

EUGENIUSZ JAWOR

Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa

THE STRUCTURE OF THE DEEP SUBSTRATUM IN THE REGION EAST OF CRACOW

STRESZCZENIE: Najstarsze na rozpatrywanym obszarze utwory prekambru i starszego paleozoiku są silnie zaangażowane tektonicznie i uczestniczyły zapewne w ruchach assyntyjskich i kaledońskich. Na nich niezgodnie leżą udokumentowane osady dewonu i karbonu, które w wyniku faz bretońskiej i asturyjskiej uformowane zostały w szereg elementów strukturalnych o przebiegach ujętych w sigmoidę otwartą ku W. Środkowy odcinek sigmoidy o biegu NW-SE stanowił centrum oporowe, które wpływało w sposób zasadniczy na zasięg transgresji od W i E oraz na rozwój utworów począwszy od cechsztynu aż do tortonu włącznie. Transgresja senońska pokryła cały system struktur, a tektonika laramijska ujednoliciła budowę w ramach pochylonego monoklinalnie południowo-zachodniego skrzydła niecki niżniańskiej. Utwory miocenu utworzyły jednolitą pokrywę maskującą, a na skutek syndepozycyjnych ruchów mioceńskich omawiany obszar pochylony został ku S jako część Przedgórze Karpat. Jednocześnie nastąpiło intensywne odnowienie starych dyslokacji przedpérmskich, które już prawie zupełnie zamarły przed fazą laramijską.

WSTĘP

Praca niniejszą została wykonana w Katedrze Złóż Ropy i Gazu Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Inicjatywę jej podjęcia zawdzięczam Prof. dr Adamowi Tokarskiemu, w którego szerokich koncepcjach poszukiwawczych rozważane problemy znalazły nowoczesną interpretację.

Za możliwość stałej konfrontacji moich koncepcji roboczych oraz za zachęcenie ujęcia ich w formie przedstawionej pracy składam Prof. dr A. Tokarskiemu najserdeczniejsze podziękowanie.

Za wprowadzenie mnie w zagadnienia geologiczne badanego obszaru, jak również za współpracę w początkowym okresie badań, serdecz-

nie dziękuję mgr J. Stemulakowi — Dyrektorowi Poszukiwań Zjednoczenia Górnictwa Naftowego.

Panu dr inż. Józefowi Kruczkowi — Głównemu Geologowi Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Krakowie — dziękuję za współpracę przy tworzeniu programu poszukiwań na obszarze, w którym pracuję, oraz za dyskusje i konsultacje o węzłowych problemach tej pracy.

Koleździe mgr inż. Leopoldowi Michalusowi dziękuję za udostępnienie materiałów z wierceń eksploatacyjnych i za dyskusje nad problemami złożowymi.

Dziękuję również dr inż. Wacławowi Burzewskiemu za współpracę przy opracowywaniu wiążących się tematów oraz rozważenie szeregu zbieżnych problemów.

Za techniczne wykonanie załączników graficznych dziękuję Koleżance Janinie Maderskiej.

STREFA STRUKTUR PALEOZOICZNYCH

Koncepcje tektoniczne J. Nowaka (1927) oraz J. Nowaka i J. Zern-dta (1953), odnoszące się do przebiegu łuku hercyńskiego na północny wschód od górnośląskiej niecki karbońskiej, zostały rozwinięte w latach powojennych dzięki realizacji programu wglębnego rozpoznania budowy geologicznej peryferii Zagłębia. Lokalne opracowania materiałów z tego obszaru, dokonane przez F. Ekierta (1957), Z. Wenera (1956), S. Siedleckiego (1962), S. Cebulaka (1958), oraz wcześniejszy materiał syntetyczny J. Jarosza (1926), F. Rutkowskiego (1928, 1930), S. Siedleckiego (1954) uzupełniał systematycznie S. Bukowy (1956, 1957, 1958, 1961, 1964), stwarzając udokumentowany schemat struktur podłoża mezozoiku północno-wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego (fig. 1). Dalszy wschodni zarys przebiegu struktur odtworzony jest pracami geologiczno-poszukiwawczymi Przemysłu Naftowego, prowadzonymi w niecce ni-dziańskiej i na Przedgórzu Karpat. Dokumentacje o obecności utworów paleozoicznych na wschód od Krakowa przedstawili P. Karnkowski i E. Głowacki (1961), J. Stemulak i E. Jawor (1963), E. Jawor i J. Kruczek (1965), P. Karnkowski (1969), J. Kicuła i H. Żakowa (1966), P. Karnkowski i S. Oltuszyk (1968), J. Kruczek (1968), oraz R. Ney (1968). Przedłużanie się struktur pod nasunięcie karpackie zostało zasygnalizowane przez P. Karnkowskiego (1966a).

W skład strefy struktur paleozoicznych na wschód od Krakowa wchodzi utworów znane z wychodni obrzeżenia górnośląskiego zapadliska karbońskiego, głównie antykliny dębnickiej (Rutkowski 1928) i jej północnych odpowiedników w rejonie Klucz (Tokarski 1958a) oraz nielicznych punktów na północ od Siewierza. Nowe wiercenia poszukiwawcze

Instytutu Geologicznego w rejonie Olkusza i Zawiercia oraz Przemysłu Naftowego w obszarze Krakowa, Proszowic, Bochni i Tarnowa poszerzyły znajomość utworów paleozoicznych omawianego rejonu.

Przestrzenne ujęcie struktur, zróżnicowanych stratygraficznie utworów paleozoicznych, przedstawia mapa geologiczna podłoża mezozoicznego (fig. 2). Wykonano ją na podstawie schematu podłoża permu okolic Krakowa (Bukowy 1964) oraz materiałów przemysłu naftowego zestawionych przez autora. Charakterystycznym jest, że z porównania dwóch niezależnie wypracowanych koncepcji wynikło jednolite ujęcie problemu na mapie w skali 1 : 250 000, co uprawnia autora do potraktowania tej mapy jako tła do dalszych rozważań (fig. 2).

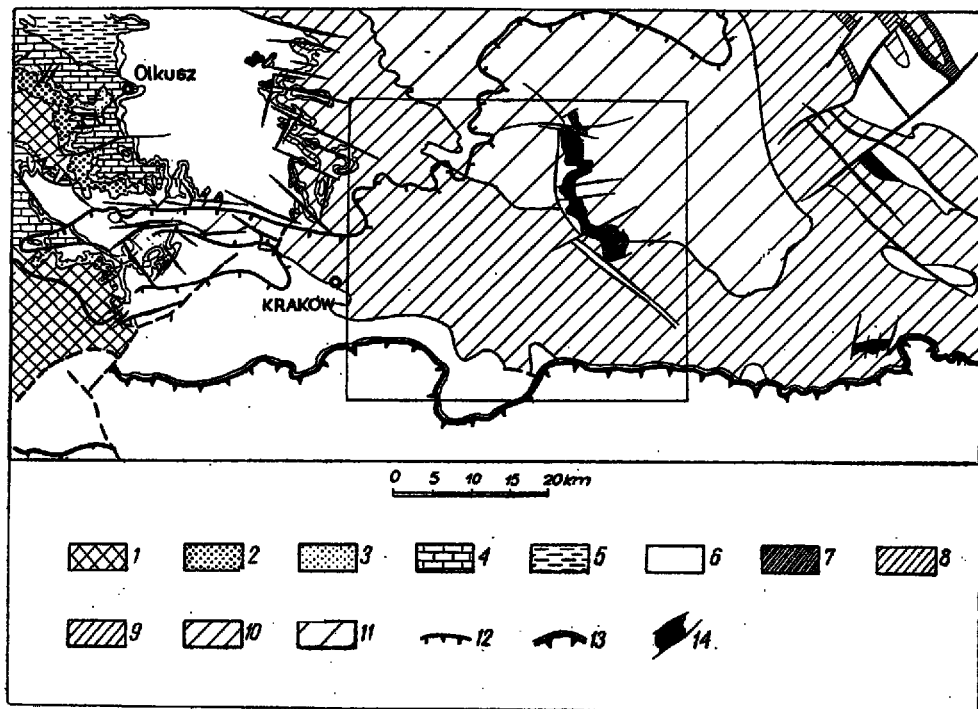


Fig. 1

Obszar badań na tle laramijskiej budowy (wycinek mapy strukturalno-geologicznej Polski wg J. Sokołowskiego uaktualnionej przez E. Jawora).

1 Zagłębie Górnośląskie, 2 perm, 3 pstry piaskowiec, 4 wapień muszlowy, 5 kajper, 6 jura, 7 kreda dolna (nierozdzielona), 8 alb górny — cenoman, turon; 9 koniak, santon; 10 kampan, 11 mastrycht, 12 linia zasięgu miocenu, 13 brzeg Karpat, 14 wypiętrzenie Puszczy

Investigated area on the background of the Laramide regional structure (a sector of the structural-geological map of Poland by J. Sokołowski modified by E. Jawor)

1 Upper Silesian Coal Basin, 2 Permian, 3 Bunter, 4 Muschelkalk, 5 Keuper, 6 Jurassic, 7 Lower Cretaceous (not subdivided), 8 Upper Albian — Cenomanian, Turonian; 9 Coniacian, Santonian; 10 Campanian, 11 Maestrichtian, 12 range of the Miocene, 13 Carpathian margin, 14 Puszca zone

Utwory poddewońskie i ich niezgodność z nadkładem

W szeregu głębokich otworów (fig. 2):

| | |
|----------------------|---------------------------|
| Puszcza 2 (189,5) | 634,5—1011,5 ¹ |
| Puszcza 3 (195) | 943,0—981 |
| Mikluszowice 1 (197) | 958,5—1007,7 |
| Rzezawa 1 (225) | 1308,0—1609,5 |
| Niepołomice 11 (195) | 1035,0—1785 |
| Niepołomice 3 (192) | 1020,0—1039,5 |
| Wyciąże 1. (193) | 1712,0—1807 |
| Wyciąże 4 (192) | 1565,0—1658 |
| Wyciąże 5 (218) | 632,0—1011 |
| Łuczyce 1 (200) | 252,0—368,5 |

na podanych głębokościach nawiercone zostały sphyllityzowane łupki barwy wiśniowej, zielonej, fioletowej i pstrej, warstwowane wstęgowo z bogatą siecią spękań wypełnionych niekiedy kalcytem. Wśród łupków występują cienkie przeławicenia piaskowców krzemionkowych i kwarcytów barwy stalowoszarej. W żadnym z wymienionych otworów seria ta nie została przewiercona, co uniemożliwia ustalenie jej miąższości. Maksymalna nadwiercona miąższość w otworze Wyciąże 5 wynosi 379 m.

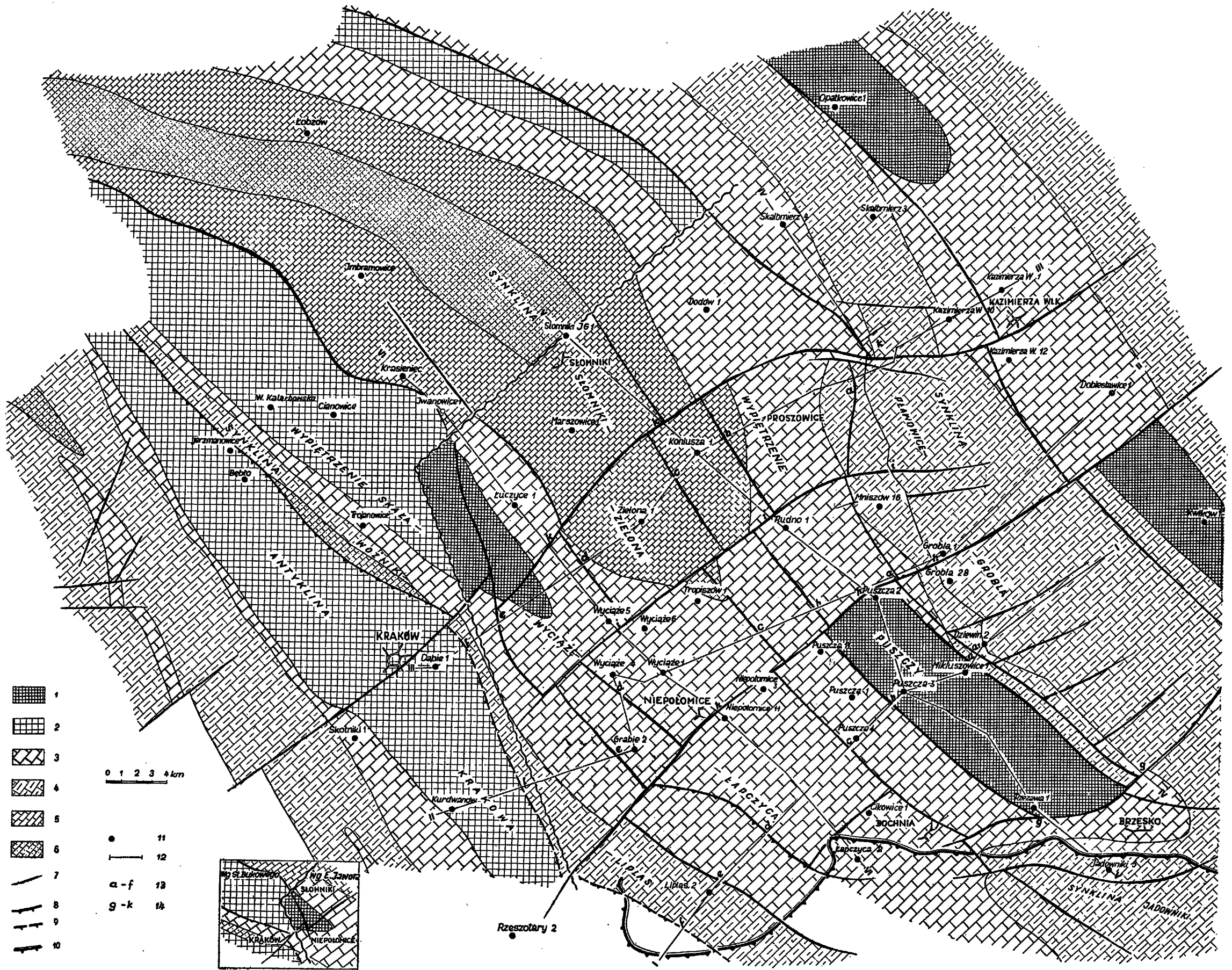
W wierceniach Mikluszowice 1 na głębokości 936—958 m, Wyciąże 1 na głęb. 1702—1712 m oraz Wyciąże 4 na głęb. 1532—1565 m bezpośrednio na sphyllityzowanych łupkach stwierdzono występowanie zlepieńców szarogłazowych. W profilach wierceń Wyciąże 1 i 4 zaobserwowano wśród zlepieńców także tufity.

Identyczne zlepieńce szarogłazowe napotkane zostały w profilu otworu Łapczyca 2 (224) na głębokości 1571—1699,6 m. Nie zostały one jednak tutaj przewiercone i ich stosunek do podłoża jest nieznany.

Sphyllityzowane łupki z rejonu Puszczy, Wyciąży i Łapczycy wykazują analogie litologiczne z serią starszego paleozoiku wyróżnioną przez S. Bukowego (1964) w wierceniach Bębło, Chrzastowice i Jerzmanowice, oraz S. Siedleckiego (1962) w wierceniach Mrzygłód, a zaliczoną przez tych autorów na podstawie słabo zachowanej fauny graptolitów do górnego syluru. Analogiczne utwory stwierdzone zostały również wierczeniami Dąbie i Batowice pod utworami jury, a S. Z. Różycki (1953) skłonny był uznać je także za sylur.

