

Adam TOKARSKI

○ typach struktur wału metakarpackiego

CHARAKTERYSTYKA STREFY

Wałem metakarpackim nazywana jest w Polsce według J. Nowaka (1927) równoleżnikowa strefa wychodni skał mezozoicznych i paleozoicznych obrzeżona od południa linią pierwotnego, północnego zasięgu mioceńskich, morskich serii Przedgórze karpackiego. Jej północną granicę tworzy południowy, pierwotny brzeg lądowych, lignitowych utworów mioceńskich Polski centralnej i północnej, na wschodzie zaś taki sam brzeg morskich utworów oligoceńskich tej części kraju. To metakarpackie, trzeciorzędowe podniesienie może dziś być przez nas rozumiane jedynie jako głębna reakcja skorupy ziemskiej w okresie fałdowań młodolpejskich na tworzący się na południu łańcuch karpacki w znaczeniu „*plis de fond*” według terminologii Argand'a¹. Akcja wiertnicza przeprowadzona ostatnio na brzegu karpackim wykazała bowiem dużą bierność tektoniczną czoła mas fliszowych nasuwających się ku północy na utwory mioceńskie przedgórze.

Wał metakarpacki składa się z odcinków starszej budowy laramijskiej, przebiegających w stosunku do niego skośnie w kierunku NW-SE. Są to od zachodu: południowo-wschodnia część monokliny przedsudeckiej z Jurą Krakowsko-Częstochowską, miechowska część niecki szczecińsko-łódzko-miechowskiej, mezozoiczne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i środkowy odcinek niecki lubelsko-lwowskiej (W. Pożaryski, 1956). Zawiera on również fragmenty form starszych, hercyńskich, przebijające i wynurzające się spod budowy laramijskiej. Mają one częściowo swój specjalny, łukowaty przebieg o cięciwie NW-SE, odrębny w stosunku do przykrywającej te elementy monokliny przedsudeckiej. Tak jest w wypadku północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i pogrzebanego kulmsko-dewońskiego grzbietu dębnicko-siewierskiego, albo też te starsze fragmenty biegną zdecydowanie ku WNW. Zachowuje się tak paleozoiczna, jądrowa część Gór Świętokrzyskich. Wreszcie wał ten zawiera także formy starokimeryjskie, (pośrodkowotriasowe) o kierunkach

¹ E. Argand: La tectonique de l'Asie. C.-R. XIII Congr. Géol. Liège. 1924, pp. 171—329 (vide K. Bohdanowicz (1937), str. 16—30).

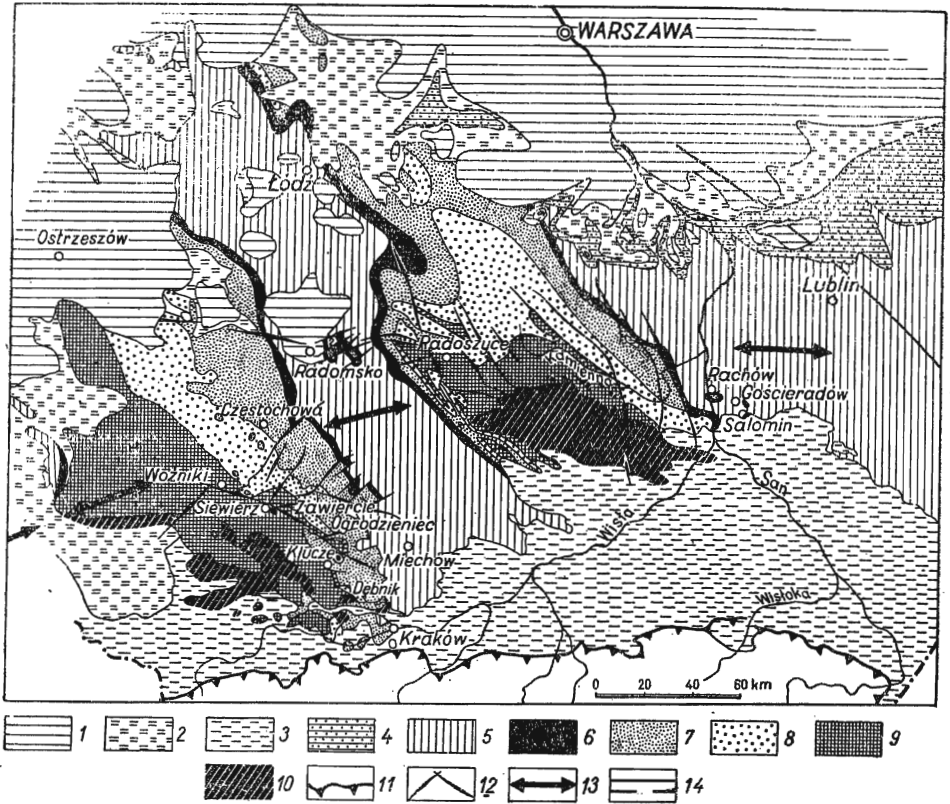


Fig. 1. Szkic geologiczny wału metakarpacciego zestawiony przez A. Tokarskiego na podstawie: 1. Mapy geologicznej Polski 1 : 2 000 000 z r. 1956 I. G. (E. Rühle, S. Sokołowski, M. Tyski); 2. Mapy geologicznej Polski 1 : 2 500 000 z r. 1953 C. U. G. i K. (S. Z. Różycki); 3. Materiałów uzupełniających Janusza Strzetelskiego i J. Znoski

Diagrammatic map of Meta-Carpathian arch prepared by A. Tokarski on the basis of: 1. The geological map of Poland, scale 1 : 2 000 000 of 1956, prepared by Geological Institute (E. Rühle, S. Sokołowski, M. Tyska); 2. The geological map of Poland, scale 1 : 2 500 000 of 1953, prepared by Central Office of Geodesy and Cartography (S. Z. Różycki); 3. Supplementary material furnished by Janusz Strzetelski and J. Znosko.

1 — pliocen, 2 — miocen lignitowy Polski centralnej i północnej, 3 — miocen morski Przedgórze karpacciego, 4 — oligocen Polski centralnej i północnej, 5 — kreda górna, 6 — kreda środkowa i dolna, 7 — malm, 8 — dogger i lias, 9 — trias, 10 — paleozoik, 11 — nasunięcie karpaccie, 12 — dyslokacje, 13 — schematyczny przebieg Wału metakarpacciego, 14 — ważniejsze osie antyklinalne i synklinalne
1 — Pliocene, 2 — lignite bearing Miocene of Central and Northern Poland, 3 — marine Miocene of Carpathian foreland, 4 — Oligocene of Central and Northern Poland, 5 — Upper Cretaceous, 6 — Middle and Lower Cretaceous, 7 — Malm, 8 — Dogger and Lias, 9 — Trias, 10 — Palaeozoic, 11 — Carpathian overthrust, 12 — dislocations, 13 — diagrammatic, trend of Meta Carpathian arch, 14 — most important anticlinal and synclinal axes

ogólnie WNW-ESE, jak siodło Woźniki-Ogrodzieniec (J. Znosko, 1955). Płytkie natomiast „przeświecanie“ budowy hercyńskiej poprzez nałożone na nią formy kimeryjskie i laramijskie jest w obrębie wału spowodowane

wane przebiegiem pierwotnego, północnego pasa Hercynidów (H. Stille, 1929). Gdy te złożone struktury zostały jeszcze ujęte podniesieniem metakarpackim, wyodrębniła się osobna strefa (fig. 1).

NOWE PRZEKROJE

Rozpoczęta ostatnio poszukiwawcza akcja wiertnicza polskiego przemysłu naftowego i związana z tą akcją analiza materiałów geologicznych przyniosły także i dla wału metakarpackiego dalsze rozpoznanie jego form, przede wszystkim wglębnych. Biorąc w tych pracach bezpośredni udział mogą przedstawić uzyskane z nich trzy charakterystyczne przekroje.

