania geochronologiczne skał magmowych. [W:] Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol. 1974 t. 74.
7. Galen H., Beckinsale R. D., Wadge A. J. — A Rb-Sr whole rock isochron for the Stockdale Rhyolite of the English Lake District and a revised mid-Palaeozoic time-scale. J. Geol. Soc. London 1979 vol. 136 no. 2.
8. Jaeger H. — Ordoviz auf Rügen. — Ber. Ot. Ges. Geol. Wiss. A. Geol. — Paläont. Berlin 1967 H. 12.
9. Jankowski H., Młynarski S. — Szkic głębokościowy granicy refleksyjnej ze spągowej części cechsztynu (Z₁), 1:200 000. Arch. Inst. Geol. 1978.
10. Jaworowski K. — Sedimentary structures of the Upper Silurian siltstones in the Polish Lowland. Acta Geol. Pol. 1971 vol. 21, no. 4.
11. Juskowiakowa M., Juskowiak O. — Przejawy magmatyzmu paleozoicznego. [W:] Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol. 1974 t. 74.
12. Langier-Kuźniarowa A. — Petrografia ordowiku i syluru na Niżu Polski. Biul. Inst. Geol. 1967 nr 197.
13. Lendzion K. — Stratygrafia kambru zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Ibidem 1976 nr 270.
14. Mikołajczyk H. — Rów lubelski (reinterpretacja 1:200 000). Arch. Inst. Geol. 1972.
15. Modliński Z. — Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. Pr. Inst. Geol. 1973 t. 72.
16. Pożaryski W. — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. Kwart. Geol. 1964 nr 1.
17. Pożaryski W. — Rozwój strukturalny Niżu Polskiego w epoce waryscyjskiej. Biul. Inst. Geol. 1972 nr 252.
18. Pożaryski W. — Main pre-alpine tectonic elements of Poland. Mat. i Prace Inst. Geol. 1973 vol. 60.
19. Pożaryski W. — The Caledonian Epoch in the Epi-Gothian Platform and its Border Zone. [In:] Geology of Poland. V. IV. Tectonics 1977.

20. Pożaryski W. — Problemy tektoniki podłoża podpermskiego Pomorza. [W:] Perspektywy poszukiwań złóż węglodorów w osadach podczechoszyńskich ze szczególnym uwzględnieniem karbonu w północno-zachodniej Polsce. PPNiG Piła 1979.
21. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Jaskowiak-Schoeneichowa M. — The geology of the southern Baltic: some remarks. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre, 1979 t. 26 z. 2.
22. Pożaryski W., Kotański Z. — Baikalian, Caledonian and Variscan Events in the Forefield of the East-European Platform. Z. Dt. Geol. Ges. Hannover 1978 H. 129.
23. Pożaryski W., Radwański S. — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu. 1:1 mln. Wyd. Geol. 1972.
24. Skorupa I. — Mapa sejsmiczna Polski, 1:500 000. Wyd. Geol. 1974.
25. Tomczyk H. — Silurian: [In:] Geology of Poland. Inst. Geol. 1970 vol. I. pt. 1.
26. Tomczyk H. — Rozwój litofacji syluru w zachodniej części syneklizy perybaltyckiej. Biul. Inst. Geol. 1976 nr 270.
27. Tomczyk H., Tomczykowa E. — Development of Ashgill and Llandovery sediments in Poland. [In:] The Ordovician System. Univer. Wales Press and Nat. Mus. of Wales. Cardiff 1976.
28. Tomczyk H., Tomczykowa E. — The development of the Prototethys Ocean and its influence on the differentiation of paleozoic deposits in Poland. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre. 1978 vol. 26 no. 2.
29. Tomczykowa E., Witwicka E. — Stratigraphic correlation of Podlasian deposits on the basis of Ostracodes and Trilobites in the Peri-Baltic area of Poland (Upper Silurian). Biul. Inst. Geol. 1974 nr 276.
30. Wojas A. — Polska Centralna. Dokumentacja badań sejsmiczno-refrakcyjnych, VI Zespół Sejsmiczny PPG Warszawa 1972.
31. Wojas A. — Polska Centralna. Reinterpretacja badań sejsmiczno-refrakcyjnych. Ibidem 1979.
32. Żelichowski A. M. — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biul. Inst. Geol. 1972 nr 263.
33. Żelichowski A. M. — Wyniki wiercenia Wilga IG-1. Prz. Geol. 1976 nr 12.
34. Żelichowski A. M. — Budowa geologiczna podłoża niecki brzeżnej na granicy odcinka warszawskiego i lubelskiego. Kwart. Geol. 1979 nr 1.
35. Żelichowski A. M. — Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). Ibidem 1979 nr 2.