Opierając się na powyższym można przyjąć przez analogię, że sphyllityzowane łupki są również wieku sylurskiego, a nadległe zlepieńce szarogłazowe należałoby zaliczyć do wyższego syluru górnego — ludlowu (?), jak to czynią K. Łydko, S. Siedlecki i H. Tomczyk (1963). Należy jednak podkreślić, że sphyllityzowane łupki makroskopowo nie różnią się

¹ Wszystkie głębokości podane są w metrach poniżej poziomu morza, a w pierwszym cytowaniu otworu podana jest w nawiasie wysokość nad poziomem morza.



Mapa powierzchni paleozoicznej struktur podkrakowskich

1 prekambryjny + starszy paleozoik, 2 starszy paleozoik + sylur, 3 devon, 4 karbon dolny — węglanowy, 5 karbon dolny — flyszowy, 6 karbon górny, 7 dyslokacje, 8 nasunięcia stwierdzone, 9 nasunięcia przypuszczalne, 10 brzeg Karpat, 11 otwory wiertnicze, 12 linie przekrojów geologicznych, 13 oznaczenia dyslokacji podłużnych, 14 oznaczenia dyslokacji poprzecznych

Map of the Paleozoic surface of the near-to-Kraków structures

1 Precambrian + Early Paleozoic, 2 Early Paleozoic + Silurian, 3 Devonian, 4 carbonate Lower Carboniferous, 5 flysch Lower Carboniferous, 6 Upper Carboniferous, 7 dislocations, 8 observed overthrusts, 9 hypothetical overthrusts, 10 Carpathian margin, 11 boreholes, 12 lines of geological sections, 13 longitudinal dislocations, 14 transversal dislocations

od fyllitów prekambryjskich centralnego wysadu Przedgórze Karpat (Samsonowicz 1955), występujących bardziej ku wschodowi pod utworami ordowiku i ewentualnie kambru.

Omawiane łupki i zlepieńce nawiercone zostały wszędzie w niezgodności kątovej pod piaskowcowo-mułowcową serią dolnego dewonu. W zlepieńcach upady wynoszą 30—65°, natomiast utwory dolnego dewonu posiadają upady 15—20°.

W pracy niniejszej zatem, z uwagi na brak dokumentacji paleontologicznej, rozpatrywaną serię wyodrębniono jako starszy paleozoik + prekambry i w takim ujęciu przedstawiono na mapie struktur paleozoicznych (fig. 2) oraz na przekrojach geologicznych.

Obecny etap rozpoznania geologicznego nie pozwala jeszcze na pewne prześledzenie struktur kaledońskich oraz na ich bliższe scharakteryzowanie. Stwierdzić jednak można, że opisane utwory są mocno zaangażowane tektonicznie, o czym świadczą upady warstw w otworach Puszcza 2 i 3, Mikłuszowice 1, Wyciąże 1, 4 i 5 oraz Łuczyce 1 wynoszące 60—80°, a w szeregu innych profilach warstwy te ustawione są prawie pionowo.

Dowodem jednak obecności fałdowań kaledońskich na tym obszarze, poza silnym zaburzeniem łupków fyllitowych, są również nadległe zlepieńce szarogłazowe, które należy uznać za osad typowo diastroficzny. Ponadto na sfałdowanym i zniwelowanym kaledońskim piętrze strukturalnym leżą niezgodnie utwory piętra waryscyjskiego, przy czym utwory dewońskie tworzą ciągłą pokrywę wglębną, a karbońskie wypełniają synkliny.

Jednolita pokrywa dewońska

Na utworach starszego paleozoiku w niezgodności kątovej leży kilkadziesiąt metrów osadów mułowcowo-piaskowcowych przykrytych kompleksem skał węglanowych, których miąższość przekracza 1600 m. Utwory te, na podstawie danych paleontologicznych oraz cech litologicznych, rozbite zostały na kilka kompleksów i zaliczone do dewonu (fig. 3). Profil utworów dewonu przewiercono w otworach na głębokości:

| | |
|-------------------|--------------|
| Wyciąże 1 | 589,5—1702 m |
| Wyciąże 4 | 478,0—1532 |
| Wyciąże 5 | 532,0— 607 |
| Niepołomice 9 | 532,0—1620 |
| Niepołomice 11 | 690,0—1686 |
| Łapczyca 2 | 1252,0—1571 |
| Łuczyce 1 | 165,0— 252 |
| Racławice 2 (260) | 970,0—1215 |

zaś tylko nawiercono otworami na głębokości:

| | |
|----------------------------|---------------|
| Wyciąże 6 (204) | 562,5—1604 m |
| Grabie 2 (202) | 861,0—1000 |
| Puszcza 1 (201) | 704,0—1001 |
| Puszcza 4 (211) | 844,0—965,4 |
| Grobla 28 (182,5) | 1477,5—2822,5 |
| Tropiszów 1 (202) | 544,0—1730,3 |
| Dobiesławice 1 (179) | 1786,0—2322 |
| Kazimierza Wielka 1 (200) | 1230,0—2190 |
| Kazimierza Wielka 10 (215) | 1067,0—1313 |
| Skalbmierz 3 (220) | 1819,0—2324,4 |
| Skalbmierz 4 (275) | 839,8—1227 |
| Mniszów 16 (225) | 1185,0—2327 |
| Rudno 1 (225) | 530,0—693 |

Z uzyskanego materiału rdzeniowego i pomiarów geofizycznych wynika, że profil utworów dewonu na całym obszarze jest identyczny, co dowodzi o wyrównanych warunkach sedymentacyjnych w zbiorniku dewońskim.

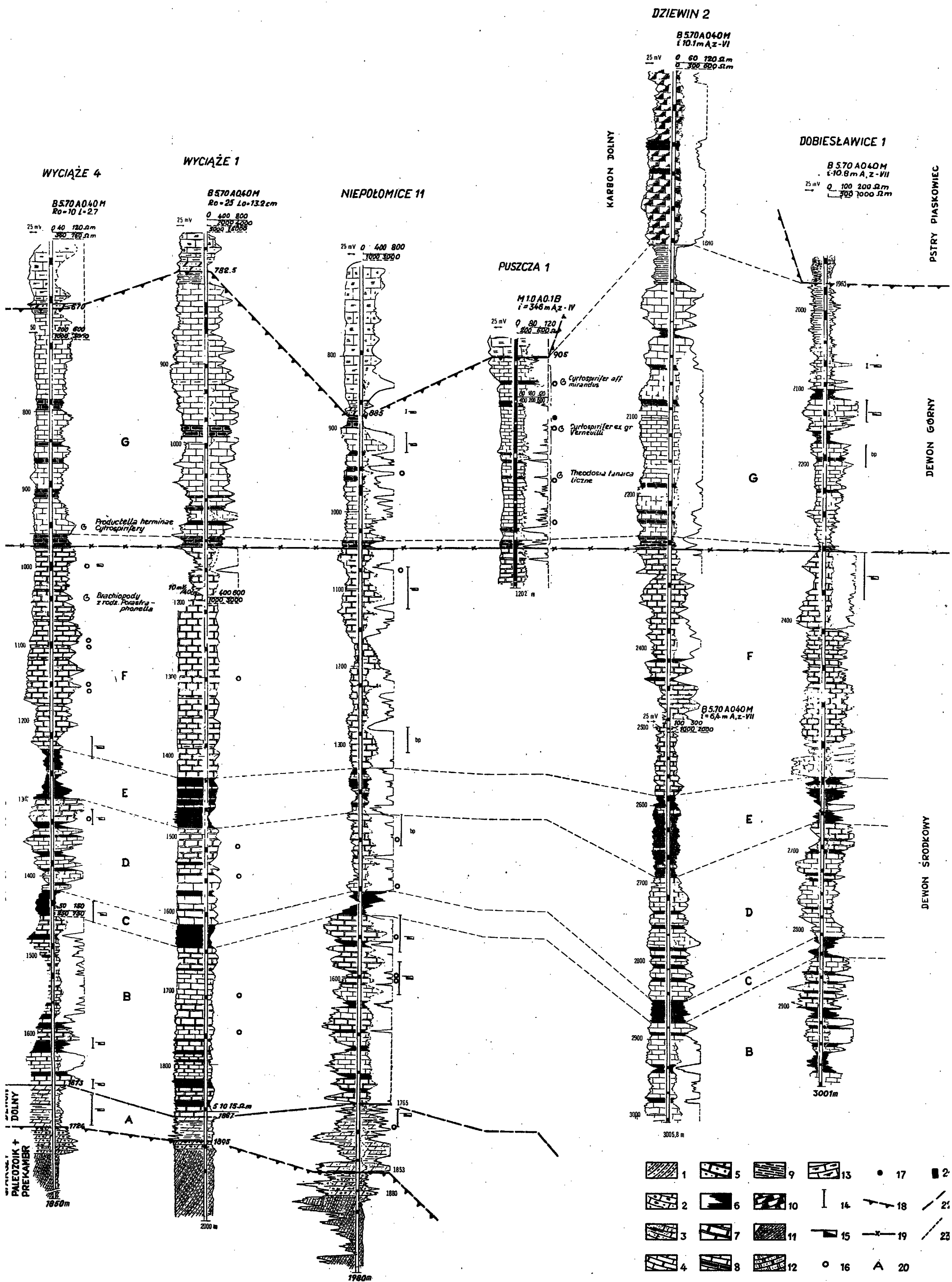
Kompleks A

Utwory dewonu rozpoczynają leżące w niezgodności kątowej (na zlepieńcach szarogłazowych, względnie bezpośrednio na sflylityzowanych łupkach) osady piaskowcowo-mułowcowo-łupkowe, miejscami dolomityczne, barwy szarej, szarozielonawej, względnie brunatnej, przeważnie o przekątnym uwarstwieniu. Na płaszczyznach uławiczeń występują liczne blaszki muskowitu oraz rzadkie zwęglenia. Mułowce i łupki posiadają w wielu miejscach teksturę skorupową. W stropowej części tych utworów, w otworze Wyciąże 6, stwierdzono występowanie piaskowców „pseudoskolitusowych”. Utwory te nie są udokumentowane paleontologicznie, a jedynie szczątki w postaci odcisków łusek ryb znalazł A. Tokarski (informacja ustna) w profilu wiercenia Wyciąże 4. Z podobnego typu utworów w profilu Niwisk A. Tokarski (1962) podaje łuski i tarcze ryb pancernych, w tym łuskę *Asterolepis* sp. i ichtiodorulity *Machaeracanthus*, a ponadto cytuje także florę sporomorfową.

Analogicznie wykształcone utwory w Górach Świętokrzyskich zaliczone zostały do dewonu dolnego — emsu (Czarnocki 1948) i można przyjąć, że wyępujące na omawianym obszarze są tego samego wieku. Maksymalną miąższość (88 m) utworów mułowcowo-piaskowcowych dewonu dolnego stwierdzono w profilu otworu Niepołomice 11.

Kompleks B

Leżące wyżej utwory węglanowe zaliczone do środkowego dewonu rozpoczyna u dołu pakiet wapieni dolomitycznych, ciemnoszarych, przeławiconych wapieniami marglistymi i dolomitycznymi marglami barwy



Korelacja elektro-stratygraficzna utworów dewonu

prekambryjski + starszy paleozoik — fyllity, 2 starszy paleozoik — zlepienie szarogłazowe, 3 dewon dolny — piaskowce i mułowce, 4 dewon środkowy — wapienie i dolomity, 5 dewon środkowy — dolomity ziarniste, 6 dewon środkowy — margle, 7 dewon środkowy — dolomity, 8 dewon górny — wapienie z wkładkami marglistymi, 9 dewon górny — łowce i margle, 10 karbon dolny — wapienie, 11 pstry piaskowiec — piaskowce i łożyska, 12 jura (dogger) — piaskowce, 13 jura (malm) — wapienie skaliste, 14 interwały perforowane, 15 solanka (bp brak przyływu), 16 zapach bitumiczny w rdzeniach, 17 ślady ropy w rdzeniach, 18 nieciągłości stratygraficzne, 19 poziom korelacyjny dewonu, 20 oznaczenia poszczególnych kompleksów dewonu, 21 odcinki rdzeniowane, 22 granice pięter, 23 granice poziomów korelacyjnych

Electro-stratigraphic correlation of the Devonian deposits

Precambrian + Early Paleozoic — phyllites, 2 Early Paleozoic — greywacke conglomerates, 3 Lower Devonian — sandstones and mudstones, 4 Middle Devonian — limestones and dolomites, 5 Middle Devonian — granular dolomites, 6 Middle Devonian — marls, 7 Middle Devonian — dolomites, 8 Upper Devonian — limestones intercalated by marls, 9 Upper Devonian — claystones and marls, 10 Lower Carboniferous — limestones, 11 Bunter sandstones and clayshales, 12 Jurassic (Dogger) — sandstones, 13 Jurassic (Malm) — hard limestones, 14 perforated intervals, 15 salt water (bp lack of inflow), 16 bituminous smell in cores, 17 traces of oil in cores, 18 stratigraphic discontinuities, 19 correlation horizon of the Devonian, 20 particular Devonian complexes, 21 cored sectors, 22 stage boundaries, 23 boundaries of correlation horizons

czarnej lub brunatnej. W dolnej części występuje ławica ciemnobrunatnych kawernistych dolomitów z amfiporami. Na wykresach profilowania elektrycznego dolomity i wapienie dolomityczne charakteryzują się wysoką opornością właściwą, a przeławiczenia margliste natomiast niską i dają się wyraźnie wydzielić. Miąższość kompleksu wynosi około 250 m.

Kompleks C

Seria węglanowa rozdzielona jest od wyżej leżącego wysokooporowego pakietu ławicą margli miąższości 30—40 m, charakteryzujących się niskimi oporami właściwymi. Z uwagi na ich pozycję litostratygraficzną ujęte one zostają w odrębny kompleks.

Kompleks D

Nad marglami leżą dolomity i wapienie dolomityczne barwy ciemnobrunatnej i czerwonej, z przeławiczeniami czarnych margli i wapieni marglistych. W stropowej części występuje ławica ziarnistych, kawernistych dolomitów bitumicznych barwy szarobrunatnej. Utwory te charakteryzują się wysoką opornością właściwą szczególnie w partii stropowej. Miąższość kompleksu waha się od 100 m (otwór Niepołomice 11) do 150 m (otwory Dziewin 2 i Dobiesławice 1).

Kompleks E

Utwory opisane wyżej przykryte są marglami i wapieniami marglistymi ciemnobrunatnymi i czarnymi z przeławiczeniami wapieni. Wzrost tych ostatnich zaznacza się szczególnie w otworze Niepołomice 11, a pomiary geofizyczne w tym otworze rejestrują podwyższoną oporność właściwą. W pozostałych otworach, gdzie zaznacza się przewaga margli, omawiana seria charakteryzuje się niską opornością właściwą. Miąższość całości jest różna, od 55 do 100 m.

Kompleks F

Marglisty kompleks E pokrywa seria bitumicznych wapieni dolomitycznych i dolomitów amfiporowych barwy ciemnobrunatnej i czarnej, miejscami o lekkim zabarwieniu czerwonym. Wśród drobnokrystalicznych i ziarnistych dolomitów występują ławice dolomitów kawernistych. Utwory tego pakietu warstw w otworze Dziewin 2 cechuje znaczny wzrost materiału ilowcowego, szczególnie w niższych częściach. Wyrażone to jest spadkiem oporności właściwej na wykresach profilowania elektrycznego. W całej serii, której miąższość waha się od 280 do 310 m, występują masowo amfipory.