RACHOWSKI PODWÓJNY GRZBIET POGRZEBANY

We wschodniej części wału przebito brachyantyklinę Rachowa. Forma ta, wykryta przez J. Samsonowicza (1926) i analizowana później przez W. Pożaryskiego (1948), znajduje się w obrębie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Obrzeżenie to charakteryzuje się ujawnionymi przez W. Pożaryskiego wzajemnymi silnymi wpływami laramijsko-hercyńskimi oraz oddziaływaniem od północnego wschodu niedalekiej platformy wschodnio-europejskiej (1948, 1957). Wynurzająca się spośród górnej kredy brachyantyklina Rachowa, o ogólnym kierunku laramijskim z odchyleniami hercyńskimi, odsłania w swym jądrze spod utworów albskich fragmenty utworów dolnego bononu i kimeryd poniżej niezgodności górnokimeryjskiej, ujęte w sfałdowanie zasadniczo zgodne z laramijskim. Kimerydzkie jądra fałdów odsłaniają się również ku wschodowi w dalszych dwu brachyantyklinach — Gościeradowa i Salomina występujących w przedłużeniu osi rachowskiej na łuku zakręcającym przez kierunek południowo-wschodni ku południowi (J. Uberna, 1955).

Rachowskie wiercenie poszukiwawcze (fig. 2), zaprojektowane przez W. Pożaryskiego, według mego wstępnego profilowania popartego profilowaniem elektrycznym (fig. 3), z wykorzystaniem obserwacji poczynionych przez J. Znoskę, przebiło pod turonem, fosforytonośnym cenomanem i takimiże albem na głębokości 20—485 m serię kimerydu, astartu i rauraku z upadami około 5—8°. Następnie do stropu warstw paleozoicznych, napotkanego na głębokości 550 m, można było na nierzedzeniowym odcińku profilu, według profilowania elektrycznego, wyróżnić kolejno wapienie oksfordu (argowu?), pelity oksfordu (newizu?) oraz dwa kompleksy piaskowcowe. Górny z nich, zapewne kelowejski, oddzielony jest od dolnego, prawdopodobnie batońskiego, kilkumetrową warstwą pelityczną².

Niżej od głębokości 550 m do 1170 m wiercenie to przebiło warstwy dolnego karbonu rozpoznane paleontologicznie przez J. Samsonowicza. U góry do głębokości 685 m były to czarne dolomity i wapienie dolomityczne o upadach 25° z fauną, wśród której wymieniony badacz znalazł *Syringopora* i *Schizophoria resupinata*.

² Na niezależność tych dwu kompleksów piaskowcowych wskazuje też, widoczne na profilu elektrycznym o wielu rozstawach (z których tylko najniższy przedstawiony jest na fig. 3), wypełnienie niższego z nich przez solankę, wyższego zaś przez medium o dużym oporze (woda słodka). Na różnice te zwrócił mi uwagę inż. Z. R. Olewicz przy wspólnym oglądaniu wykresów.

Następnie przewiercono do 1170 m serię detrytyczną składającą się z kompleksów jasnoszarych piaskowców kwarcytowych, szarych łupków z piaskowcami kwarcytowymi oraz łupków czerwonych i zielonych w osobnych pakietach (miąższość 16 i 10 m). Cała ta seria (prócz czerwonych łupków) do głębokości 978 m zawiera szczątki flory. Oprócz kwarcytowego charakteru piaskowców lekka serycytyzacja łupków szarych (od głębokości 939 m w dół) mówi tu również o początkowym regionalnym metamorfizmie, na co położył nacisk J. Samsonowicz w bieżących dyskusjach

SW

Rachów

NE

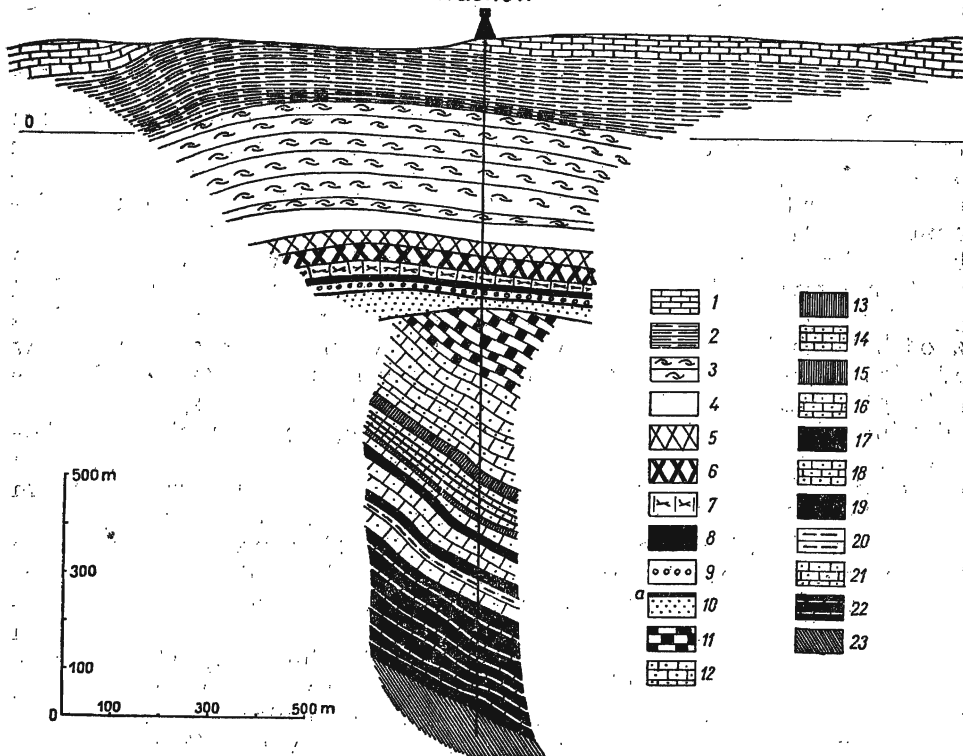


Fig. 2. Wgłębna struktura Rachowa (budowa powierzchniowa według W. Pożaryskiego)

Deep-seated structure of Rachów (Superficial structure according to W. Pożaryski)

1 — Kreda: górna i środkowa, Jura: 2 — margle i zlepy muszlowe kimerydu, 3 — oolity dolnego kimerydu i astartu, 4 — margle oddzielające astart od rauraku, 5 — wapienie skaliste rauraku, 6 — dolomity rauraku, 7 — wapienie oksfordu (argowu?), 8 — pelity (margle ?) oksfordu (newizu ?), 9 — piaskowce keloweju, 10 — piaskowce batonu przykryte pelitami (a), Karbon dolny: 11 — czarne dolomity i czarne wapienie dolomityczne ze syringoporami, 12 — szare piaskowce kwarcytowe z florą, 13 — zielone łupki, 14 — szare piaskowce kwarcytowe z szarymi łupkami z florą i z czerwonymi łupkami, 15 — zielone łupki, 16 — szare piaskowce kwarcytowe, 17 — czerwone i zielone łupki przekładane piaskowcami kwarcytowymi, 18 — szare piaskowce kwarcytowe z szarymi łupkami, 19 — czerwone i zielone łupki, 20 — szare łupki zserycytyzowane, 21 — szare piaskowce kwarcytowe z czerwonymi kwarcytami u dołu, Devon (górny?): 22 — czerwone mulowce z niebieskawozielonymi plamami, z rzadkimi wkładkami czerwonych kwarcytów. Kambr górny: 23 — szare kwarcyty i szare łupki piaszczyste.

podczas wykonywania tego otworu. Upady tej serii wynoszą podobnie jak wyżej około 20°. Dalej do głębokości 1393 m wiercenie to prowadzone było w czerwonych mułowcach z niebieskavo-zielonymi plamami. Mułowce poprzekładane są z rzadka przez czerwone kwarcyty. Serię tę J. Samsonowicz uznał za dewońską o typie oldredowym. Upady wynoszą tu 20—25°. Niżej, do końcowej głębokości 1496 m, przebijano w Rachowie utwory uważane przez J. Samsonowicza za górnokambryjskie. Są to jasnoszare kwarcyty i łupki szare, piaszczyste. Kompleks ten o upadach 60° wykazuje wyraźny kontrast strukturalny w stosunku do wyżejległej serii czerwonej.

Według uprzejmie zakomunikowanej mi przez Prof. J. Samsonowicza Jego opinii, strukturalne warunki nawierconego karbonu dolnego w Rachowie i jego facja mówią, że:

a. Karbon ten napotkano w południowo-wschodnim przedłużeniu pasa prawdopodobnej „pogrzebanej“ karbońskiej osłony północno-wschodniej paleozoicznej strefy strukturalnej Gór Świętokrzyskich. Może on być bardziej zewnętrznym odpowiednikiem odosobnionych wychodni dewonu tej osłony, przebijających się w dolinie Kamiennej przez pokrywę pstrego piaskowca (J. Samsonowicz, 1929).

b. Karbon ten, pomimo że tektonicznie należy do osłony Gór Świętokrzyskich, wykazuje w dolnej części typ litologiczny nie spotykany w obrębie tych gór. Jest to typ wschodni, detrytyczny z czerwonymi wkładkami.

c. Karbon ten nosi uderzające ślady metamorfizmu regionalnego, obcego Górom Świętokrzyskim, typowego zaś dla facji wschodniej.