РЕЗЮМЕ

На основании результатов геологического анализа более 30 разрезов глубоких скважин и 22 рефракционных профилей были составлены карты: глубины расположения кровли кристаллического основания, мощности отложений подпермского палеозоя, открытая карта без пермских и младших осадков и карта мощности карбонских отложений. В палеозое исследованный район принадлежал к варшавскому блоку эпиготийской платформы (В. Пожарыски, 1973) с тем, что его южная часть, соответствующая южному склону этого блока, принадлежит уже к широтной подляской впадине.

Со сравнения карты мощности подпермского палеозоя и открытой геологической карты видно, что актуальное распределение мощности комплексов подпермского палеозоя является результатом прежде всего досаксонской и послевестфальской эрозии, а также раннекарбонской и девонской. Выделен ряд мелких допермских структур: тектоническая впадина Дембего, впадина (седиментационная?) Раценжа и понижение Рыпина, разделенные возвышенностями Бодзанова и Серпца, блок Бродницы, понижение Торуня и впадина Щавно-Бежунь. Определён тоже ряд дислокаций с направлением ЮЗ-СВ, представляющих собой границы таких единиц, как впадина Дембего и Раценжа.

Проведенные исследования выказали изменение направления карбонской мазовецко-любельской впадины на ЗСЗ в районе Мацеёвиц и Магнушева. В оси этой впадины мощность карбонских осадков повышается до более 1500 м между местностями Груец и Варка. Карбонские отложения были обнаружены также на склоне впадины Раценжа (скважина Серпец 2), так что возможно, что эта впадина выполнена мощной серией верхнекарбонских осадков. Наличие детрита каменного угля (величиной до 2,5 см) в осадках причисленных к вестфалу Д (А.М. Желиховски, в: Проектная документация скважины Бодзанув ИГ I) указывает на эрозию старших, угленосных карбонских осадков в непосредственном соседстве впадины, а одновременно указывает на возможность их сохранения в самой впадине.

Если дальнейшие исследования подтвердят наличие таких месторождений, то их геологическая позиция (залегание во впадине, на глубине свыше 4000—5000 м и под покровом мощного уплотняющего пакета цехштейновых солей) создаёт возможность их использования методом подземной газификации. Такие геологические условия указывают на перспективность этого района для дальнейших поисков газовых месторождений в карбонских отложениях.

SUMMARY

Maps of depth of occurrence of top surface of crystalline basement and distribution of thickness of pre-Permian Paleozoic and Carboniferous rocks and geological map of Permian subcrops were compiled on the basis of analyses of over 30 deep borehole columns and 22 refraction seismics sections. In the Paleozoic times, the studied area belonged to the Warsaw Block of the epi-Gothian Platform (W. Pożaryski, 1973) and its southern part, corresponding to southern slope of the Block, was representing at the same time an element of latitudinal Podlasie Depression.

The comparison of the map of distribution of thickness of pre-Permian Paleozoic rocks and geological map of Permian subcrops showed that the present-day distribution of thickness of these rocks is mainly the result of erosion in the pre-Saxonian and post-Westphalian as well as Early Carboniferous and Devonian times. Moreover, it revealed several lower-order pre-Permian structures: Debe tectonic trough, Raciąż trough (possibly synsedimentary in character) and Rypin Depression, separated by Bodzanów and Sierpc elevations, respectively, and Brodnica Block, Toruń Depression and Szczawno-Biezuń tectonic trough. There were also found several important SW-NE oriented fault zones which delineate units such as Debe and Raciąż troughs.

The studies showed that the Carboniferous Masovian-Lublin trough is turning WNW in the vicinities of Maciejowice and Magnuszew. Between Grójec and Warka, thickness of Carboniferous rocks increases to over 1500 m in axial part of the trough. The record of Carboniferous rocks on slope of the Raciąż trough (Sierpc 2 borehole) suggests that the trough may be infilled with a thick series of the Upper Carboniferous. The wealth of coal detritus (up to 2.5 cm in size) in rocks assigned to the Westphalian D (A. M. Żelichowski in: Project of the Bodzanów IG 1 borehole, 1979) indicates erosion of older, coal-bearing series in direct proximity of the trough and, at the same time, the possibility of their preservation in the trough. When the presence of coal deposits is confirmed by further studies, they will appear potentially useful by means of underground gasification sometime in the future, on account of their geological setting (occurrence in trough at depths over 4000—5000 m, under a thick, sealing cover of Zechstein salt). Such geological setting also makes the studied Carboniferous perspective for search for gas.