Utwory tego kompleksu wykazują analogiczne cechy litologiczne ze znanymi profilami środkowego dewonu antykliny dębnickiej (Siedlecki 1954) i Gór Świętokrzyskich (Czarnocki 1948). Analogiczne profile, udokumentowane faunistycznie jako środkowodewońskie, dla północnej części omawianego obszaru przytaczają J. Kicuła i H. Żakowa (1966), a H. Łobanowski (informacja pisemna) w profilu Wyciąże 4 oznaczył brachiopody z rodzaju *Parastrophonella*, który jest typowym dla utworów środkowego dewonu Europy. Kompleks ten na wykresach profilowania elektrycznego charakteryzuje się wysoką opornością właściwą.

Kompleks G

Tworzą go wapienie drobnokrystaliczne jasnoszare i szaroróżowe przechodzące ku górze w wapienie czerwone, miejscami pstre, z przeławieniami margli popielato- i ciemnoszarych. W stropowej części występuje ławica margli stwierdzona w profilach otworów Dziewin 2, Dobieszawice 2 i Wyciąże 1. Kompleks ten na omawianym obszarze zamyka profil dewonu. Jego miąższość jest różna. Maksymalną — 400 m stwierdzono w profilu otworu Dziewin 2, gdzie przykrywają go utwory dolnego karbonu. W pozostałych profilach miąższości są znacznie mniejsze, gdyż utwory dewonu podlegały dłuższym procesom erozji i przykryte są osadami permo-triasu względnie jury.

W kompleksie G w profilu wiercenia Puszcza 1, na głębokości 935,5—939,9 m (32 m od stropu), stwierdzono występowanie *Cyrtospirifer* aff. *mirandus* Golleina² — formy wskazującej na dolny famen; na głębokości 991,5—996,1 m *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuilli* Murch. — charakterystycznej dla górnego franu i famenu; na głębokości 1044,3—1062,8 m liczne okazy *Theodosia tanaica* Naliv. — przewodniej dla środkowego franu, a na głębokości 1196 m — masowe występowanie amfipor charakterystycznych już dla środkowego dewonu. Cytowane gatunki dowodzą, że otworem Puszcza 1 przebito osady górnego dewonu (fran-famen), a wiercenie zakończono w stropowej części osadów środkowego dewonu.

W otworze Wyciąże 4, na głębokości 942,5—949 m (ok. 270 m od stropu), H. Łobanowski (informacja pisemna) oznaczył *Productella herminae* Frech — gatunek przewodni dla franu i famenu, a ponadto stwierdził występowanie słabo zachowanych okazów z rodzaju *Cyrtospirifer*.

Na podstawie przytoczonych gatunków można przyjąć, że utwory leżące nad bitumicznymi czarnymi dolomitami należą do górnego dewonu, a występujące pod nimi dolomity i wapienie dolomityczne z amfiporami reprezentują środkowy dewon i być może najniższą część górnego dewonu.

² Cytowane formy oznaczone zostały przez S. Czarnieckiego (1962b).

Utwory karbońskie w synklinach

Na węglanowych utworach górnego dewonu leżą osady dolnego karbonu. Na obszarze Grobli, Jadownik i Liplasu istnieje prawdopodobnie kontynuacja sedymentacji węglanowej, podczas gdy na obszarze Słomnik i Zielonej karbon wykształcony jest w facji piaskowcowo-mułowcowo-węglanowej (fig. 4).

Węglanowy profil karbonu przewiercono tylko trzema otworami na głębokości:

| | |
|-------------------|-----------------|
| Dziewin 2 (187,7) | 1015,3—1692,3 m |
| Grobła 28 | 938,5—1477,5 |
| Mniszów 16 | 932,0—1185 |

a nadwiercono otworami na głębokości:

| | |
|-------------------|-----------------|
| Grobła 1 (198) | 1063,4—1156,3 m |
| Jadowniki 5 (235) | 2522,0—2922,8 |
| Liplas 2 (239) | 2253,2—2704,9 |

Uzyskane osady wykształcone są głównie jako ciemnoszaré, beżowe i szaroróżowe pelityczne wapienie, często dolomityczne, z przewarstwieniami margli i łupków marglistych ciemnoszarych, czarnych i szarzielonych. Wśród przewarstwień występują również wkładki łupków mułowcowych. Na płaszczyznach uławiczeń, szczególnie w utworach mułowcowych, występują liczne zwęglenia szczątków roślinnych. Wśród wapieni stwierdzono także ławice wapieni bitumicznych.

W stropowej części osadów łupkowo-wapiennych w otworze Liplas 2 A. Tokarski (informacja pisemna) znalazł formę *Productus semireticulatus* (Martini), która reprezentuje górny wizen. S. Czarniecki (1962a) z tego samego otworu oznaczył na głębokości 2500 m *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), a na głębokości 2491,9—2505 m *Posidonia becheri* (Bronn). Obie formy wskazują także na górny wizen.

Węglanowe utwory dolnego karbonu uzyskane w profilu Liplasu w porównaniu z osadami dolnego karbonu, nawierconymi w otworach Jadowniki 5, Dziewin 2, Grobła 1, Grobła 28 i Mniszów 16, cechuje większy wzrost zapiaszczenia. Osady są bardziej mułowcowe i zbliżone do facji kulmowej.

Na obszarze Jadownik i Grobli dolny karbon rozwinięty jest w facji wapienia węglowego i charakteryzuje się głównie obecnością fauny ramiionogów, a w Liplasie natomiast — w facji pośredniej między wapieniem węglowym a kulumem. Nie jest wykluczone, że obszar Liplasu w górnym wizenie łączył się ze strefą sedymentacji podobnie wykształconych osadów dolnego karbonu w rejonie Zielona-Marszowice-Słomniki.

Brak pełnego materiału rdzeniowego z kontaktu dewonu i karbonu na obszarze Jadowniki-Grobła-Skalbmierz uniemożliwia określenie wzajemnego stosunku utworów węglanowych górnego dewonu do dolnego

karbonu. Bardzo zbliżony obraz profilowania elektrycznego wskazuje na podobieństwo litologiczne, z czego można wnioskować, że między tymi osadami istnieje ciągłość sedimentacji, na co zwraca uwagę również H. Zakowa (1963). W tej sytuacji postawienie granicy pomiędzy dewonem i karbonem bez dowodów faunistycznych jest bardzo trudne i praktycznie niemożliwe. W interpretacjach pomiarów elektrycznych przyjmuje się ją w miejscu zwiększania się ku górze przeławień marglisto-lupkowych i lupkowo-mułowcowych w węglanowym profilu górnego dewonu i dolnego karbonu.

W profilu Słomnik, gdzie nawiercono utwory karbonu w facji piaszkowo-mułowcowo-węglanowej, leżące niezgodnie na utworach węglanowych dewonu, S. Bukowy (1964) wydziela poczynając od dołu trzy następujące serie litostratygraficzne:

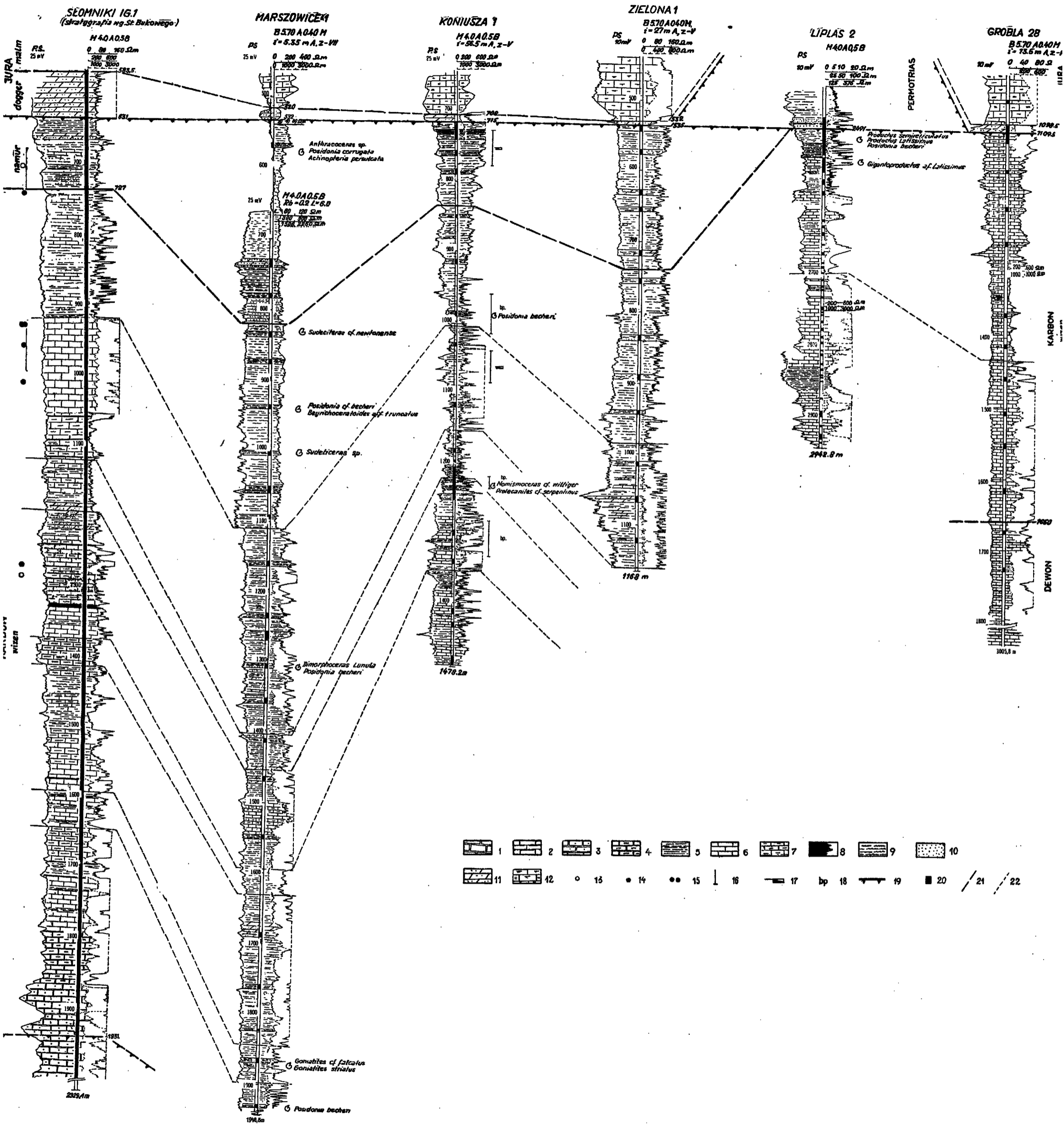
1. Seria składająca się z ciemnoszarych wapieni i margli, czarnych ilowców i mułowców ze zlepieńcami w spagu, o miąższości 103 m, którą uznaje jako należącą prawdopodobnie do wizenu środkowego.

2. Seria czarnych i ciemnoszarych ilowców, miejscami brunatnych, na przemian z marglami i mułowcami, o miąższości 863,5 m. Wśród tych utworów występują cienkopłytowe drobnokrystaliczne bądź peltyczne wapienie oraz wapienie detrytyczno-zoogeniczne z cienkimi wkładkami rogowców. W stropowej części występują mułowce i piaskowce ze śladami ropy naftowej. W całej serii występuje bogaty detrytus roślinny. Osady te, udokumentowane faunistycznie przez K. Bojkowskiego (1962), który między innymi oznaczył *Posidonia* aff. *wapanuckensis* (Girty) i *Posidonia becheri* (Bronn), zaliczone zostały do wizenu górnego.

3. Seria czarnych ilowców i mułowców z ławicami jasnoszarych, zielonoszarych i czarnych drobnoziarnistych piaszczowców, o miąższości 89 m. Utwory te zaliczone do namuru A kończą profil karbonu w tym otworze.

Bardzo zbliżony profil osadów karbońskich nawiercono w otworach Zielona 1 (246) na głębokości 289—922 m, Koniusza 1 (308) na głębokości 407,0—1170,2 m i Marszowice 1 (250) na głębokości 282—1698,8 m, a wykresy profilowania elektrycznego tych wierceń dają się łatwo skorelować z danymi karotażowymi karbonu w profilu Słomnik (fig. 4).

W każdym z wymienionych profili utwory karbonu nie zostały przebite i nieznanym jest ich stosunek do podłoża. Z przeprowadzonej korelacji karotażowej i oznaczeń fauny wykonanych przez K. Korejwo i L. Tellera (1968) wynika, że wszystkie te otwory w górnej części przebiły osady namuru, a następnie górnego wizenu, przy czym granica pomiędzy tymi piętrami została ustalona wyłącznie w oparciu o pomiary geofizyki wiertniczej. Przewiercone utwory wizenu wykształcone są jako ciemnoszare mułowce z przeławieniami czarnych ilowców oraz piaszczowców mikowych drobno- i średnioziarnistych, z bardzo bogatym detrytusem roślinnym. W otworze Koniusza 1, w dolnej części profilu wśród czarnych ilowców, występują przeławienia wapieni szarych drobnokrystalicznych, podobnie jak w otworze Słomniki 1. W profilu otworu Marszowice 1, z osadów zaliczonych do górnego wizenu K. Korejwo i L. Tel-



Korelacja elektro-stratygraficzna utworów karbonu

Devonian: 1 dolomity, 2 wapienie. Karbon: 3 dolomity, 4 dolomity margliste, 5 łowce, 6 wapienie, 7 wapienie margliste, 8 margle, 9 mułowce, 10 piaskowce. Jura: 11 (dogger) piaskowce, 12 (malm) wapienie margliste. apach bitumiczny w rdzeniach, 14 ślady ropy w rdzeniach, 15 ślady płynnej ropy w rdzeniach, 16 interwały perforowane, 17 solanka, 18 brak przyływu, 19 granica nieciągłości, 20 odcinki rdzeniowane, 21 granica między piętrami, 22 granice poziomów korelacyjnych

Electro-stratigraphic correlation of Carboniferous deposits

Devonian: 1 dolomites, 2 limestones. Carboniferous: 3 dolomites, 4 marly dolomites, 5 claystones, 6 limestones, 7 marly limestones, 8 marls, 9 mudstones, 10 sandstones. Jurassic: 11 (Dogger) sandstones, 12 (Malm) marly limestones, 13 bituminous smell in cores, 14 traces of oil in cores, 15 traces of liquid oil in cores, 16 perforated intervals, 17 salt water, 18 lack of inflow, 19 boundary of discontinuity, 20 cored sectors, 21 stage boundaries, 22 boundaries of correlation horizons.

ler (1968) podają między innymi następujące formy: *Sudeticeras* cf. *newtonense* (Moore), *Beyrichoceratoides* aff. *truncatus* (Phill.), *Sudeticeras* sp., *Dimorphoceras lunula* (Knopp), *Goniatites* cf. *falcatus* (Roem.), *Goniatites striatus* (Sow.), *Posidonia* cf. *becheri* (Bronn). Podobne formy, znacznie jednak rzadsze, autorzy ci stwierdzili także w profilu wizeny Koniuszy 1.