Podobne rozważania odnośnie do zmian facji niezależnych od powiązań strukturalnych odnoszą się też do obcej dla Gór Świętokrzyskich oldredowej facji dewonu z profilu Rachowa.

Niezgodny wreszcie kontakt dewonu z górnym kambrem wprowadza tu u spodu profilu element strukturalny świętokrzyski do wymienionych kombinacji facjalnych.

Z punktu widzenia zagadnień poszukiwawczych przemysłu naftowego wynika moim zdaniem, że:

a. Karbon dolny, dewon i kambr górny mogły zostać nawiercone w Rachowie w pogrzebanym wzgórzu kuestowym, wyrzeźbionym w mo-

W celu uwydatnienia cech litostratygraficznych przekroju, niektóre analogiczne serie skalne zostały zaznaczone tymi samymi znakami konwencjonalnymi (np. serie łupków pstrych czarną)

1 — Upper and Middle Cretaceous; Jurassic: 2 — Kimmeridgian marls and shelly conglomerates, 3 — Lower Kimmeridgian and Astartian oolites, 4 — marls separating Astartian from Rauracian, 5 — Rauracian rocky limestones, 6 — Rauracian dolomites, 7 — Oxfordian (Argovian?), limestones, 8 — Oxfordian (Nevisian?) pelites (marls?), 9 — Callovian sandstones, 10 — Bathonian sandstones covered by pelites (a). Lower Carboniferous: 11 — black dolomites and black dolomitic limestones with syringopores, 12 — grey quartzitic sandstones, with flora, 13 — green shales, 14 — grey quartzitic sandstones with grey shales, with flora, and with red shales, 15 — green shales, 16 — grey quartzitic sandstones, 17 — red and green shales alternating with quartzitic sandstones, 18 — grey quartzitic sandstones with grey shales, 19 — red and green schists, 20 — grey sericitized shales, 21 — grey quartzitic sandstones with red quartzites at the bottom. (Upper?). Devonian: 22 — red mudstones with blueish-green spots, with rare intercalations of red quartzites. Upper Cambrian: 23 — grey Quartzites a and grey arenaceous shales.

In order to accentuate the litostratigraphical features of the section, to some analogous series of rocks have been given identical symbols (i.e. variegated shales black colour)

noklinie karbońskiej zapadającej ku NNE. Takie pogrzebane wzgórza mogą w omawianym obszarze w różnorodny sposób włączać się w tektonikę nakładu mezozoicznego.

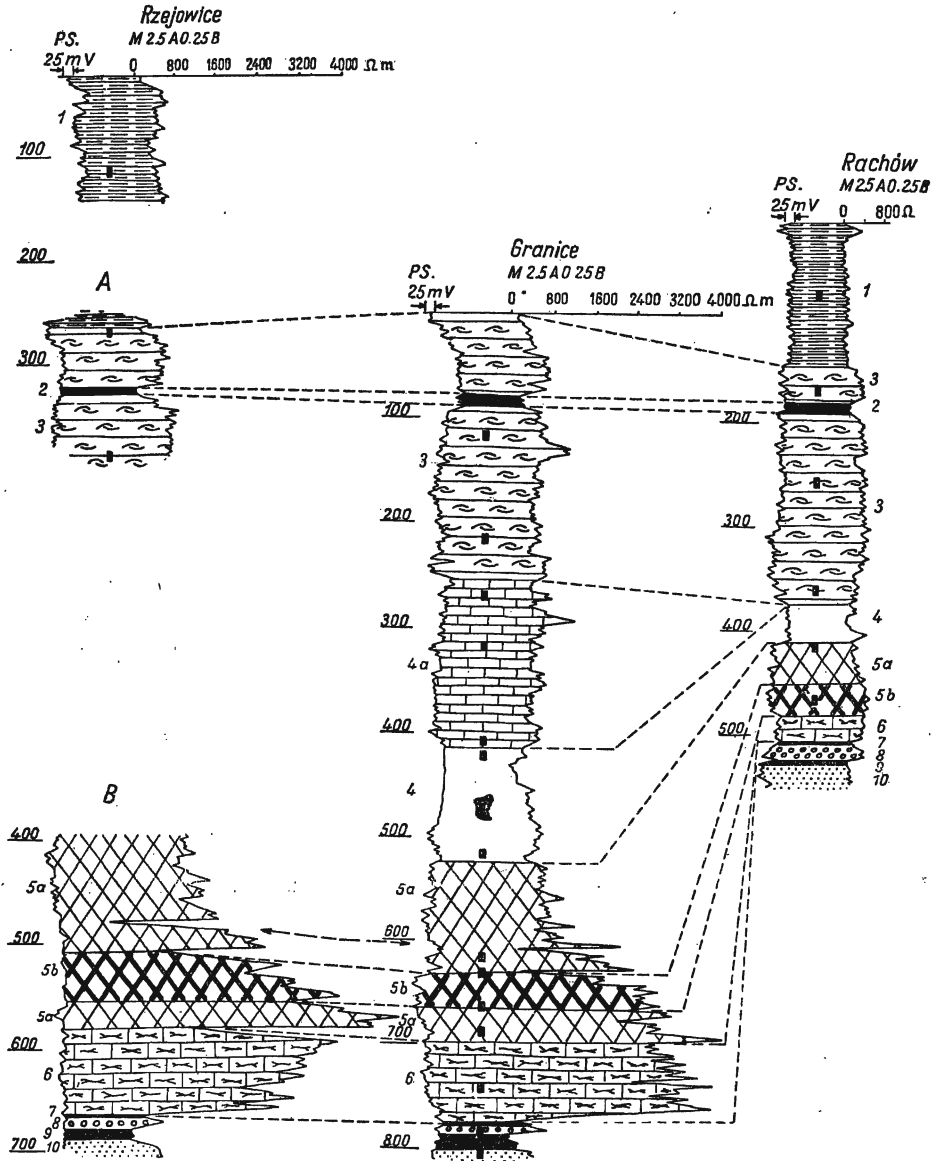


Fig. 3. Porównanie danych elektrostratygraficznych z profilów malmu w strukturach „Rygiel radomski” i Rachów na podstawie wykresów Przedsiębiorstwa Geofizyki Przemysłu Naftowego

Comparison of electrostratigraphical data from Malm sections between structures: “Radomsko barrier” and Rachów on the basis of diagrams computed by the Geophysical Enterprise of the Oil Industry

b. Pogrzebane, pohercyńskie wzgórza i grzbiety mogą tu rozmaicie wpływać na skrócenie profilu dolnej części nadkładu mezozoicznego. Mogą one stwarzać przez to dodatkowe możliwości poszukiwań bituminów nad swoimi zboczami, w strefach wyklinowywania porowatych serii nadkładu.

c. Devon w Rachowie leży niezgodnie na górnym kambrze, wiąże się zaś facjalnie z wyżejległą serią karbońską, poprzez wkłady ilów czerwonych. Może to więc być devon górny w facji oldredowej. Leży on, być może, znowu niezgodnie na pogrzebanym grzbiecie wyrzeźbionym w utworach górnego kambru. Byłby to już drugi, głębszy grzbiet pogrzebany napotkany w tym profilu. Otóż pod oldredową facją przypuszczalnego górnego dewonu mogą kryć się nad zboczami tego niższego pogrzebanego grzbietu inne, niższe serie dewonu, o facji wapiennej, może bitumicznej, a może salinarnej (?).