Utwory namuru, poza profilem Słomniki 1, zostały faunistycznie udokumentowane także w otworze Marszowice 1. K. Korejwo i L. Teller (1968) oznaczyli tu kilka okazów goniatyta z rodzaju *Anthracoceras*. Dla profili otworów Koniusza 1 i Zielona 1 brak jest dokumentacji faunistycznej, potwierdzającej występowanie górnego karbonu; jego obecność przyjęto jedynie w oparciu o pomiary geofizyczne. Litologicznie profil namuru w tych otworach wykształcony jest w postaci ciemnoszarych i czarnych iłowców i mułowców oraz drobnoziarnistych piaskowców szarych i szarozielonawych. Upady warstw wynoszą od 20° do 30°.

Z korelacji karotażowej wynika (fig. 4), że maksymalną miąższość utworów namuru uzyskano w otworze Marszowice 1, nieco mniejszą w otworze Zielona 1, a znacznie bardziej zredukowane miąższości zostały stwierdzone w profilach Koniusza 1 i Słomniki 1.

Facjalne zróżnicowanie utworów dolnego karbonu jest zapewne odzwierciedleniem fazy bretońskiej orogenezy waryscyjskiej. W obrębie profilu scharakteryzowanych osadów karbońskich wydzielić można trzy strefy sedymentacji (Bojkowski & Bukowy 1966):

1. Lipłas-Woźniki — o przewadze utworów łupkowo-węglanowych i szarogłazowych,
2. Słomniki-Wolbrom — o dominacji utworów fliszowych i niezgodnym ich ułożeniu na dewonie,
3. Skalbierz-Grobla-Jadowniki, gdzie rozwinięte są głównie ciemne wapień i margle, w facji wapienia węglowego.

Rozpoznane w ostatniej strefie osady karbońskie J. Kicuła i H. Zakowa (1966) zaliczają do górnego turneju i środkowego wizeny. Utwory tej strefy swym wykształceniem zbliżone są do obszaru dębnicko-siewierskiego, na którym sedymentację typu wapienia węglowego J. Nowak i J. Zerndt (1935) wiązali z bardziej stabilną strefą podłoża. Nie jest zatem wykluczone, że podłoże antykliny dębnickiej, a zapewne także wypiętrzenie Zarki-Puszcza odegrały rolę usztywnionych mas dla syntektonicznej sedymentacji fliszu wapiennego w basenach Słomnik i Woźniki-Lipłas, występujących pośrodku.

Zróżnicowane serie karbońskie kończą sedymentację utworów przedpermjskiego piętra strukturalnego. W fałdowaniach waryscyjskich uczestniczyły utwory dewonu i dolnego karbonu, a powstałe szerokie fałdy, porożrywane podłużnymi uskokami w osobne nieciągłe strefy strukturalne, przebudowane zostały w młodszych fazach orogenicznych.

SIGMOIDALNE USZEREGOWANIE OSI STRUKTUR

Na podstawie dotychczasowych danych w poprzecznym przekroju utworów paleozoicznych obszaru krakowskiego, położonego na północny wschód od śląskiej niecki węglowej, wyróżnić można od południowego zachodu (fig. 2) dziewięć głównych elementów strukturalnych. Są to:

1. Antyklina Dębника,
2. Synklina Bolesławia,
3. Antyklina Krakowa,
4. Synklina Woźniki-Liplas,
5. Antyklina Skała-Wyciąże-Łapczyca,
6. Synklina Słomniki-Zielona-Jadowniki,
7. Wypiętrzenie Wierbki (Żarki) — Puszcza-Brzesko,
8. Synklina Skalbmierz-Pławowice-Grobla,
9. Wypiętrzenie Opatkowice-Kazimierza Wielka-Dobiesławice-Kwików.

Z wymienionych elementów dwa pierwsze zostały przyjęte za S. Bukowym (1964). Dalszych siedem wydziela autor niniejszego opracowania z tym, że do wypiętrzenia Wierbki-Żarki-Puszcza-Brzesko stanowią one południowo-wschodnią kontynuację elementów wyznaczonych na północnym zachodzie przez S. Bukowego (1964). Synklina Skalbmierz-Pławowice-Grobla natomiast i wypiętrzenie Opatkowice-Kazimierza Wielka-Dobiesławice-Kwików nie mają jeszcze swych odpowiedników północno-zachodnich. Wszystkie elementy strukturalne zostały prześledzone dzięki pracom wiertniczym i geofizycznym związanym z podstawowymi badaniami wgłębnyimi i z poszukiwaniami złóż bituminów. Dla obszaru krakowskiego odnośne prace zostały wykonane głównie przez krakowskie jednostki przemysłu naftowego.

Dalej w kierunku północno-wschodnim stwierdzone zostały również wierceniami następane elementy strukturalne, które łączą obszar Krakowa z obszarem świętokrzyskim, na co zwrócili już uwagę J. Czarnocki i C. Kuźniar (1922), J. Czarnocki (1948), S. Kwiatkowski (1959) i S. Siedlecki (1954). Te jednakże nie są w tej pracy uwzględnione.

Najdalej na zachód położonym elementem, sąsiadującym bezpośrednio z omawianym obszarem, jest antyklina Krakowa wyznaczona podjurajskimi wychodniami intensywnie sfałdowanych łupków oraz szarogłazów sylurskich, stwierdzonych w profilach Bębła i Chrzastowic (Bukowy 1964) oraz Dąbia (Różycki 1953).

Antyklinę Krakowa w przedłużeniu południowym, jak wskazują na to anomalie grawimetryczne, można wiązać z wyniesieniem stwierdzonym wierceniem w Kurdwanowie (Kuźniar & Żelechowski 1927) i Rzeszotarach (Burtan 1962). Utwory sylurskie przykryte są od zachodu osadami dewonu, które wypełniają synklinę Bolesławia oraz tworzą na południowy zachód od niej antyklinę Dębника (Jarosz 1926, Rutkowski

1928). Od północnego wschodu antyklina Krakowa obcięta jest natomiast uskokiem o charakterze nasunięcia, którego płaszczyzna zapada ku SW. Oddziela ono antyklinę Krakowa od synkliny Woźnik.

Nasunięcie to, przedstawione od wysokości Krakowa za S. Bukowym (1964), przedłuża się, zdaniem autora, prawdopodobnie ku SW dochodząc do rejonu Liplasu i dalej znika pod Karpatami. Wnioskować to można na podstawie prac sejsmicznych. Jego przypuszczalny przebieg zaznaczono na mapie geologicznej podłoża mezozoiku. W tym ujęciu synklina Woźnik miałaby dalsze przedłużenie w okolicy Gdowa, gdzie w wierceniu Liplas 2 pod utworami permu i triasu nawiercono osady dolnego karbonu o upadach warstw 11—20°. Strefa synklinalna rozszerza się tu odpowiednio do zanurzania osi ku SE, co sygnalizują prace sejsmiczne wykonane na obszarze Liplas-Gdów.

Antyklina Skała-Wyciąże-Łapczyca od północnego zachodu stanowi przedłużenie antykliny Mrzygłodu (Bukowy 1964). Element ten w północno-zachodniej części zbudowany jest z utworów sylurskich nawierconych w otworach Mrzygłód (Siedlecki 1962), Wola Kalinowska i Batowice (Bukowy 1964). Od zachodu przykrywają go wapienie dewonu stwierdzone w otworze Trojanowice 1. W kierunku południowo-wschodnim od wiercenia Batowice element zanurza się. Pod jurą występują osady węglanowe dewonu, których miąższość w wyniku intensywnej erozji przedjurajskiej została silnie zredukowana. Stwierdzono je w profilu otworu Łuczyce 1, gdzie leżą bezpośrednio na sphyllityzowanych łupkach starszego paleozoiku.

Analogiczny profil uzyskano otworem Wyciąże 5. Na południe od tego wiercenia omawiany element rozcięty jest dyslokacją poprzeczną, zrzucającą obszar południowy o około 1100 m (przemieszczenie mierzone w odniesieniu do spągowej powierzchni utworów środkowego dewonu). W szeregu otworach (Wyciąże 1, 4 i 6, Niepołomice 11), wykonanych na południe od tej dyslokacji, stwierdzono znaczny wzrost miąższości osadów węglanowych dewonu.

Brak górnych ogniów dewonu w rejonie Łapczycy (południowa część elementu) dowodzi o ponownym osiowym podnoszeniu się struktury w stosunku do zapadniętej części na obszarze Wyciąża.

Synklina Słomniki-Zielona-Jadowniki, rozdzielająca wypiętrzenia Wyciąże-Łapczyca z jednej strony i Puszcza z drugiej, wypełniona jest w części północnej utworami dolnego karbonu, leżącymi na wapieniach i dolomitach dewonu. W centralnej części synkliny stwierdzono także występowanie utworów górnego karbonu (namuru). Upady warstw w profilu Słomniki wahają się w granicach 25—35°. W otworze Koniusza 1 w górnych seriach karbonu pochylenie to wynosi 35—60°, a od głębokości około 900 m kąt upadu zmniejsza się i wynosi 25—35°. W otworach Marszowice 1 i Zielona 1 nachylenie warstw jest podobne, a upady osiągają wartość 25—30°. Zbliżone miąższości utworów namuru, uzyskane

w otworach Marszowice 1 i Zielona 1, znacznie odbiegające od stwierdzonych otworami Słomniki 1 i Koniusza 1 wskazują, że pierwsze dwa otwory wykonane zostały w osiowej strefie synkliny, dwa zaś pozostałe w jej części skrzydłowej.

W kierunku południowym oś synkliny wynurza się, a pod jurą występują węglanowe utwory dewonu górnego i środkowego, które osiągnięto w otworach Tropiszów 1, usytuowanym 6 km na południe od wiercenia Zielona 1, oraz Niepołomice 3, wykonanym 7 km na południe od wiercenia Tropiszów 1. Upady warstw węglanowego dewonu w obu otworach są podobne i wahają się w granicach 4—10°. Także otwory Puszczka 1 i 4, zlokalizowane w północno-wschodnim skrzydle, środkowej wydzwigniętej części synkliny, nawierciły dewon węglanowy pod jurą.

Na obszarze Bochnia-Brzesko oś synkliny ponownie zanurza się. Wskazuje na to wiercenie Jadowniki 5, gdzie pod utworami triasu i permu na głębokości 2522 m stwierdzono osady dolnego karbonu w facji węglanowej, których nie przebito.

Z synkliną Słomniki-Zielona-Jadowniki sąsiaduje od północnego wschodu wypiętrzenie Żarki-Puszczka, które w części północnej zbudowane jest z osadów ilastych syluru i starszych (Bukowy 1964). Dalej ku południowi, w rejonie Raclawic, stwierdzono pod utworami triasu (wapień muszlowy — ret) wapień i dolomity środkowego dewonu, które przewiercono w otworze Raclawice 2, a jedynie nadwiercono w otworze Skalbmierz 4³, usytuowanym 3 km na północny wschód od otworu Raclawice 2. Dalej ku południowi, w rejonie Puszczy, pod jurą ukazują się ponownie sphyllityzowane łupki starszego paleozoiku. Stwierdzono je otworami Puszczka 2 i 3 oraz Rzezawa 1, a w otworze Mikłuszowice 1 pod jurą uzyskano 22,5 m zlepieńców szarogłazowych typu „łapczyckiego”. Łupki starszego paleozoiku są w tych profilach silnie zaangażowane tektonicznie, na co wskazują upady warstw w granicach 50—80°, a miejscami dochodzące nawet do pozycji pionowej. W rejonie Brzeska podłużna oś wypiętrzenia prawdopodobnie zanurza się ponownie ku SE, gdyż pod jurą występują znowu osady dewonu, a te przypuszczalnie otulone są utworami dolnego karbonu.

Wypiętrzenie Żarki-Puszczka obcięte jest od północnego wschodu podłużną dyslokacją Puszczy, rozpoznaną w otworach Mikłuszowice 1 i Dziewin 2 (fig. 11). Amplituda zrzutu przeddewońskich oraz dewońskich i karbońskich utworów po północno-wschodniej stronie dyslokacji wynosi ponad 1000 m. Z wypiętrzeniem Żarki-Puszczka sąsiaduje od tej strony synklina Pławowice-Grobla, która wypełniona jest utworami węglanowymi dolnego karbonu o upadach w granicach 25—50°, stwierdzonymi wierceniami Dziewin 2, Grobla 28, Mniszów 16 i Grobla 1 (nie przebite). Leżą one na węglanowych utworach górnego dewonu. Przebieg tej

³ Graficzną dokumentacją pracy nie objęto tego otworu jako peryferycznego.

synkliny ku SE potwierdzają wiercenia obszaru Biadolin, w których również uzyskano pod utworami jury węglanowe osady dolnego karbonu. Z pomierzonych upadów i przekrojów geologicznych wynika, że na obszarze Grobli, w sąsiedztwie podłużnej dyslokacji Puszczy, pod osadami jury występują utwory węglanowe górnego dewonu. W północno-zachodniej części synkliny stwierdzono otworem Skalbmierz 3 osady dolnego karbonu (Kiciuła & Zakowa 1966), które występują prawdopodobnie tylko w osiowej partii. Wskazują na to wiercenia Skalbmierz 4 i Kazimierza Wielka 10, usytuowane na skrzydłach synkliny, w których nie udokumentowano karbonu, a pod triasem uzyskano węglanowe profile dewonu.

Z synkliną Pławowice-Grobła sąsiaduje od północnego wschodu antyklina Opatkowice-Kazimierza Wielka-Dobiesławice-Kwików. W jej północno-zachodniej części, w otworze Opatkowice 2, pod osadami jury oraz w południowo-wschodniej — w otworze Kwików 1, stwierdzono sphyllityzowane łupki, identyczne z opisanymi z rejonu Puszcza-Wyciąże-Niepołomice. W środkowych partiach na obszarze Kazimierza Wielka-Dobiesławice stwierdzono występowanie utworów dewonu (otwory Kazimierza Wielka 1 i Dobiesławice 1). Sądząc natomiast z całości układu wielkich elementów rozpoznanych na południowy wschód od elewacji Kwikowa można przypuszczać, że w tym kierunku w osiowych partiach zanurzającej się antykliny występują pod jurą utwory dewonu, a także karbonu.

Zespół elementów strukturalnych rozpoznany w obszarze na wschód od Krakowa porożcinany jest szeregiem dyslokacji o kierunkach NW-SE i WSW-ENE. Ich przebieg przedstawiono na mapie geologicznej podłoża mezozoiku (fig. 2), a wielkości zrzutów na przekrojach geologicznych (s. 746). Niektóre uskoki rozpoznano dotychczas tylko w utworach mezozoicznych i trzeciorzędowych, ale także i dla nich nie są wykluczone wcześniejsze założenia.

Z obecnego stanu znajomości tego obszaru wynika, że założenia tych uskoków w większości wiązać należy z orogenezą waryscyjską, a zapewne także i starszymi. Odnawiane zaś w kolejnych młodszych fazach orogenicznych dotrwały one przynajmniej aż do trzeciorzędu. Gęstość wykrytej sieci uskoków jest funkcją koncentracji badań i należy się spodziewać, że w miarę ich postępu wykrywane będą jeszcze dalsze nowe uskoki.

Biorąc pod uwagę znacznie silniejsze sfałdowanie utworów starszego paleozoiku aniżeli dewonu i dolnego karbonu stwierdzić można, że rozpatrywany obszar uległ konsolidacji w wyniku działalności orogenezy zarówno kaledońskiej jak i waryscyjskiej. Zaburzenia waryscyjskie wyrażone są słabiej od kaledońskich, z wyjątkiem stref synklinalnych. Niemniej jako formy tektoniczne zostały prześledzone na razie jedynie elementy waryscyjskie.