PIĘTROWA TEKTONIKA RYGŁA RADOMSKOWSKIEGO

W środkowej części wału, u jego północnego obrzeżenia, w przekroju tzw. rygła radomskiego, struktury opisanej przez A. Łuniewskiego (1947), można się było raczej spodziewać natrafienia w głębi na grzbiet pogrzebany. Tu bowiem, na granicy pomiędzy łódzką i miechowską częścią niecki szczecińsko-łódzko-miechowskiej, (fig. 1) znajdujemy się na linii biegnącej w przedłużeniu odsłoniętych struktur paleozoicznych Gór Świętokrzyskich ku WNW i zakręcającej potem przez zrab Wielunia lekko łukowato ku Sudetom. Być może, że linia ta odpowiada hipotetycznej strefie E. Bederkego, łączącej Góry Świętokrzyskie z Sudetami. Linia ta określa między innymi pozycję Zagłębia Górnośląskiego jako niecki wewnętrzno-hercyńskiej. (S. Bubnoff, 1930). Niemniej jednak sam wysad „rygła“ wyłaniający się, według zdjęć A. Łuniewskiego (1947) i Janusza Strzetelskiego (1955), spośród kredy jako utwory jurajskie ze stwierdzonym raurakiem, a domniemanym oksfordem tworzącymi najstarsze odsłonięte serie. Wysad ten charakteryzuje się tektoniką laramijską wykazującą kierunki NW-SE w jego dwu antyklinach lub w jednej złożonej, zdwojonej w obszarze nie dającym odkrywek. Kierunki laramijskie dla elementu „rygła“ wykazał także na podstawie grawimetrii St. Pawłowski (1953).

1 — margle i zlepy muszlowe kimerydu, 2 — korelacyjny horyzont nisko-oporowy, 3 — oolity dolnego kimerydu i astartu, 4 — margle oddzielające astart od rauraku, 4a — wapienie płytowe astartu, 5a — wapienie skaliste rauraku z dolomitami w środku lub w części spągowej (5b), 6 — wapienie gąbkowe oksfordu (argowu?), 7 — pelity (margle?) oksfordu (newizu?), 8 — piaskowce keloweju, 9 — pelity (iły?) batonu, 10 — piaskowce batonu. Rdzenie oznaczono czarnymi prostokątami

A — odcinek w Rzejowicach nie profilowany elektrycznie

B — luka powstała ze skrócenia profilu Rzepowice na dyslokacji

1 — Kimmeridgian marls and shelly conglomerates, 2 — correlative low-resistance horizon, 3 — Lower Kimmeridgian and Astartian oolites, 4 — marls separating Astartian from Rauracian, 4a — Astartian platy limestones, 5a — Rauracian rocky limestones with dolomites in their central part, or in their lower part (5b), 6 — Oxfordian (Argovian?), spongy limestones, 7 — Oxfordian (Nevisian?) pelites (marls?), 8 — Callovian sandstones, 9 — Bathonian pelites (clays?), 10 — Bathonian sandstones.

Bore-holes marked by rectangles

A — section in Rzejowice without electrical logging

B — lacune caused by shortening of the Rzejowice log on the dislocation line

Rozpoznano tu przekrój podłużny północno-wschodniej z dwu antyklin (odnóg?) za pomocą dwóch wierceń: Rzejowice (północno-zachodnie) i Granice (południowo-wschodnie), z inicjatywy K. Tołwińskiego w celu uchwycenia elementów wgłębnych, hercyńskich w ich przekroju zbliżonym do poprzecznego. Do końcowych głębokości wiercenia Rzejowice (2172,1 m),

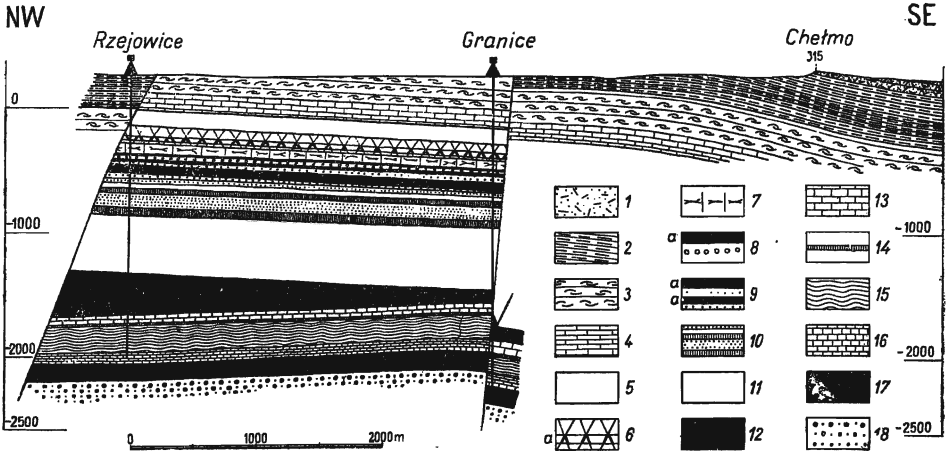


Fig. 4. Przekrój podłużny struktury Rzejowic-Granice na „Ryglu radomskowskim” (powierzchnia głównie według Janusza Strzetelskiego)

Longitudinal section of the structure Rzejowice-Granice on The “Radomsko barrier” (Surface mainly according to Janusz Strzetelski)

1 — piaskowiec albu, 2 — margle kimerydu, 3 — oolity dolnego kimerydu i astartu, 4 — wapienie płytowe astartu, 5 — margle rozdzielające astart od rauraku, 6 — wapienie skaliste rauraku z dolomitom w środku, 7 — wapienie gąbkowe oksfordu (argowu?) z belemnitami, 8 — piaskowce gąbkowe keloweju z belemnitami, (a) z warstwą pelityczną (margle newluzu?) na stropie, 9 — piaskowce batonu przedzielone i nakryte łami czarnymi (a) z astartami (środkowy kompleks zawiera конкреcje syderytyczne), 10 — piaskowce liasu z sieczką roślinną przedzielone łami i mułowcami czarnymi (a), oraz zielonymi (b), i przedzielone mułowcami zielonymi (b), 11 — ły czerwone i zielone kajpru górnego (zapewne z retykiem) z pseudooolitami, 12 — ły czarne „łowegli” z wkładami czerwonymi oraz z wtrąceniami gipsów w górze, 13 — wapienie górnego wapienia muszlowego ceratytami (ceratytą znalazł tu W. Karaszewski) i z *Pecten discites*, 14 — żółtawo-szare margliste wapienie środkowego wapienia muszlowego, 15 — wapienie faliste dolnego wapienia muszlowego, 16 — margle żółte górnego retu z *Myophoria costata*, 17 — ły czerwone dolnego retu, 18 — piaskowce środkowego piaskowca pstręgo

1 — Albian sandstone, 2 — Kimmeridgian marls, 3 — Lower Kimmeridgian and Astartian oolites, 4 — Astartian platy limestones, 5 — marls separating Astartian from Rauracian, 6 — Rauracian rock limestones, with dolomites in center, 7 — Oxfordian (Argovian?) spongy limestones, with belemnites, 8 — Callovian spongy sandstones with belemnites, with a pelitic bed (Nevisian marls?) at the top (a), 9 — Bathonian sandstones, divided and covered by black clays (a) with Astartian (the middle complex contains sideritic concretions), 10 — Liasic sandstones with plant detritus divided by clays and black (a), and green (b), mudstones, and cleaved by green mudstones (b), 11 — Upper Keuper (probably including Rhaetic) red and green clays, with pseudo-oolites, 12 — black clays, “claycoal”, with red intercalations of red clays and, at their top, of gypsum, 13 — Upper Muschelkalk limestones with Ceratites (this form was found here by W. Karaszewski from Geological Institute), and with *Pecten discites*, 14 — yellowish-grey marly limestones of the Middle Muschelkalk, 15 — Wellenkalk of the Lower Muschelkalk, 16 — Upper Röhth yellow marls with *Myophoria costata*, 17 — Lower Röhth red clays, 18 — sandstones of the Middle Bunter sandstone

Granice (2603,1 m) nie natrafiono tu jednak na pogrzebany grzbiet hercyński (fig. 4). Przekrojono jedynie podłużnie południowo-wschodnią peryklynę omawianej formy laramijskiej od utworów kimerydu w górze aż do dolnego retu. W przeprowadzonym przeze mnie wstępnym profilowa-

niu, przy rzadkim rdzeniowaniu posłużyłem się szeroko profilowaniem elektrycznym, które dostarczyło tu szczególnie dobrej korelacji, pozwalając między innymi również na dość dokładne wyznaczenie wgłębnej pozycji północno-zachodniej dyslokacji poprzecznej (fig. 3).