Paleozoik obszaru krakowskiego reprezentuje wycinek waryscyjskiego łuku strefy częstochowskiej, którego przebieg J. Znosko (1962) łączy z waryscyjskim górotworem morawsko-śląskim. Kierunek fałdów w północnym obrzeżeniu Górnego Śląska, według J. Znoski (1962), jest równoległy do kierunku siodła głównego, to znaczy ESE. Kierunek ten nie wyklucza równoleżnikowego przebiegu struktur waryscyjskich zgodnego z powaryscyjską grzędą żarkowsko-rawicko-ostrzeszowską w ujęciu J. Sokołowskiego (1967).

W obszarze krakowskim omawiane struktury mają przebieg esowaty. Kierunek ESE, zbliżony do równoleżnikowego w schemacie S. Bukowego (1964), ciągnie się mniej więcej do rejonu Olkusza, gdzie następuje skręt ku SE. Przebieg NW-SE jest odtworzony w podłożu głównej partii omawianego obszaru i można go prześledzić aż do Brzeska, gdzie zaznacza się ponowna zmiana, i struktury przyjmują kierunek bardziej równoleżnikowy — ESE.

Dla tak wygiętego układu stref strukturalnych proponuję nazwę *krakowskiej sigmoidy*. Może się ona wiązać także z kaledońsko-prekambrzyjskim podłożem wkomponowanym w formie sztywnych zrębów w jądrowe strefy antyklin Krakowa, Skała-Wyciąże-Łapczyca oraz Żarki-Puszcza i Opatkowice-Dobiesławice-Kwików. W tych warunkach zgodność kierunku środkowego odcinka sigmoidy z laramijskim kierunkiem NW-SE zdaje się być wynikiem lokalnej konwergencji.

Sfałdowany i wydźwignięty sigmoidalny system krakowskiego paleozoiku stanowił, począwszy od górnego karbonu, barierę dla kolejnych transgresji starszego mezozoiku, postępujących ze wszystkich kierunków oprócz południowego. Natomiast transgresje młodszego mezozoiku, pokrywając kolejnymi fazami całość obszaru krakowskiego paleozoiku⁴, systematycznie maskowały wypiętrzenia paleozoiczne i ich sigmoidalny układ. W rezultacie w utworach senonu nie widać już efektów tektoniki starszego podłoża.

POWARYSCYJSKA DENUDACJA I WYRÓWNUJĄCA POKRYWA PERMO-TRIASOWA

Waryscyjska działalność górotwórcza ukształtowała i wypiętrzyła elementy strukturalne Skała-Wyciąże-Łapczyca, Żarki-Puszcza i Opatkowice-Dobiesławice-Kwików, które następnie podlegały denudacji trwającej na znacznej części omawianego obszaru aż do środkowej jury. W jej wyniku odsłonięte zostały w wielu profilach utwory przeddewońskie, np. środkowa część elementu Puszcza (otwory Puszcza 2 i 3, Mikłuszowice 1,

⁴ W. Burzewski (1967) dla transgresji starszego mezozoiku do doggeru włącznie określił zbiorczy obszar najmocniej zdenudowanych odcinków struktur paleozoicznych na NW od Krakowa jako jądro oporu.

Rzezawa 1), lub w północno-zachodniej części antykliny Skala-Wyciąże i w obrębie antykliny Krakowa. Tam, gdzie proces denudacji nie posunął się tak daleko, odsłonięte zostały różne ogniwa dolnego karbonu, względnie dewonu. Centralna część omawianego obszaru, prawdopodobnie od górnego karbonu aż po środkową jurę, była wyniesiona i dostarczała materiału detrytycznego do stref peryferycznych w czasie permu i triasu.

Perm

W okresie permskim, przy bardzo jeszcze zróżnicowanej powierzchni powaryscyjskiej i związanych z tym procesach erozyjnych, panowały sprzyjające warunki do powstawania osadów klastycznych, które gromadziły się głównie w strefach obniżonych. Utwory te, w dużej mierze zlepieńcowate, cechuje zmienne, nieuporządkowane ułożenie otoczków, słabe przesortowanie i bardzo różny stopień obtoczenia. Cechy te wskazują na krótki transport materiału, a w wielu przypadkach mógł być on znoszony bezpośrednio ze stoków górskich, wskutek czego rumosz skalny nie zdążył ulec obróbce i przesortowaniu.

Szczegółowy opis utworów permskich w synklinie gałęzickiej Gór Świętokrzyskich podaje A. Kostecka (1966) odtwarzając również warunki sedymentacji. Występuje tam wyraźne następstwo od zlepieńców w dole do wapieni z *Productus horridus* w górze. Na ciągle przejście zlepieńców wapiennych w wapienie detrytyczne główny wpływ wywarło źródło materiału, którym były prawie wyłącznie wapienie dowońskie.

Wnioski A. Kosteckiej (1966), sformułowane dla świętokrzyskiej brzeżnej strefy morza cechsztyńskiego, potwierdzają się, zdaniem autora, dalej na południe na obszarze struktur krakowskich, który należał do tej samej strefy basenu cechsztyńskiego. Tutaj w wyniku tych samych procesów tektonicznych powstało szereg antyklin i synklin zbudowanych ze skał wapiennych, a transgredujące morze cechsztyńskie wnikło tylko w obniżenia.

Potwierdzają to osady cechsztynu uzyskane w profilu otworu Grabie 2, które autor analizował wspólnie z A. Tokarskim. W otworze tym, na głębokości 812—861 m, pod łupkowo-mułowcowo-piaskowcową serią pstrego piaskowca, a na utworach węglanowych górnego dewonu stwierdzono bardzo nieregularny rumosz skał węglanowych, złożony głównie z czarnych wapieni i dolomitów z amfiporami, ciemnoszarych wapieni, ciemnych rogowców i czarnych margli. Wielkość poszczególnych elementów waha się w granicach od paru milimetrów do kilkunastu centymetrów.

Nieuporządkowane pod względem wielkości okruchy skalne spojone są materiałem węglanowo-ilasto-piaszczystym barwy szarej i czerwonej. Ku górze maleje wielkość okruchów, ale wzrasta ilość czarnych

wapieni i dolomitów z amfiporami, co świadczy o dopływie materiału ze starszych serii dewonu. W najwyższej części, bezpośrednio pod utworami pstrego piaskowca, występuje 85-centymetrowa ławica wapieni popielatobeżowych. Rumosz ten należy uznać za zlepieniec cechsztyński.

Widać tutaj wyraźną analogię z cechsztynem niecki gałęzickiej. Z drugiej jednak strony zlepieniec te wyglądem przypominają zlepieniec myślachowickie, dokładnie opisywane przez S. Zaręcznego (1894) i S. Siedleckiego (1952, 1954, 1958).

Podobne zlepieniec uzyskano także w otworze Jadowniki 5 na głębokości 2071—2522 m. Leżą one tutaj na utworach węglanowych dolnego karbonu, a pod osadami pstrego piaskowca. Zbudowane są z nieregularnych otoczków wapieni dewońskich, wapieni dolnokarbońskich, piaskowców kwarcytowych, ciemnych rogowców i czarnych margli spojonych czerwonym materiałem ilasto-piaszczystym.

Nieco odmienny typ osadów uzyskano w otworze Puszcza 4, gdzie pod węglanowym malmem na głębokości 844 m występuje 40 m „rozluźnionych”, spękanych, skrasowiałych wapieni dewońskich. Rozmycia i szczeliny — gęstsze w górnej części — wypełnione są czerwonym łem, a same wapienie są także czerwono zabarwione. Utwory te mogą reprezentować zniszczone na miejscu osady dewońskie, pod nimi bowiem leżą ciemnoszare i różowawe wapienie górnego dewonu o typowym wykształceniu

Trias

Napotkane na omawianym obszarze utwory triasowe leżą wszędzie przekraczając bezpośrednio na osadach paleozoicznych i z reguły rozpoczynają się w dole zlepieńcami, w których spotyka się obok materiału wapiennego także kwarcowy. Ten ostatni, jako element egzotyczny, prawdopodobnie pochodzi z południa, jak to już sygnalizował dla obszarów peryferycznych Gór Świętokrzyskich J. Czarnocki (1923). Ku stropowi zlepieniec szybko przechodzą w pstre mułowce.

W centralnej części rozpatrywanego obszaru brak jest osadów triasowych (rejon Puszczy, Niepołomic, Wyciąży, Koniuszy, Słomnik), gdyż w tym okresie prawdopodobnie stanowiła ona nadal rejon alimentacji. Sedymentacja odbywała się głównie w depresjach waryscyjskich (rejon Liplasu, Grąbi, Jadownik, Proszowic, Skalbmierza), które ulegały powsolnemu osiadaniu, a nagromadzone osady osiągnęły znaczne miąższości.

W dolnym triasie powstały utwory kontynentalne pstrego piaskowca, które w swej dolnej części wykształcone są w facji piaskowcowo-mułowcowo-lupkowej z przelawiczeniami piaskowców przekątnie warstwowanych i zlepieńców z otoczkami wapieni karbońskich i dewońskich, piaskowców kwarcytowych i ciemnych rogowców. W wyższych partiach

utwory te posiadają charakter bardziej ilasty, względnie ilasto-mułowcowy, i brak jest ławic piaskowców. Stropowa część, to głównie ily i łupki czerwone z grudami gipsów i anhydrytów.

W profilu wiercenia Liplas 2, na głębokości 885—2253,9 m, stwierdzono kompleks pstrych osadów, leżący na udokumentowanym górnym wizenie, a pod piaszczystymi osadami jury środkowej względnie dolnej (?). Są to głównie iłowce i mułowce czerwone oraz zielone, w dolnej części z przelawiczeniami piaskowców i zlepieńców z otoczkami kwarcu, wapieni dewońskich i karbońskich, iłowców, ciemnych rogowców i piaskowców kwarcytowych. W wyższych partiach występują gipsy w postaci cienkich warstewek, gniazd i żył. Upady warstw 10—35°. Kompleks ten reprezentuje zapewne utwory permu i triasu.

W profilu wiercenia Grabie 2, wykonanym 10,5 km na NW od otworu Liplas 2, nawiercono na głębokości 749,5—812 m utwory łupkowo-mułowcowo-piaskowcowe z przekątnym warstwowaniem, barwy czerwonej, ceglanej i zielonej, leżące na wapieniach i zlepieńcach permu, a pod piaskowcami doggeru. Te czerwone pelity mogą reprezentować zarówno niższy pstry piaskowiec bez spągowych zlepieńców, jak i dolny ret. Upady wynoszą 5—15°.

W profilu wiercenia Jadowniki 5, na głębokości 1884—2171 m, nad zlepieńcami permu, a pod piaskowcami jury środkowej uzyskano utwory piaskowcowo-mułowcowe barwy czerwonej. Zaliczono je do pstrego piaskowca. Nachylenie warstw wynosi 5—15°.

Podobnie rozwinięte utwory nadwiercono w północnej części synkliny Pławowice na obszarze Proszowic, w profilach wierceń Proszowice 1 (242) na głębokości 778—1221,8 m i Klimontów 1 (222) na głębokości 874—1388,6 m. Ponadto tylko stropową partię tych utworów (35,6 m) uzyskano w otworze Pławowice 305 (248) na głębokości 904 m. We wszystkich trzech otworach leżą one pod piaskowcami jury środkowej i wykształcone są, w wyższych partiach, w postaci czerwonych łupków i mułowców. W niższych — pojawiają się przelawiczenia piaskowców, a pelity przyjmują charakter bardziej mułowcowy. W dolnych natomiast — stwierdzono występowanie wkładek zlepieńców, z tym że w profilu Klimontowa jest ich znacznie więcej, a materiał jest bardziej gruboklastyczny. Widocznie nawiercono tu niższe ogniwa utworów triasowych. Upady wahają się od 5° do 15°. Na podstawie miąższości (ponad 500 m osadów nie przewierconych) można przypuszczać, że istnieje w tej strefie duże zapadlisko wypełnione tymi pstryimi utworami.

W otworze Koniusza 1 natomiast, usytuowanym 6 km na zachód od otworu Proszowice 1, bezpośrednio pod środkową jurą występują już utwory karbonu.

Na znacznej części omawianego obszaru opisane warstwy kończą rozpoznany dotychczas profil podjurajski. Trudno obecnie odpowiedzieć, czy utwory pstrego piaskowca oraz młodszego triasu osadziły się rów-

nież na elementach wypiętrzonych Puszczą, Wyciąże-Łapczyca, w środkowej części synkliny Słomniki-Zielona, oraz na południe od rejonu Proszowic w synklinie Pławowice-Grobla. Gdyby tak było, to obszary te w fazie starokimeryjskiej musiały zostać wydźwignięte, a utwory uległy denudacji. Zdaniem autora, bardziej prawdopodobnym jednak jest, że osady triasu nie zostały osadzone na tych elementach w ogóle. W partiach wyniesionych bowiem nie uzyskano dotychczas żadnych profilów, mimo wykonania dużej ilości wierceń.

W skrajnej, północno-wschodniej części rozważanego obszaru, w rejonie Kazimierzy Wielkiej i Skalbmierza⁵ stwierdzono występowanie morskich osadów retu i wapienia muszlowego, wykształconych głównie jako wapień, dolomity i margle z wkładkami gipsów i anhydrytów. W niektórych przypadkach występują one w ciągłości z utworami pstrego piaskowca i wówczas stanowią dla tego ostatniego udokumentowaną faunistycznie nadbudowę stratygraficzną (Siedlecki 1948, Senkowiczowa 1959, Tokarski 1962, Obuchowicz 1963b). W wielu innych miejscach jednakże leżą one przekraczając bezpośrednio na utworach paleozoicznych.

Do pierwszej grupy otworów należy wiercenie Kazimierza Wielka 10, gdzie pod środkową jurą na głębokości 1052,5—1089,5 m występują wapień i margle wapienia muszlowego, leżące na wapieniach piaszczystych, marglach i dolomitach retu, a te od głębokości 1128 m na mułowcowo-piaskowcowych utworach pstrego piaskowca. Ostatnie od głębokości 1167 m podścielone są utworami dewonu.