Tabela 1

Porównanie litofacjalne profilów malmu „rygla radomskiego” i grzbietu Rachowa (liczby oznaczają miąższość w metrach)

Struktury Kompleksy litostratygraficzne	„Rygiel radomski” (wiercenia Granice i Rzejowice + budowa powierzchniowa)	Rachów (wiercenie)
Ograniczenie stropowe	Niezgodne ścięcie przez piaskowce albu o nieznanym wymiarze brakującej serii	Niezgodne ścięcie przez piaskowce albu przy braku najwyższej kilku- dziesięciu m
Margle i zlepy muszlowe kimerydu	400	140
Wapienie oolitowe dolnego kimerydu i astartu	260	220
Wapienie płytowe astartu	150	nie występują
Margle graniczne pomiędzy astartem i raurakiem	125	45
Skaliste wapienie i dolomity rauraku	130	70
Wapienie płytowe, gąbkowe oksfordu (argowu?)	60	15
Margle oksfordu (newizu?)	5	10
Piaskowce keloweju	10	10
Razem	1140	510

Seria o grubości 1140 m, sięgająca od utworów kimerydu w górze do keloweju w spodzie, podobna jest w strukturze „rygla” pod względem litofacjalnym do serii malmu z Rachowa, z tym jednak że całkowita grubość jest dla „rygla” ponad dwukrotnie większa, zapewne z powodu większego oddalenia od platformy wschodnio-europejskiej (tab. 1 i fig. 3). Jest to seria „sztywna”. Oprócz bowiem margli kimerydu i stosunkowo niegrubych niżej leżących wkładów marglistych, zbudowana jest ona z twardych wapieni oolitowych, płytowych, skalistych oraz z dolomitów. Tak samo stosunkowo twardy kompleks utworzony jest w przekroju „rygla” z niżej leżących warstw doggeru i liasu o łącznej grubości 440 m, gdzie partie piaskowcowe przeważają nad ilastymi. W wyniku takich warunków cały ten zespół skalny „rygla” ujęty jest w tektonikę serii sztywnych. Jeżeli

mianowicie zmierzone tu w rdzeniach stałe, 8—10 stopniowe pochylenie warstw zaznaczyć na przekroju prostymi liniami pochyłonymi pod tymże kątem i przechodzącymi przez korelacyjne punkty profilu jednego wiercenia — linie te trafiają dość dokładnie w odpowiednie punkty korelacyjne profilu drugiego wiercenia. Wnioskuje z tego, że:

- upad jest tu jednolity pomiędzy obu wierceniach,
- oba wiercenia przecinają tę serię w podłużnej, osiowej płaszczyźnie struktury.

Natomiast niżej, po wejściu przekroju w pstrę ily kajpru o grubości 500 m, wykazujące w rdzeniach ślizgi i zmięcia tektoniczne, zgodność ta ztraca się. Korelacyjne poziomy powtarzają się wprawdzie w obu wierceniach, niedokładnie w formie pseudo-oolitów kajprowych i dokładnie w formie stropowej granicy czarnych łupków serii ilowęgłowej, upady jednak zwiększają się tu często do 20°, wyjątkowo do 40°. Tutaj już nie odpowiadają one pochyleniom linii korelacyjnych.

Tu więc zapewne podłużna osiowa płaszczyzna struktury nie biegnie już tak samo jak w wyższym jej piętrze i jest przecięta niezgodnie przez płaszczyznę przekroju wierceń. Już to samo świadczy o zluźnieniu kompleksu wyższego nad niższym. Ponadto zmieniające się i wzrastające do stosunkowo dużych rozmiarów upady przewierconej pstręj serii kajprowej wskazują również na wewnętrzne zaburzenia struktury. Wreszcie strop wapienia muszłowego w wierceniu Granice

usytuowanym bliżej omówionego zanurzenia struktury napotkany został po raz pierwszy w profilu o 100 m wyżej niż w wierceniu Rzejowice

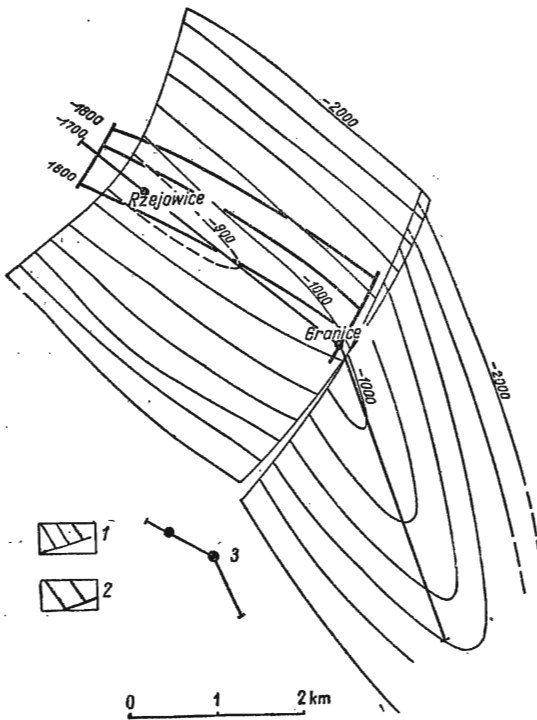


Fig. 5. Szkic ilustrujący poglądy autora na wzajemny stosunek struktury nad i pod kajprową w „Ryglu radomskowskim“ (w nawiązaniu do obserwacji powierzchniowych Janusza Strzetelskiego)

Diagram showing the author's suppositions regarding the relation between the structure below and above the Keuper in the “Radomsko bolt” (following up surface observations made by Janusz Strzetelski)

1 — izobaty spąg liasu co 200 i 100 m, 2 — izobaty stropu wapienia muszłowego co 100 m, 3 — linia przekroju z fig. 4,

1 — isobath of the Lias bottom at 200 and 100 m. intervals, 2 — isobaths of the Muschelkalk top at 100 m. intervals, 3 — lines of sections no Fig. 4

położonym wyżej na strukturze. Wgłębna forma tektoniczna wapienia muszlowego musi więc tu być ukośna względem formy nadkładu jurajskiego. Musi ona przy tym mieć bieg bardziej zbliżony do równoleżnikowego. Jak bowiem wskazują dane wgłębne południowo-wschodniej dyslokacji (przesunięcia) pochylonej ku północnemu-zachodowi (porównaj niżej), dyslokacja ta przecina poprzecznie północno-wschodnie skrzydło struktury w profilu wiercenia Granice, dając w głębi efekt nasunięcia ku południowemu-wschodowi, możliwy tylko dla tego właśnie skrzydła struktury. Jeżeli tak jest, to odwrócenie pozornego kąta pochylenia stropu wapienia muszlowego musi być spowodowane skręceniem wgłębne go piętra do biegu bardziej zbliżonego ku równoleżnikowemu (fig. 5).

Całość rozwierconego przekroju przecięta jest tu dwiema dyslokacjami poprzecznymi, przyjętymi przy powiązaniu powierzchniowych obserwacji J. Strzetelskiego (1955) z danymi profilów wierceń geologicznymi oraz elektrycznymi. Z nich północno-zachodnia dyslokacja jest na powierzchni, według wymienionego geologa, przesunięciem poziomym części północno-zachodniej o 250 m ku południowemu zachodowi. Zgodnie z tym dyslokacja ta zrzuca pozornie w skrzydle północno-wschodnim struktury część północno-zachodnią o około 400 m po swojej płaszczyźnie nachylonej ku północnemu-zachodowi pod kątem 65° (fig. 3, 4, 5). Również dyslokacja południowo-wschodnia zaznaczona jest na powierzchni przez J. Strzetelskiego jako przesunięcie poziome części południowo-wschodniej ku południowemu-zachodowi o 150—200 m. W głębi dzięki nachyleniu swojej powierzchni ku północnemu zachodowi pod kątem 85° dyslokacja ta stwarza dla północno-wschodniego skrzydła struktury efekt nasunięcia części północno-zachodniej na południowo-wschodnią. W profilu wiercenia Granice, przy dodatkowym, przypuszczalnym, wgłębny rozwidleniu tej dyslokacji, znajdujemy przy tym trzykrotne powtórzenie stropowej części wapienia muszlowego.

Z przedstawionego materiału widać, że w „ryglu radomskowskim“ wbrew wstępnym przewidywaniom grzbiet pogrzebany nie znajduje się tak płytko, aby wpływał bezpośrednio na bieżące zagadnienia poszukiwawcze. Specjalny kształt i specjalna lokalizacja powierzchniowej struktury lub struktur „rygla“ o biegu NW-SE zdają się być wywołane w obrębie górnego, sztywnego piętra, to znaczy w seriach sięgających od kimerydu po lias — laramijskim złuźnieniem tej pokrywy nad grubym, plastycznym kompleksem pstrych ilów kajpru. Dopiero niżej, w formie tektonicznej wapienia muszlowego, o kierunku bardziej zbliżonym do równoleżnikowego — można się dopatrywać działania wpływów głębszych — pogrzebanej formy hercyńskiej. Wgłębny wpływ solnej tektoniki cechsztynu zdaje się tu być mniej prawdopodobny ze względu na ograniczone regionalne, litofacjalne możliwości tej formacji w omawianej strefie.

JEDNA Z KULMINACJI GRZBIETU DĘBNICKO-SIEWIERSKIEGO

Również w środkowej części wału, ale w jego środkowym, podłużnym pasie, znajduje się znany od dawna wysad dewonu w Glinach koło Kluczy (S. Z. Różycki, 1953; F. Rutkowski, 1928). Jest to jedna z form przenikania pohercyńskiego grzbietu Dębnie-Siewierz poprzez przykrywającą go, ogólnie monoklinalną budowę jury krakowsko-częstochowskiej, wchodzącej w skład monokliny przedsudeckiej. Na podstawie materiałów karto-

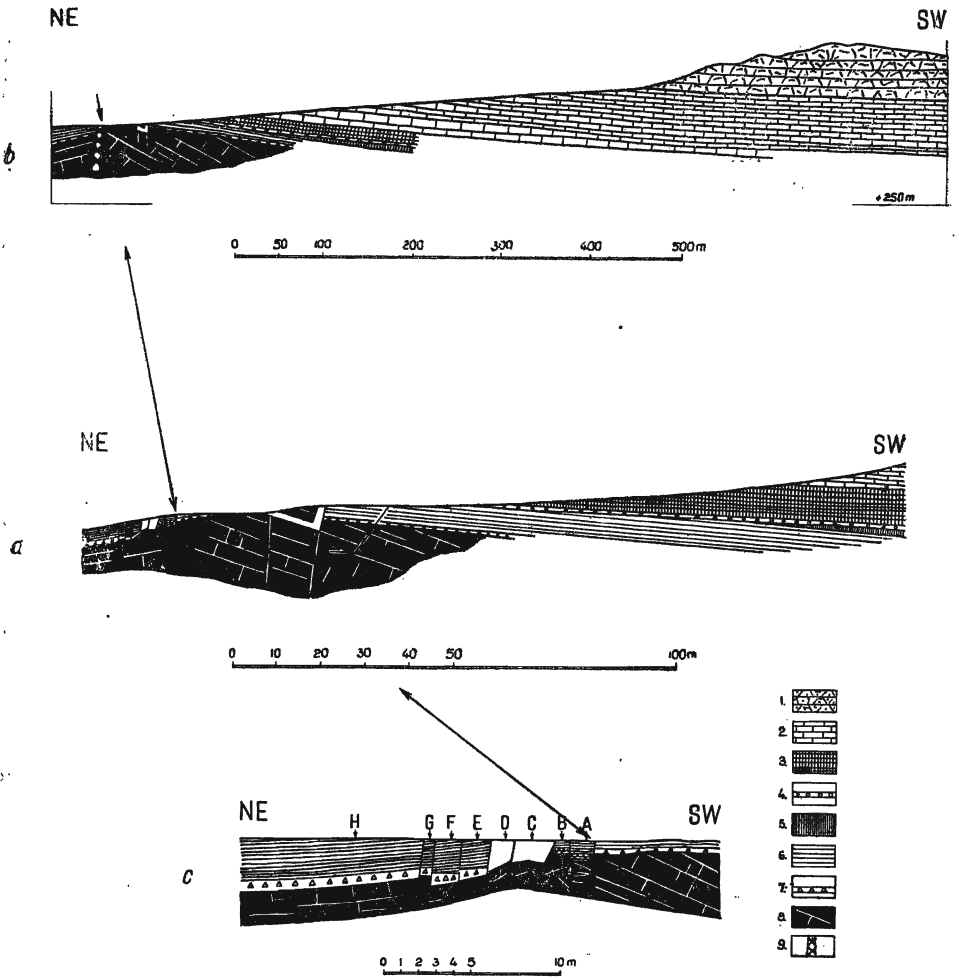


Fig. 6. Przekrój wysadu w Glinach koło Kluczy
Section of the uplift at Gliny near Klucze

a — ogólny, b — część północno-wschodnia wysadu, c — powiększony w strefie uskokowej
a — general shape, b — nord-east part of uplift, c — enlarged in fault zone

Jura: — wapienie skaliste rauraku, 2 — wapienie płytowe z *Perisphinctes*, 3 — margle szare, 4 — wapień zlepniący keloweju z *Macrocephalites*. Trias: 5 — pstre ły kajpru, 6 — dolomity środkowego wapienia muszlowego, 7 — warstwa rumoszowa. Devonian: 8 — dolomit żywetu z *Amphipora ramosa*; 9 — strefa dyslokacyjna

Strefę dyslokacyjną oznaczono literami A — G z przekroju c i w przekroju b

Jurassic: 1 — Rauracian rocky limestones, 2 — platy limestones with *Perisphinctes*, 3 — grey marls, 4 — Callovian conglomeratic limestone with *Macrocephalites*. Trias: 5 — Keuper variegated clays, 6 — Middle Muschelkalk dolomites, 7 — rubble beds. Devonian: 8 — Givetian dolomite with *Amphipora ramosa*; 9 — dislocation zone

The dislocation zone has been marked by letters A to G from sections c and b

graficznych S. Z. Różyckiego (1953) oraz własnych (1955) przypuszczam, że wysad w Glinach jest interesującym, głębszym odsłonięciem jednej z typowych pohercyńskich form paleomorfologiczno-tektonicznych tego obszaru. Formy te, sądząc, wpływają bardzo mocno na swoisty, „niespokojny” typ tektoniki nadkładu triasowego i jurajskiego. Z punktu widzenia poszukiwań bituminów wysad ten jest typową formą odsłoniętego pogrzebanego wzgórza.

W samym łomie w Glinach (rys. 6a) na długości 40 m licząc od NNE ku SSW odsłonięty jest kompleks brunatnych dolomitów żywetu z *Amphipora ramosa*. Zapadają one ku SSW pod kątem 20° i stanowią pakiet warstw o grubości przynajmniej 12 m. Seria ta jest ścięta w południowej części łomu u góry powierzchnią abrazji zapadającą ku SSW pod kątem $3-5^\circ$. Pokrywa ją, zapadając zgodnie z tą powierzchnią ku SSW, warstwa rumoszowa o grubości 60 cm. Jest to żółty dolomit triasowy, w którym tkwią nieobtoczone bloki dolomitu dewońskiego o średnicy od kilku do kilkudziesięciu cm.

Wyżej mamy, również zapadający zgodnie z powierzchnią abrazji ku SSW, czysty żółty dolomit środkowego wapienia muszlowego, ze znaną przez F. Rutkowskiego formą *Retzia trigonella* i diploporami (F. Rutkowski, 1928). Dolomitu tego jest około 6 m do wyżejległej, odsłoniętej już na południe od łomu kelowej-skiej, kilkunastocentymetrowej warstwy zlepieńcowatego wapienia gruzłowego z sforytami zawierającego makrocefality. Warstwa ta leży na dolomicie triasowym, prawie poziomo, będąc bardzo lekko pochylona ku SSW. Wyżej mamy około 7 m zielonawoszarych margli dających się oddzielić kartograficznie od wyżejległych białych wapieni płytowych, występujących dalej na południe. Według monografii S. Z. Różyckiego (1953) seria marglista sięga od górnego keloweju do środkowego newizu. Wapienie płytowe górnego newizu i argołu mierzą tu około 70 m grubości do podłoża pokrywających je wapieni skalistych, należących zapewne do rauraku (fig. 6b). Wapienie te w kompleksie o grubości około 60 m tworzą tu najwyższą część struktury.