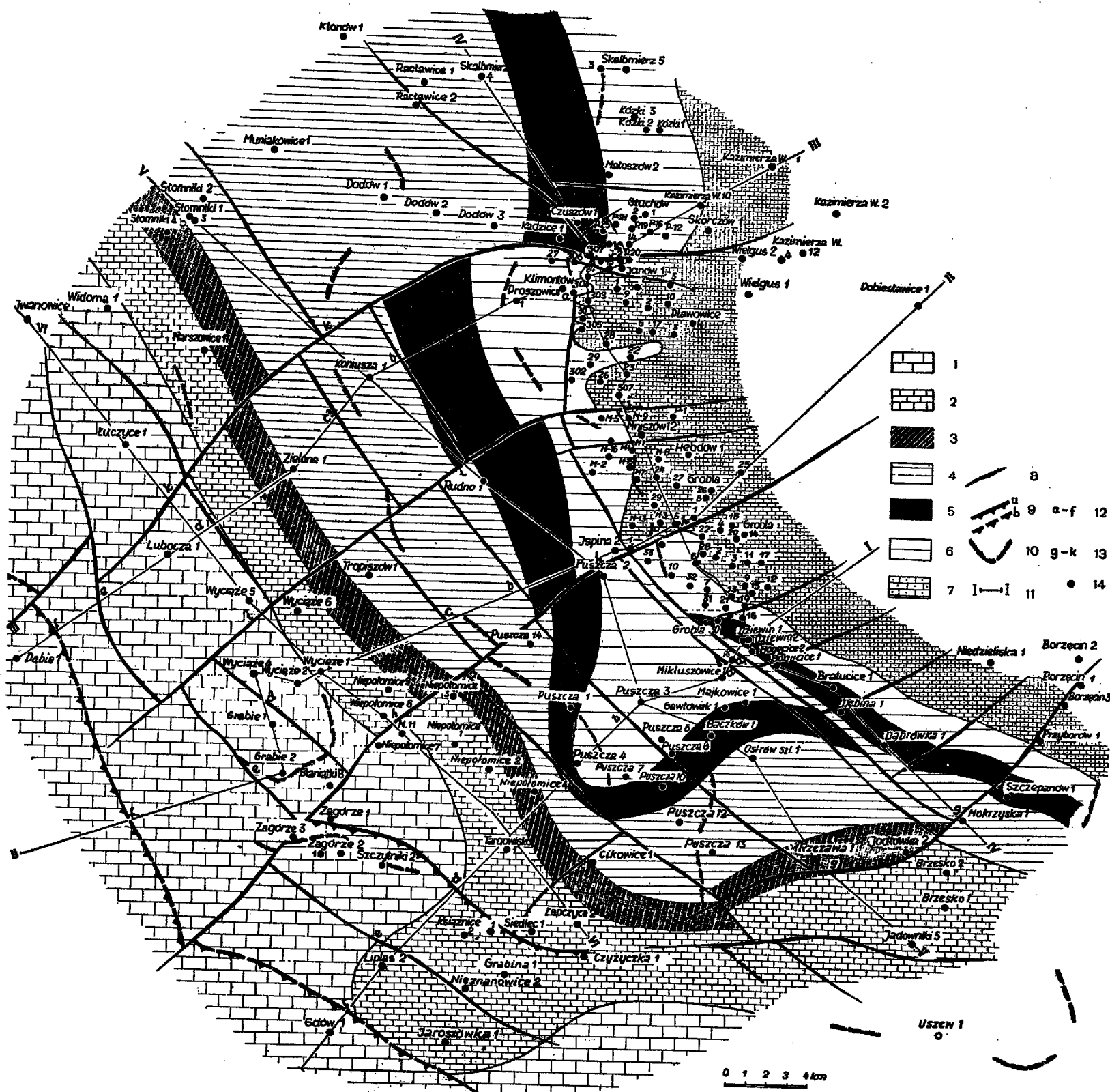
W profilu wiercenia Skalbmierz 3, pod piaskowcami jury środkowej, na głębokości 1153—1189,3 m występują dolomity ziarniste, ilowce i margle retu. Pod nimi przewiercono do głębokości 1221 m osady mułowcowo-piaskowcowe, w dolnej części ze zlepieńcami, leżące na karbonie.

Przykładem drugiej grupy może być profil wiercenia Skalbmierz 4, gdzie pod piaskowcami doggeru na głębokości 760—839,8 m stwierdzono wapień margliste, margle i wapień krystaliczne wapienia muszlowego, leżące bezpośrednio na wapieniach dewonu. W otworze Raclawice 2 natomiast wapienno-margliste utwory wapienia muszlowego występują na głębokości 680—748 m, a pod nimi do głębokości 970 m dolomity, wapień dolomityczne i margle retu, leżące na wapieniach środkowego dewonu.

W południowej i środkowej części elementu Dobiesławice występują jedynie pelity czerwone i zielone pstrego piaskowca, a w północnej części prócz pstrego piaskowca stwierdzono także osady retu i wapienia muszlowego.

Otwory w rejonie Skalbmierza-Kazimierzy Wielkiej-Dobiesławic wyznaczają w przybliżeniu zasięg morskich utworów górnego retu i wapienia muszlowego. Na południe od tego rejonu osadów tych dotychczas

⁵ Wykorzystano tu nie opublikowane opracowania J. Kicuły. Graficzną dokumentacją pracy nie objęto tego obszaru jako peryferycznego.



Mapa geologiczna powierzchni podkredowej

1 wapienie skaliste z krzemieniami, 2 wapienie z wkładkami margli, 3 margle i wapienie margliste, 4 wapienie gruzłowe, zlepnicowate z przełwiczeniami margli, 5 margle, 6 wapienie i margle, 7 wapienie detrytyczno-gruzłowe, wapienie okruhowe, 8 dyslokacje, 9 nasunięcia (a stwierdzone, b przypuszczalne), 10 zasięg cenomanu, 11 linie przekrojów geologicznych, 12 dyslokacje podłużne, 13 dyslokacje poprzeczne, 14 otwory

Geologic map of Subcretaceous surface

1 hard limestones with flints, 2 limestones intercalated by marls, 3 marls and marly limestones, 4 nodular, conglomeratic limestones with interbeddings of marls, 5 marls, 6 limestones and marls, 7 detrital-nodular limestones, clastic limestones, 8 dislocations, 9 overthrusts (a observed, b hypothetical), 10 range of the Cenomanian, 11 lines of geological sections, 12 longitudinal dislocations, 13 transversal dislocations, 14 boreholes

nie stwierdzono, a obecna granica zasięgu dolnego i środkowego triasu jest jedynie granicą erozyjną.

Na całym obszarze brak jest górnego triasu, co wiąże się prawdopodobnie z fazą starokimeryjską.

JURAJSKO-KREDOWE PIĘTRO STRUKTURALNE

Jura

Utwory jurajskie na obszarze południowo-zachodniej części niecki nidziańskiej i Wyżyny Krakowskiej charakteryzują się dużą zmiennością litologiczną (fig. 5). Obszar ten należy do południowego regionu facjalnego Jury Krakowsko Częstochowskiej (Różycki 1953). Z materiałów wiertniczych wynika, że strukturalnie zróżnicowane i ruchliwe podłoże wpłynęło bezpośrednio na zmienność litologiczną osadów jury.

W dolnej jurze znaczna część obszaru podlegała w dalszym ciągu procesom denudacji. Utwory nieudokumentowanego paleontologicznie liasu stwierdzono jedynie w południowo-zachodniej części w rejonie Liplasu. W otworze Liplas 2 występują one na głębokości 802—885 m i wykształcone są od dołu jako piaski i szare żwiry, przechodzące ku górze w piaski gruboziarniste z przerostami i soczewkami węgla oraz licznym detrytusem roślinnym. Najwyższą część tworzą mułowce szare, ciemnoszare i zielone z przeławiczeniami drobnoziarnistych kruchych piaskowców ze zwęgleniami. Podobnie rozwinięte utwory znane są z otworów Karniowice 2, 2a i 3, opisane przez A. Siewniak (1967).

Transgresja jurajska pokryła obszar w znacznym stopniu zrównany dopiero w górnym batonie i keloweju. Utwory doggeru o niedużych miąższościach występują prawie wszędzie. Nie stwierdzono ich jedynie na wypiętrzeniu Puszcza (otwory Puszcza 3 i 4), na antyklinie Wyciąże-Łapczyca (wiercenia Wyciąże 5 i Łapczyca 2), a nie uzyskano ich również otworami Kazimierza Wielka 4 i Dobiesławice 1, usytuowanymi na wypiętrzeniu Kazimierza Wielka-Dobiesławice. Obszary te znajdowały się prawdopodobnie poza zasięgiem transgresji doggerskiej. W następujących wierceniach natomiast uzyskano profile górnego batonu i keloweju na głębokości:

| | |
|--------------------|---------------|
| Liplas 2 | 782,0—885,0 m |
| Książnice 2 (220) | 1009,0—1025 |
| Szczytniki 2 (280) | 899,0—935,5 |
| Grabie 2 | 737,0—749,5 |
| Wyciąże 1 | 576,0—589,5 |
| Wyciąże 4 | 475,0—478 |
| Wyciąże 6 | 590,0—592,5 |
| Luczyce 1 | 145,0—175 |
| Marszowice 1 | 270,0—282 |

| | |
|----------------------|----------------------------|
| Zielona 1 | 282,0—285 |
| Tropiszów 1 | 535,0—553 m |
| Niepołomice 3 | 676,0—684 |
| Niepołomice 11 | 672,5—690 |
| Puszcza 1 | 702,5—704 |
| Puszcza 2 | 620,5—634,5 |
| Mikluszowice 1 | 914,0—936 |
| Rzezawa 1 | 1353,0—1368 |
| Jadowniki 5 | 1816,0—1884 |
| Brzesko 1 (228) | 1759,5—1816 |
| Dziewin 2 | 994,3—1015,3 |
| Grobła 1 | 1040,0—1058 |
| Grobła 28 | 927,0—938 |
| Pławowice 305 | 882,0—904 |
| Klimontów 1 | 843,0—974 |
| Proszowice 1 | 758,0—778 |
| Mniszów 16 | 820,8—832 |
| Koniusza 1 | 400,0—407 |
| Czuszów 1 (283) | 807,0—930,3 (nie przebite) |
| Kazimierza Wielka 10 | 1003,5—1052,5 |
| Raciawice 2 | 671,0—741 |
| Skalbmierz 3 | 1008,0—1153 |
| Skalbmierz 4 | 700,0—760 |
| Rudno 1 | 502,5—530 |

Utwory doggeru wykształcone są na rozpatrywanym obszarze do-
 syć jednolicie. Od dołu zaczynają się zlepieńcem podstawowym, na któ-
 rym leżą szarobrunatne, mikowe mułowce. Wyżej występują piaskowce
 mułowcowe z licznym detrytusem roślinnym, a na nich leżą piaskowce
 średnio- i gruboziarniste, miejscami „cukrowate” barwy szarej i szaro-
 żółtej względnie rdzawożółtej, o lepieszcu wapienno-mułowcowym, rza-
 dziej wapienno-żelazistym. W górnych partiach spotyka się często w pias-
 kowcach krynoidy oraz liczne szczątki nieoznaczalnych małżów tworzą-
 cych zlepy, a rzadziej fragmenty belemnitów. W profilu otworu Dziewin
 2 w piaskowcach tych A. Tokarski (materiał archiwalny) znalazł *Posido-
 nomya aff. alpina* Sow., natomiast w profilu wiercenia Koniusza 1 autor
 znalazł *Ptyctothyris dorsoplicata* (Suess), formę oznaczoną przez J. Kopi-
 ka, a wskazującą na kelowejski wiek piaskowców.

Analizując miąższości doggeru można stwierdzić, że najmniejsze
 występują na elementach Puszcza i Wyciąże, w kierunku południowym
 natomiast obserwuje się jej wzrost, na co wskazuje otwór Jadowniki 5,
 gdzie uzyskano 68 m tych utworów, a zbliżoną miąższość (57,5 m) uzys-
 kano w otworze Brzesko 1.

Charakterystycznym jest, że dwudzielność litostratygraficzna dog-
 geru omawianego obszaru z przewagą pelitów w dole, a utworów piasz-
 czystych w górze odpowiada podobnym stosunkom w częstochowskiej
 strefie wychodni (Różycki 1953), natomiast różni się od obszaru Dąbrowy
 Tarnowskiej-Szczucina (Moryc 1965).

Utwory doggeru prawie na całym obszarze krakowskim pokrywają przedjurajską powierzchnię denudacyjną. Są więc poziomem odniesienia w interpretacji tektonicznej. Wyróżniają się one spadkiem oporności właściwej w stosunku do nadległych wysokooporowych wapieni malmu, a także wapieni paleozoicznego podłoża, co pozwala, nawet przy niepełnym rdzeniowaniu, na jednoznaczne wyznaczenie granicy.

Utwory doggeru, wyrównując starszą powierzchnię erozyjną, stanowią jednocześnie podstawę dla węglanowej sedimentacji górnej jury, która rozwija się prawdopodobnie w ciągłości sedimentacyjnej mimo radykalnej zmiany facji.

Osady malmu przewiercone zostały w 35 profilach, a w kilkudziesięciu innych wierceniach uzyskano tylko ich partie stropowe. Z uwagi na niepełne rdzeniowanie większości wykonanych otworów, tylko w kilku z nich udało się uzyskać rdzenie z kontaktu doggeru i malmu w 100%. Są to otwory: Pławowice 305, Klimontów 1, Koniusza 1, Puszcza 2, Puszcza 4 i Wyciąże 6.

Malm w tych profilach rozpoczyna się u dołu wapieniami okruczowo-gruzłowymi, zlepieńcowatymi barwy szaroróżowej i kremowej, a miejscami są one plamiste. Liczne szczeliny wypełnione są zieloną, ciemnobrunatną i czerwoną substancją ilasto-marglistą. Co 5—10 cm występują w wapieniach cienkie warstewki (1—3 mm) margli zielonych i czerwonych. Łączna grubość wapieni wynosi kilka metrów. Nad nimi leżą na przemian wapień margliste brunatnoszare i wapień grubokrystaliczne okruczowe, beżowe z odcieniem brązowym. Wapień margliste zawierają cienkie przelawienia margli ciemnozielonych i ciemnobrunatnych. Częste są ślady rozmyć, co nie wyklucza istnienia luk sedimentacyjnych. Miąższość opisanych utworów jest różna, lecz nie przekracza 20 m. Z fauny występują liczne belemnity, gąbki, a rzadziej amonity. Typ osadów przypomina utwory dolnego i środkowego oksfordu (dywezw, newiz) z profilu wiercenia Dąbie 1 (Różycki 1953). Zbliżone utwory tego wieku opisała również A. Siewniak (1967) z otworów: Wola Kalinowska, Trojanowice, Jerzmanowice, Cianowice, Krasieniec i Bębło, a także S. Bukowy (informacja ustna) z otworu Słomniki 1. Z profilu wiercenia Wola Kalinowska S. Bukowy oznaczył przewodnią formę dolnego oksfordu (dywezu) *Quenstedticeras lamberti* Sow., natomiast A. Siewniak przewodnią formę środkowego oksfordu (newizu) *Peltoceras arduenense* d'Orb.

W niniejszym opracowaniu powyższe osady ujęte są łącznie jako dolny kompleks malmu.

W pozycji stratygraficznie wyższej występują na całym obszarze wapień płytowe o miąższości 40—60 m. Są to grube 15—40-centymetrowe warstwy wapieni szarobeżowych i jasnoszarych. W dolnej części margliste, a wyżej drobnookruczowe, jasnoszare z odcieniem brunatnym.

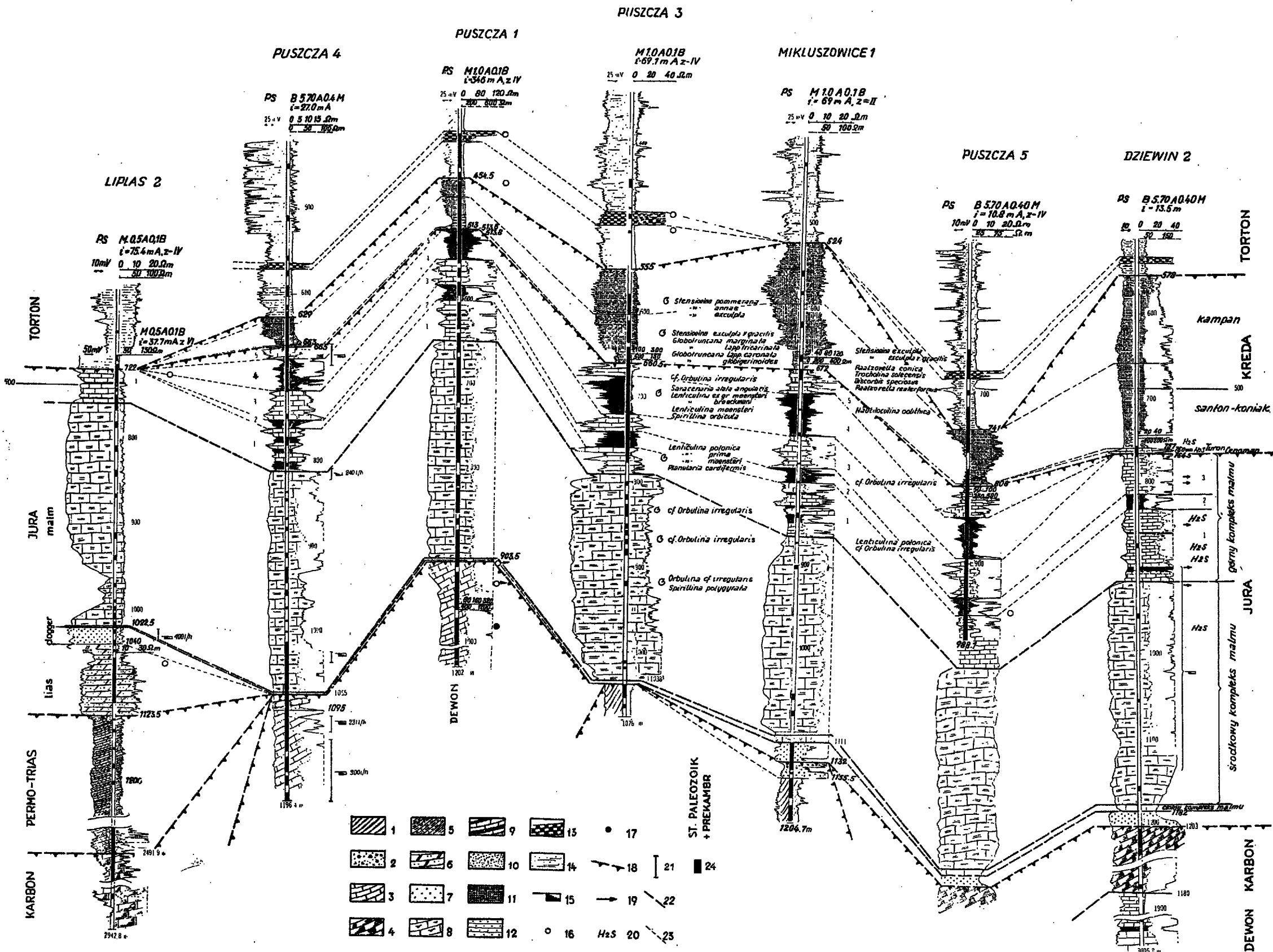
Na nich leżą wapienie jasnożółte krzemionkowe (scyfiowe), miejscami wyraźnie laminowane. W całym kompleksie wapieni płytowych występują gąbki, a w części bardziej marglistej ułamki belemnitów oraz rhynchonell. Wapienie płytowe reprezentują prawdopodobnie niższą część oksfordu górnego (argow), a dolne bardziej margliste ogniwa, być może, jeszcze środkowy oksford (górnym newiz). Wyżej leży gruby kompleks wapieni rafowych białych, biało- i jasnokremowych lub żółtych, przechodzących miejscami w wapienie pelityczne kredowate, a także w wapienie płytowe opisane wyżej. Wapienie rafowe są typu skalistego, w wielu miejscach kawerniste, z druzami kalcytu w szczelinach. Liczne są również powierzchnie stylolitowe. Miąższość całego kompleksu wynosi 250—300 m.

Przez analogię do rejonu olkuskiego i krzeszowickiego, gdzie w wapieniach płytowych S. Bukowy (1956) stwierdził obecność *Perisphinctes mortelli* (Opp.) i *Lacunosella trilobataeformis* (Wiśn.), niższa część kompleksu (wapienie płytowe) odpowiadałaby dolnej części górnego oksfordu (argow), podczas gdy wyżej leżące wapienie skaliste, przez analogię do Wyżyny Krakowskiej, gdzie według S. Bukowego (1956) występują między innymi *Perisphinctes* sp., *Lacunosella cracoviensis* (Quenst.) i *Terebratulina bisuffarcinata* Schloth., reprezentują najprawdopodobniej wyższą część górnego oksfordu (raurak). Wapienie płytowe łącznie z rafowymi, wydzielone w niniejszej pracy jako środkowy kompleks malmu, charakteryzują się wysoką opornością właściwą w odróżnieniu od niżej leżących wapieni dolnego kompleksu o niskiej oporności właściwej (fig. 6 i 7).

W stosunku do względnie cienkiego i jednolitego na całym obszarze kompleksu dolnego wyodrębnia się wyraźnie zmienna miąższość grubego kompleksu środkowego. Najmniejsze miąższości, przy małym udziale wapieni skalistych, obserwuje się w części wschodniej, gdzie w podłożu występuje synklina. W kierunku zachodnim i północno-zachodnim natomiast miąższość kompleksu wraz z wapieniami skalistymi wzrasta, a w podłożu występują wypiętrzenia.

Na wapieniach skalistych leżą utwory wapienno-margliste górnego kompleksu malmu, których najpełniejszy profil rozpoznano wierceniami we wschodniej części obszaru⁶. Dzieli się on na szereg serii, dających się rozpoznać w oparciu o pomiary geofizyki wiertniczej, potwierdzone uzyskanymi rdzeniami. W strefie Grobla-Mniszów-Pławowice wydzielono sześć serii, a ich charakterystyka przedstawia się następująco (od dołu).

⁶ Utwory malmu leżące nad wapieniami skalistymi, trudne do wydzielenia kartograficznego na powierzchni, posiadają bardzo dobrą dokumentację wiertniczą, a zwłaszcza karotażową w strefie Grobla-Pławowice.



Korelacja elektro-stratygraficzna utworów jury i kredy

1 prekambry + starszy paleozoik — fyllity, 2 starszy paleozoik — zlepienie szarogłazowe, 3 dewon — wapienie, 4 karbon — wapienie i margle, 5 permio-trias — piaskowce i mułowce, 6 lias — piaskowce, 7 dogger — piaskowce, 8 malm — wapienie skaliste, 9 malm — 1, 3, 5 — wapienie i margle — 2, 4 — margle; 10 cenoman — piaskowce, 11 senon — margle, 12 torton dolny — warstwy baranowskie, 13 torton górny — piaskowce i mułowce, 15 solanka, 16 zapach bituminów w rdzeniach, 17 ślady ropy w rdzeniach, 18 nieciągłości stratygraficzne, 19 zgazowanie płuczki, 20 zapach siarkowodoru, 21 interwały perforowane, 22 granice pięter i kompleksów, 23 granice poziomów korelacyjnych, 24 interwały rdzeniowane

Electro-stratigraphic correlation of the Cretaceous and Jurassic deposits

1 Precambrian + Early Paleozoic — phyllites, 2 Early Paleozoic — greywacke conglomerates, 3 Devonian — limestones, 4 Carboniferous — limestones and marls, 5 Permo-Triassic — sandstones and mudstones, 6 Liassic — sandstones, 7 Dogger — sandstones, 8 Malm — hard limestones, 9 Malm — 1, 3, 5 — limestones and marls — 2, 4 — marls; 10 Cenomanian — sandstones, 11 Senonian — marls, 12 Lower Tortonian — Baranów beds, 13 Lower Tortonian — anhydrites, 14 Upper Tortonian — sandstones and mudstones, 15 salt water, 16 bituminous smell in cores, 17 stratigraphic discontinuities, 19 gasified drilling liquid, 20 smell of sulfuretted hydrogen, 21 perforated intervals, 22 stage- and complex boundaries, 23 boundaries of correlation horizons, 24 cored intervals

Seria 1 (60 m)⁷

Leży na wapieniach skalistych, i tworzą ją wapienie krystaliczne jasnokremowe, zapiaszczone, miejscami krzemionkowe, ze stylolitami i przeławiczeniami ciemnoszarych margli. W dolnej części ławice wapieni mają strukturę drobnodetrytyczną, przy czym napotyka się fragmenty niżej leżących wapieni skalistych. Występują również ślady rozmyć. W profilowaniu elektrycznym charakteryzuje się ona wysoką opornością.

Seria 2 (40 m)

Składa się z margli ciemnoszarych, gładkich i wapieni marglistych stalowoszarych. Cechuje ją niska oporność.

Seria 3 (85 m)

Jest złożona głównie z wapieni szarokremowych, detrytyczno-gruzłowych, wśród których występują ławice margli szarozielonych z licznymi okruchami wapieni beżowych, członami krynoidów oraz drobnymi szczątkami fauny. W utworach tych znaleziono *Pecten* sp. i *Astarte* sp. Charakteryzują się one wysoką opornością.

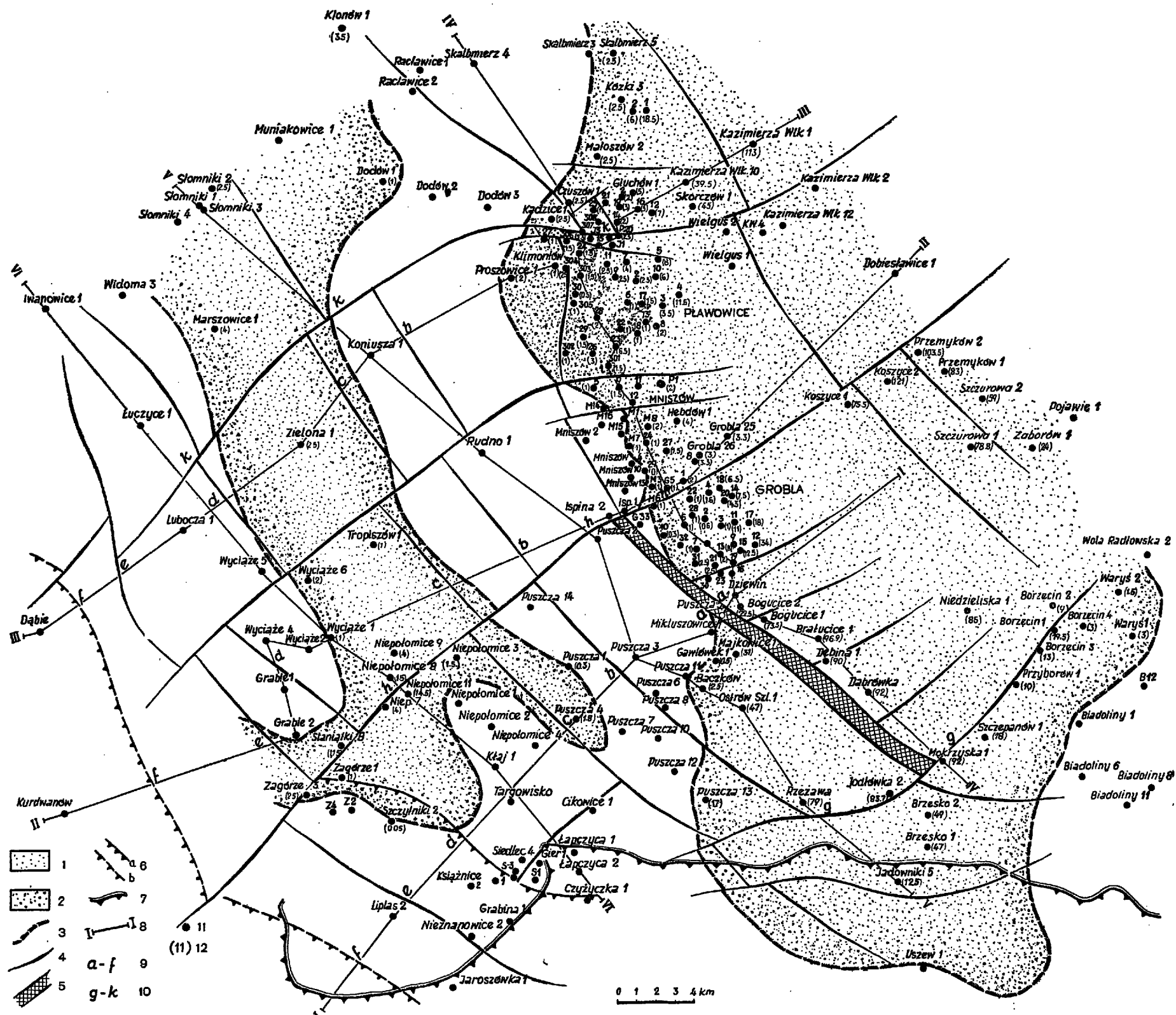
Seria 4 (50 m)

Reprezentowana jest przez margle ciemnoszare i szarozielone, gładkie, z wkładkami margli okruchowych i wapieni marglistych popielatoszarych. Na wykresach elektrycznych charakteryzuje się ona niską opornością.

Seria 5 (40 m)

Wykształcona jest w postaci wapieni szarych i szarokremowych, drobnodetrytycznych, z przewarstwieniami margli ciemnych i szarozielonych. W tych ostatnich stwierdzono także mułowce oraz materiał okruchowy złożony głównie z wapieni kremowoszarych. Obecne są również człony krynoidów. W dolnej części serii występują wapienie krzemionkowe z pizolitami o charakterystycznych owalnych i nerkowatych kształtach.

⁷ Podane są miąższości maksymalne.



Paleogeograficzna mapa cenomanu w obrzeżeniu odmłodzonych struktur

1 utwory piaszczyste, 2 utwory brzeżne zlepniowate, 3 zasięg utworów cenomanu, 4 dyslokacje, 5 strefa dyslokacyjna, 6 nasunięcia (a stwierdzone, b przypuszczalne), 7 brzeg Karpat, 8 linie przekrojów geologicznych, 9 dyslokacje podłużne, 10 dyslokacje poprzeczne, 11 otwory wykonane, 12 miąższość cenomanu

Paleogeographical map of the Cenomanian bordering rejuvenated structures

1 sandy deposits, 2 littoral conglomeratic deposits, 3 range of Cenomanian deposits, 4 dislocations, 5 zone of dislocations, 6 overthrusts (a observed, b hypothetical), 7 Carpathian margin, 8 lines of geological sections, 9 longitudinal dislocations, 10 transversal dislocations, 11 drilled boreholes, 12 thickness of the Cenomanian

Seria 6 (36 m)

Stanowi najwyższe ogniwo malmu, i składają się na nią wapienie detrytyczno-gruzłowe (zlepieńcowate) szare i szarozielonkawe; wapienie okruczowe z oolitami, wapienie kawerniste, cienkie przeławicenia wapieni krystalicznych jasnoszarych i detrytycznych margli szarozielonych. W całej serii występują liczne rozmycia i szczeliny. W profilowaniu karotażowym wyróżnia się ona wysoką opornością.

Utwory górnego kompleksu malmu mogą reprezentować w ogólnym ujęciu kimeryd. Chwilowo jednak poza skąpą mikrofauną brak jest innych dowodów faunistycznych. Podobne gruzłowato-zlepieńcowato-okruczowe wapienie i margle, udokumentowane faunistycznie, z profilów otworów Słomniki 1 i Raciborowice 1, S. Bukowy (wiadomość ustna) zaliczył do kimerydu. Wydzielone serie mają także swoje odpowiedniki na obszarze Wolbrom-Olkusz (Burzewski 1967).