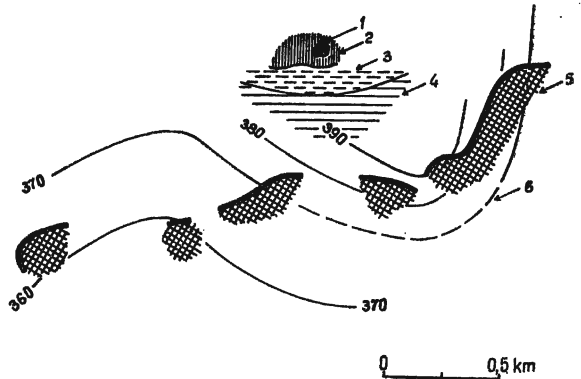


Fig. 7. Szkic strukturalny wysadu w Glinach koło Klucze

Structural sketch of dome at Gliny near Klucze

1 — izohipsy spągu wapieni skalistych, Jura: 2 — wapień skaliste rauraku, 3 — wapień płytowe z *Pertisphinctes*, 4 — margle szare z wapieniem zlepieńcowatym keloweju w spągu. Trias: 5 — dolomity środkowego wapienia muszlowego z warstwą rumoszową w spągu. Devon: 6 — dolomity amfiporowe żywetu

1 — isohypses of the bottom of the rocky limestones, Jurassic: 2 — Rauracian rocky limestones, 3 — platy limestones with *Pertisphinctes*, 4 — grey marls with Callovian conglomeratic limestone at bottom. Triassic: 5 — Middle Muschelkalk dolomites, with rubble beds at bottom, Devonian: 6 — Givetian *Amphipora* dolomites

Opisany zespół warstw uzupełniony jest zapewne przez pstre ły kajpru. Sądząc bowiem z ich odsłoneń znajdujących się poza przedstawionym przekrojem, powinny one także na nim wyklinowywać się między utwory keloweju i środkowego triasu niedaleko na południowym skrzydle.

Spągowa powierzchnia wapieni skalistych daje w izohipsach obraz półkopalastego podniesienia o osi biegnącej ku północnemu zachodowi w kierunku wysadu dewonu (fig. 7). Sądzę, że ta granica facjalna może tu być lokalnie potraktowana jako wskaźnik strukturalny określający formę południowej części obrzeżenia wysadu.

W środku zachodniej ściany łomu trzy pionowe prostopadłe do niej dyslokacje powodują zrzucenie warstw o około 4 m i utworzenie równoleżnikowego rowu tektonicznego wypełnionego triasem o szerokości 8 m (fig. 6a). Częściowo zamyka go od zachodu fragment dewonu podniesionego na pionowej dyslokacji, równoległej do biegu ściany i lekko przechylonej ku wschodowi. Fragment ten wskutek intersekcji wystaje z tej ściany. W północnej części łomu (fig. 6c) jeszcze nad dolcmitami dewonu zapadającymi ku SSW pod kątem 20° widoczna jest pozicma powierzchnia abrazyjna z transgresywną, poziomą warstwą rumoszową i z dolomitami triasowym leżącym nad nią poziomo. Dalej ku północy mamy u wejścia do łomu 10-metrowy odcinek przekroju silnie zaburzonego pionowymi poprzecznymi dyslokacjami wykrytymi przez J. Kruczka w czasie wspólnych obserwacji. Od SSW są tu dwa zrzucone pakiety skalne (A, C), znajdujące się na jednym pozicmie, natomiast jeden (B) podniesiony w środku. Wymiary wzajemnych przemieszczeń pionowych osiągają kilkadziesiąt centymetrów. W każdym z tych pakietów znajduje się u dołu dolomit dewoński silnie strzaskany, nie dający możliwości zauważenia w nim upadów, nad nim zaś dolomit triasowy leżący pozicmo, również bardzo strzaskany, nie dający przez to możliwości wyróżnienia warstwy rumoszowej. Dalej ku NNE następują znowu cztery pakiety poprzerzucane uskokami, dwa skrajne podniesione i dwa środkowe kolejno zapadające ku NNE (D, E, F, G). Przesunięcia ich wynoszą tu kilkanaście i kilkadziesiąt centymetrów.

Stropowa powierzchnia dolomitu dewońskiego zapada w pierwszym z nich (D) ku NNE pod kątem 30° i wydaje się być dawną krawędzią abrazyjną. Natomiast w następnych pakietach (E i F) stropowa powierzchnia zapada ku północy pod kątem od kilku do dziesięciu stopni. Pod nią w pakiecie (D), w dolomicie dewońskim nie można zmierzyć upadu. Już w środkowych pakietach (E i F) dewon jest pochylony ku północy pod kątem 10° , który w czwartym pakiecie (G) spada do kilku stopni.

Natomiast nad tą powierzchnią dewonu, w tych czterech poprzesuwanych pakietach, zarówno warstwa rumoszowa jak i nakrywający ją dolomit triasowy zapadają dość regularnie ku północy pod kątem 10° . Dlatego ku południowi utykają one w pakiecie D na pochylonej pod kątem 30° ku północy powierzchni dolomitu dewońskiego. Robi to wrażenie pierwotnego przypierania ich do dawnej falez. Z powodu jednak tektonicznego zgruchotania wszystkich skał, trudno jest tu osądzić, czy warstwa rumoszowa, dobrze widoczna przy dolnej części krawędzi, wychodzi tu na jej

szczyt³. Wreszcie u północnego zakończenia przekroju, w części znowu zrzuconej o kilkanaście centymetrów mamy na siedmiu metrach odsłonięcia zgodny, 10-stopniowy upad ku północy zarówno dolomitu dewońskiego, jak i warstwy rumoszowej oraz dolomitu triasowego.

Z danych tych wnioskuje, że:

a. Pogrzebane wzgórze o jądrze utworzonym z dewonu ma tu charakter paleomorfologiczno-strukturalny, z tektoniką antykliny hercyńskiej odnowioną po środkowym triasie, zapewne i po rauraku⁴.

b. Lokalny charakter luk stratygraficznych związanych z pogrzebanym wzgórzem w Glinach mówi o znacznym udziale czynnika paleomorfologicznego w jego budowie.

c. Półkopulaste spaczenie spągowej powierzchni wapienia skalistego w całej strukturze Glin wskazuje na centralną pozycję pogrzebanego wzgórza dewonu w całej strukturze Glin.

W łomie w Glinach w dolomicie dewońskim przy wychodniach powierzchni dyslokacyjnych występują strefy i kieszenie dolomitu zwietrzałego, porowatego, które ścięte są u góry triasową warstwą rumoszową. Występuje tu zapewne zwietrzenie przedtriasowe. Charakterystyczne jest, iż słaby bitumiczny zapach zdrowej skały dewońskiej przechodzi w tych partiach zwietrzałych w silny zapach przypominający ropę siarkową. Otóż przy normalnym wietrzeniu skały zawierającej pirobituminy zapach taki powinien słabnąć przy wietrzeniu. Czy nie mamy tu więc śladów migracji węglowodorów wyszukującej bardziej porowate partie skały? Partiami takimi byłyby przydyslokacyjne, przedtriasowe strefy zwietrzenia, które mogą drenować większy obszar. Porównanie chemiczne skały świeżej i zwietrzałej wykonane w Głównym Laboratorium Przemysłu Naftowego nie daje tu, co prawda, wyraźnego obrazu przy ekstrakcji chloroformem:

skała zwietrzała — 0,0173% bituminów

skała niezwieterzała — 0,0165% bituminów.

Niemniej wymienione wyżej okoliczności zmuszają do zwrócenia uwagi na cały ten obszar, gdzie w sąsiedztwie znajdują się też inne podobne, nieregularne formy tektoniczne odkryte zdjęciem S. Z. Różyckiego (1953). Mogą one być podobnymi pogrzebanymi wzgórzami, w których partie jądrowe uszczelnione są ilastym i marglistym nadkładem kajpru, newizu i argowu. Mogą być z nimi związane różnorodne szanse i warunki migracji bituminów.

ZNACZENIE INWENTARYZACJI STRUKTUR

W budowie i rozwoju przedstawionych w tej pracy trzech struktur wału metakarpackiego jako zasadniczy rys uwydatnia się wzajemna zależność tektoniki hercyńskiej i laramijskiej, a nie przynależność ich do strefy szerokiego spaczenia trzeciorzędowego.

Możliwe jest jednak, że duże znaczenie strukturalne „przyświecania“ form hercyńskich przez pokrywę laramijską w tej strefie wywołane

³ Z powodu niemożności wyróżnienia warstwy rumoszowej, odpowiednie miejsca na przekrojach (fig. 6a i 6c) zostawiono białe.

⁴ Północny upad północnego skrzydła struktury Glin ujawniony obecnie przez nowe wyrobiska znany był R. Michaelowi przed 45 laty (1913).

zostało m. in. właśnie przybliżonym nałożeniem się tu trzeciorzędowego, równoleżnikowego podniesienia metakarpackiego na dawny północny przeżny pas Hercynidów, o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego.

Zmiany litofacjalne serii pohercyńskiej wału metakarpackiego odróżniają ją od analogicznej serii bardziej północnych terenów, a dotyczące szans znalezienia złóż bituminów, związane są wyraźnie z hercyńską podbudową. Zmiany te polegają na cienieniu i znikaniu poszczególnych serii ku południowi oraz na możliwym zaniku w tym kierunku facji salinarnej cechsztynu (na co zdają się dostarczać dowodów wiercenia Ostrzeszów i Radoszyce — fig. 1). Cechy te mają dla nas znaczenie w związku z charakterem możliwych lokalnych ścienień i wyklinowań w strukturach pogrzebanych grzbietów i wzgórz, jak np. Rachów i Gliny. Mają one też znaczenie dla form wału o bardziej pełnej serii mezozoicznej, jak „rygiel radomskowski“, gdzie zasadniczą rolę w wyodrębnieniu się pięter strukturalnych zdaje się odgrywać kajper, a nie cechsztyń. Natomiast od południa możliwości poszukiwawcze w obrębie wału zmieniają się nagle na ostrej „metakarpackiej“, północnej granicy pokrywy miocenińskiej przedgórz karpackiego. Ta bowiem pokrywa jak uszczelniająca powłoka kładzie się na wszystkich typach struktur mezozoiku i paleozoiku, stwarzając dla całego południowego obszaru inne warunki poszukiwawcze niż na wale metakarpackim.

Dotychczasowa, skąpa jeszcze inwentaryzacja faktów wskazujących na możliwości poszukiwań w obrębie wału prowadzi przez eliminację do badania na nim możliwości występowania złóż bituminów w środkowym i dolnym pstrym piaskowcu jako serii, która:

a. Jest rozwinięta na dużych obszarach wału, zwłaszcza w otoczeniu Gór Świętokrzyskich (J. Czarnocki, 1938), z regionalnie występującym poziomem piaskowcowym w środkowej części, który znajduje się tu na osiągalnych głębokościach.

b. Nie została napotkana dotychczas w żadnej z omawianych struktur, gdy tymczasem inne, wyższe serie okazały się w nich płonne.

c. Jest najniższą serią w mezozoiku i przez to ma szanse najszerszego kontaktu z podłożem hercyńskim i cechsztyńskim oraz gromadzenia bituminów zarówno z horyzontów macierzystych, jak i bituminów migracyjnych z tych starszych serii, których bezpośrednie rozpoznanie jest utrudnione.

Katedra Geologii Złóż Ropy i Gazu

A. G.-H.

Nadesłano w marcu 1958 r.

PIŚMIENNICTWO

BUBNOFF S. (1930) — Geologie von Europa. 1, T. 1. Berlin.

BOHDANOWICZ K. (1936) — Geologia porównawcza. Sosnowiec.

CZARNOCKI J. (1938) — Arkusz Kielce. Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 100 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

- ŁUNIEWSKI A. (1947) — Z geologii okolic Radomska. Biul. Państw. Inst. Geol. 38. Warszawa.
- MICHAEL R. (1913) — Die Geologie des oberschlesischen Stein-Kohlenbezirkes. Abh. d. Preuss. Geol. L.-A. N. F. H. 71. Berlin.
- NOWAK J. (1927) — Zarys tektoniki Polski. Kraków.
- POŻARYSKI W. (1948) — Kreda i jura między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biul. Państw. Inst. Geol. 46. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1956) — Regionalna geologia Polski. Region Lubelski. Tektonika. T. II. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- POŻARYSKI W. (1957) — Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. Kwart. Geol. 1, str. 383—424. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. (1953) — Górny dogger i dolny malm jury krakowsko-częstochowskiej. Pr. Inst. Geol., b. nr, Warszawa.
- RUTKOWSKI F. (1928) — O budowie paleozoicznego grzbietu dębickiego. Spraw. Państw. Inst. Geol. 4. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1926) — Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomanu w bruździe północno-europejskiej. Spraw. Państw. Inst. Geol., 3, z. 1—3. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1929) — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczcu Łysogór. Spraw. Państw. Inst. Geol., 5, z. 1. Warszawa.
- STILLE H. (1929) — Die subvariszische Vortiefe. Z. Dtsch. Geol. Ges., 81, S. 339—354. Berlin.
- STRZETELSKI JANUSZ (1955) — Wyniki i interpretacja doświadczalnych badań geochemicznych. Pr. Inst. Naft. 40. Kraków.
- TOKARSKI A. (1955) — O tektonice nadkładu Zagłębia między Dułową i Sierszą. Acta Geol. Pol. 5. Warszawa.
- UBERNA J. (1955) — Jura i kreda środkowa okolic Gościeradowa. Prz. Geol. nr 9, str. 442—444. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1955) — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. Pr. Inst. Geol. 14. Warszawa.

Adam TOKARSKI

NOTES ON STRUCTURE TYPES IN THE META-CARPATHIAN ARCH

Summary

The polygenic structural zone of the Meta-Carpathian arch¹ in the W-E direction elevated area of the southern part of Central Poland (Fig. 1, 6) of Tertiary age, resembling E. Argand's "plis de fond"¹ — contains older forms too. These are:

¹ E. Argand, La tectonique de l'Aste. C.-R. XIII Congr. Géol. Inter., Liège, 1924, p. 171—329. fide K. Bohdanowicz, p. 28—30.

the W-E (with a slight northwestern declination) northern marginal zone of the Hercynian foldings (S. Bubnoff, 1930; H. Stille, 1929) and Old-Cimmerian elements with a similar trend (J. Znosko, 1935). Moreover, here also belong the following Laramian forms with a NW-SE trend which cut the arch with their southeastern parts: the fore Sudetic monocline, the Szczecin-Łódź-Miechów basin, the Mesozoic periphery of the Święty Krzyż Mountains (J. Czarnocki, 1938, W. Pożaryski, 1948, 1957; J. Samsonowicz, 1929) and the Lublin-Lwów syncline (H. Pożaryski, 1956).

The zone of this Ridge is characterized by a superposition and mutual reacting of palaeomorphological structures and forms of different age, placed at relatively moderate depths and thus within reach of drillings. This zone is also featured by primary sedimentary breaks in their Post-Hercynian cover. During the Permian, this zone was probably limited in the south the saline Zechstein sedimentation. The southern sharply defined boundary of the zone of the arch is formed by the northern margin of the Miocene mantle of the Carpathian foreland which, regionally, creates there different structural conditions.

Besides these common features which distinguish the arch zone, especially as far as exploratory drilling for bitumina is concerned, it furthermore is featured by its marked interior heterogeneity, clearly visible — *inter alia* — in its deeper sections.

In the core of the Cretaceous-Jurassic brachyanticline of Rachów (W. Pożaryski, 1948; J. Samsonowicz, 1926; J. Uberta, 1955), in the northeastern periphery of the Święty Krzyż Mountains, in one section (Fig. 2, 3), interpreted as to its Palaeozoic part on the basis of Prof. J. Samsonowicz's opinion two buried crests have been successively passed through down to the depth of 1496 m. Higher up it is a Post-Hercynian crest, covered by Jurassic sediments, lower down a presumably Post-Cambrian form, covered on its culminating part by the Devonian, probably the Upper Devonian. Moreover, here we observe a junction of the eastern facies of the Lower Carboniferous (mostly a detrital one, often regionally slightly metamorphosed) and probably of the Upper Devonian (Old Red), with tectonic elements of the Święty Krzyż arc. In the "Radomsko barrier" (A. Łuniewski, 1947; St. Pawłowski, 1953; J. Strzetelski, 1955), on the other hand, where even upon surface evidence (crossing of Hercynian structural axes with Laramian ones) the existence of a buried crest below the surface was to be expected, none has been found, in spite of piercing this section by two bore-holes of 2603.1 m. and 2132 m. depth (Fig. 3, 4). Here merely a structure was found divided into two stages, separated by plastic variegated Keuper clays; their upper part showed Laramian directions in the rigid Jurassic overburden, the lower part directions approaching the Hercynian, showing in the hard substratum formed by Muschelkalk (Fig. 5). Finally, at Gliny near Klucze (R. Michał, 1913; S. Z. Różycki, 1953; F. Rutkowski, 1928; A. Tokarski, 1955), a deep intersection uncovered on the surface the mutual relations between the Devonian core of a buried ridge a culmination on the buried Dębnik-Siewierz crest) and its Triassic-Jurassic mantle and its aureole (Fig. 6, 7).

The task of distinguishing and classifying the structural zone of the Meta-Carpathian arch should be, in the author's plans, a further step ahead towards putting in order exploration problems in Poland.