Utwory malmu na wschód od Krakowa zostały w wyniku ruchów przedkredowych wydzwignięte i porozdzielane na szereg bloków wzdłuż dyslokacji podłużnych o kierunku NW-SE i poprzecznych o przebiegu SW-NE. Większość z tych dyslokacji posiada założenia paleozoiczne, a w fazie młodokimeryjskiej zostały tylko odmłodzone. O dużym udziale ruchów przedkredowych w powstaniu dzisiejszej sieci dyslokacyjnej świadczą występujące na sąsiadujących ze sobą blokach pod utworami kredowymi różne poziomy malmu. Strefy kontaktów dyslokacyjnych zostały rozpoznane stosunkowo dokładnie w strefie Grobla-Mniszów-Pławowice w oparciu o materiał z około 270 wierceń. Dowodem także na przedkredowe przemieszczenia są amplitudy uskoków, z reguły większe dla utworów jury niż kredy. Osady te, być może, stanowią oddźwięk fazy młodokimeryjskiej, gdyż zebrane materiały raczej wykluczają transgresywny charakter kompleksu. W wyniku tektoniki młodokimeryjskiej ukazują się ku zachodowi w strefie Grobla-Pławowice pod utworami kredy coraz starsze warstwy malmu aż do wapieni serii czwartej na wyniesieniu Puszcza, a dalej wapieni skalistych kompleksu drugiego na wyniesieniu Wyciąże-Łuczyce (fig. 5).

Na północny wschód od tego ostatniego daje się odtworzyć ówczesną młodokimeryjską płytką synklina wypełniona w swej osi seriami jeden do trzy górnego kompleksu malmu. Dalej ku NE, nad centralną strefą paleozoicznego wysadu Puszcza, te trzy serie wygięte są w równoległą do niego przedkredową formę antyklinalną o biegu NW. Płytkość synkliny jak i płaskość antykliny powodują, że w jednej i drugiej formie pod utworami kredy występują jedynie utwory serii trzeciej. Dlatego formy te, mimo że są widoczne w przekrojach, to jednak w interpretacyjnym obrazie powierzchni podkredowej przedstawiają jedynie nienormalne rozszerzenie wychodni strefy serii trzeciej. Stosunki te maskują

ówczesną budowę antyklinalną i mogła ona być rozpoznana dopiero po rozwierceniū przekroju i litostratygraficznym oraz elektrolitologicznym rozbiciu kompleksu górnego malmu na sześć serii.

Dopiero w północno-wschodnim, bardziej stromym skrzydle przedkredowej antykliny Puszczy intersekcyjny obraz powierzchni podkredowych uzupełnia się z urozmaiconymi wychodniami serii trzy do sześć.

Naszkicowany obraz tektoniki przedkredowej widziany jest na powierzchni podkredowej. Płytką zachodnią synkliną i płaską antyklina Puszczy, jako formy przedkredowe, przedstawiały w okresie sedymentacji utworów cenomanu i turonu konsekwentne formy reliefu. Utwory cenomanu osadziły się przekraczając na jurze, a turonu na cenomanie. Następnie utwory zarówno cenomanu jak i turonu zostały ujęte w jeszcze bardziej złagodzone formy zachodniej synkliny i wschodniej antykliny Puszczy. Przy tym ta ostatnia na pewno nie posiadała cenomanu w swej strefie osiowej, a utwory turonu, jeżeli się osadziły, to musiały zostać zdarte już po tym późniejszym sfałdowaniu struktury, bo brak ich w kilku otworach.

Dopiero wyższe osady kredy górnej nie wykazują zależności od wglębnej struktury. Zostały one ujęte w laramijską monoklinę północno-wschodniego brzegu niecki nidziańskiej, jedynie z nieznacznym fleksuralnym przestromieniem odpowiadającym bardziej stromemu pochyleniu północno-wschodniego przedkredowego skrzydła antykliny Puszczy.

W rezultacie wglębne stosunki intersekcyjne nie tylko utworów malmu, ale także cenomanu i turonu zrzutowane są na powierzchnię pochyloną monoklinalnie ku NE. Powoduje to, że dzisiejsza hipsometria ich wglębego występowania nie odpowiada ani warunkom intersekcji przedcenomańskiej, ani warunkom sedymentacji cenomańskiej i turońskiej, ani też formie tektoniki przedsenońskiej, gdyż pierwotne SW zapadanie utworów jury, cenomanu i turonu zostało złagodzone przez laramijskie pochylenie całości w kierunku przeciwnym.

Cenoman-Turon

Utwory malmu, ułożone prawie monoklinalnie w fazie młodokimeryjskiej, zapadają od dzisiejszej Wyżyny Krakowskiej ku NE. Zostały one przed transgresją cenomańską w znacznym stopniu speneplenizowane. W wyniku tego na powierzchni podkredowej, od osiowej strefy niecki nidziańskiej aż po jej wyniesione zachodnie skrzydło, ukazują się coraz starsze ogniwa górnego kompleksu malmu, oraz skaliste wapienie kompleksu środkowego. Relief powierzchni podkredowej w strefie występowania marglistych serii górnego kompleksu malmu jest bardziej wyrównany, natomiast tam, gdzie odsłaniają się wapienie skaliste, jest on bardziej urozmaicony. Ta zdenudowana powierzchnia podkredowa, przy

ogólnym północno-wschodnim nachyleniu, wpłynęła bezpośrednio na zasięg transgresji cenomańskiej, a także na przekraczające położenie osadów wyższych pięter kredy.

Utwory kredy rozpoznano w oparciu o dane uzyskane z wierceń oraz o profilowanie elektryczne. Wydzielić można idąc od dołu trzy typy osadów (fig. 6 i 7):

1. piaski i piaskowce szarozielone, glaukonityczne ze zlepieńcem podstawowym w spągu,
 2. wapienie piaszczyste glaukonityczne, w górnej części spękanie i rozmyte,
 3. margle glaukonityczne, wapienie margliste i margle z czertami.
- Tak zróżnicowany profil utworów kredy obejmuje alb?, cenoman, turon i senon.

Pierwsze dwa typy osadów wyrównują relief pojurański i pokryte są przez transgresję senońską. Utwory piaszczyste cenomanu i wapienie piaszczyste turonu leżą transgresywnie na różnych ogniwach malmu i tworzą bardzo urozmaicone kontakty jurajsko-kredowe.

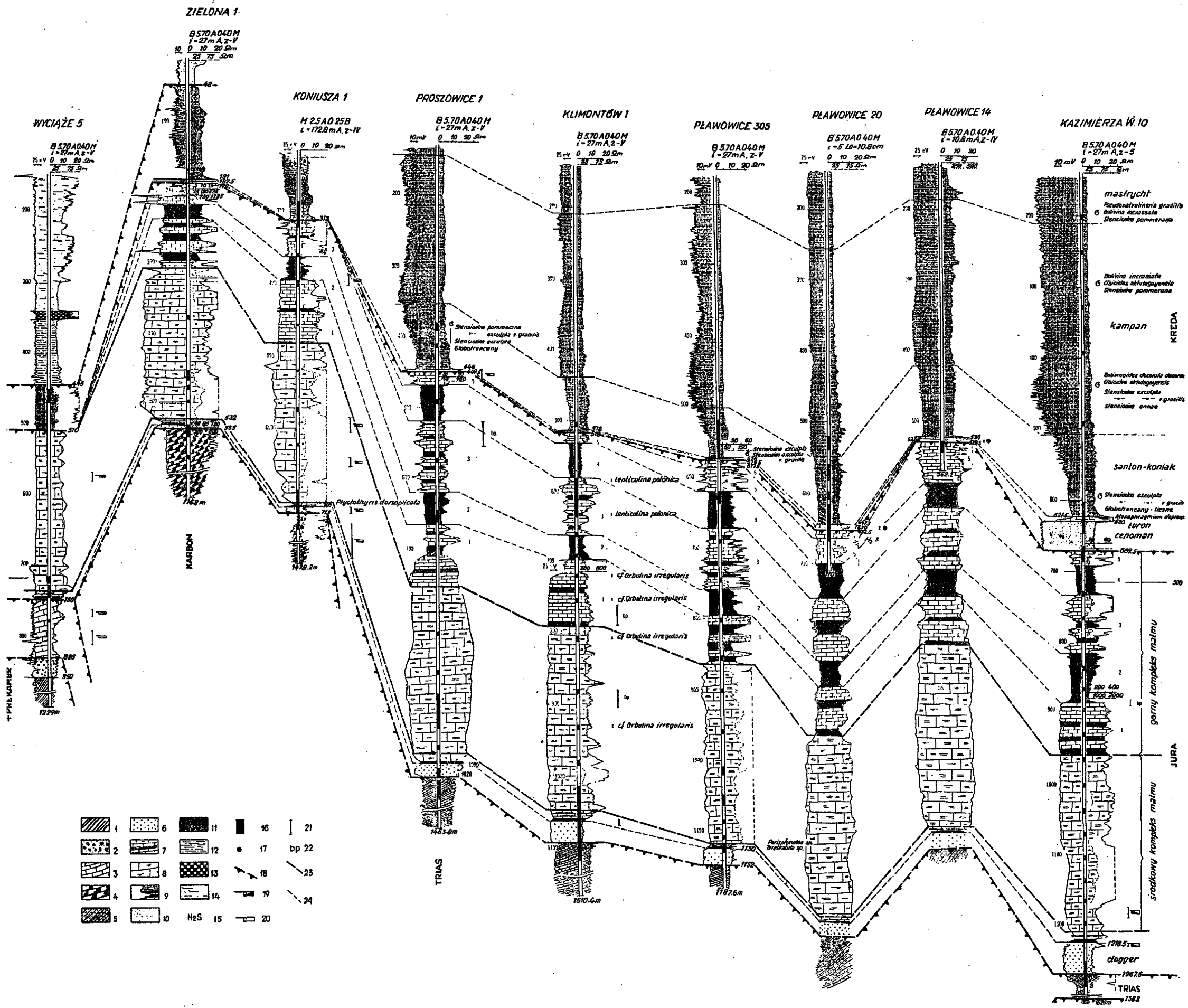
Transgresja cenomańska nie objęła centralnych części wyniesień Puszcza i Wyciąże-Luczyce. Te paleozoiczne elementy bowiem poprzez naśladujące je nieznacznie antyklinalne spaczenie jury i powierzchni podkredowej stanowiły w obrębie płytkiego morza cenomańskiego płaskie szerokie wyspy z poprzecznymi płytkimi dolinami erozyjnymi, predysponowanymi prawdopodobnie przez młodokimeryjskie strefy poprzecznych zaburzeń dysjunktywnych (fig. 8).

Dzisiejsza znajomość litologii oraz rozprzestrzenienia utworów cenomanu pozwala wnioskować, że wyznaczona intersekcyjnie granica obrazuje zasięg paleogeograficzny. Zaobserwowana prawidłowość rozwoju osadów od gruboziarnistych zlepieńców w strefie najbardziej brzegowej do drobnoziarnistych piasków i piaskowców w głębszych partiach zbiornika, przy równomiernym narastaniu miąższości, wskazuje, że rozpoznany zasięg jest sedymentacyjny. Wyznacza on zatem brzeg morza cenomańskiego. Kontur zaś linii brzegowej wskazuje na istnienie struktury, która słabo podkreśla nie tyle fazę kimeryjską co powaryscyjską.

Przedstawiona (fig. 8) linia brzegowa transgresji cenomańskiej wyznaczona została wierceniami, zaś stopień jej dokładności uwarunkowany jest ilością wykonanych wierceń. Najbardziej zbliżona do rzeczywistej znajduje się w części północno-wschodniej, wschodniej i południowej wyniesienia Puszcza, gdzie istnieje duże zagęszczenie wierceń.

Od strony zachodniej wypiętrzenia Puszcza linia ta została wyznaczona drogą ekstrapolacji. Utwory cenomanu stwierdzono tu bowiem tylko trzema otworami na głębokości:

| | |
|---------------|---------------|
| Niepołomice 3 | 330,0—381,5 m |
| Tropiszów 1 | 255,0—256 |
| Zielona 1 | 56,0—58,5 |



Korelacja elektro-stratygraficzna utworów jury i kredy

prekambr + starszy paleozoik — fyllity, 2 starszy paleozoik — zlepionce szarogłazowe, 3 dewon — wapień, 4 karbon — wapień i margle, 5 trias — piaskowce i mułowce, 6 dogger — piaskowce, 7 malm — wapieni argliste, 8 malm — wapień skaliste, 9 malm — 1, 3, 5 — wapień i margle — 2, 4 — margle, wapień detrytyczne; 10 cenoman — piaskowce, 11 senon — margle, 12 torton dolny — warstwy baranowskie, 13 torton dolny — anhydryty, 14 torton górny — piaskowce i mułowce, 15 zapach siarkowodoru, 16 interwał rdzeniowany, 17 ślady ropy, 18 nieciągłości stratygraficzne, 19 solanka, 20 woda słodka, 21 interwały perforowane, 22 brak przepływu, 23 granice pięter i kompleksów, 24 granice poziomów korelacyjnych. Otwory Pławowice 20 od głębokości 710 m oraz Pławowice 14 od głęb. 562,1 m nie posiadają dokumentacji, a interpretacja opart na danych z otworów blisko usytuowanych

Electro-stratigraphic correlation of Cretaceous and Jurassic deposits

Precambrian + Early Paleozoic — phyllites, 2 Early Paleozoic — greywacke conglomerates, 3 Devonian — limestones, 4 Carboniferous — limestones and marls, 5 Triassic — sandstones and claystones, 6 Dogger — sandstones, Malm — marly limestones, 8 Malm — hard limestones, 9 Malm — 1, 3, 5 — limestones and marls — 2, 4 — marls, detrital limestones, 10 Cenomanian — sandstones, 11 Senonian — marls, 12 Lower Tortonian — Baranów sds, 13 Lower Tortonian — anhydrites, 14 Upper Tortonian — sandstones and mudstones, 15 smell of sulfuretted hydrogen, 16 cored interval, 17 traces of oil, 18 stratigraphic discontinuities, 19 salt water, 20 fresh water, 21 perforated intervals, 22 lack of inflow, 23 stage- and complex boundaries, 24 boundaries of correlation horizons. Borehole Pławowice 20 beginning with depth 710 m and borehole Pławowice 14 beginning with depth 562.1 m have no documentation and the interpretation is based on data from near-by boreholes

Podobnie ustalona została granica zasięgu od wschodniej strony wyniesienia Wyciąże-Łuczyce. W północnej części wyznaczono ją na podstawie obecności utworów cenomanu w profilach wierceń: Marszowice 1 na głębokości 43—47 m (otwór usytuowany 1,5 km od linii brzegowej), Zielona 1 na głębokości 56—58,5 m (otwór usytuowany 4 km od linii brzegowej) i ich nieobecnością w otworach Łuczyce 1 i Wyciąże 5.

Południowo-wschodnia, południowa i południowo-zachodnia granica wokół wyniesienia Wyciąże-Łuczyce udokumentowana została obecnością utworów cenomanu w profilach wierceń na głębokościach:

| | |
|-------------|-------------|
| Wyciąże 1 | 302,0—303 m |
| Staniątki B | 567,5—579 |

oraz ich brakiem w otworach Wyciąże 2, Wyciąże 4, Grabie 1 i 2.

Wkraczanie morza cenomańskiego wąską zatoką w rejon na zachód od wypiętrzenia Wyciąże-Łuczyce potwierdza obecność osadów cenomanu na podanych głębokościach w otworach:

| | |
|-----------|-------------|
| Zagórze 1 | 846,0—847 m |
| Zagórze 3 | 151,5—155,5 |

Południowa granica zasięgu transgresji cenomańskiej wyznaczona została drogą ekstrapolacji o niewielką ilość danych z tych otworów, w których stwierdzono obecność osadów tego wieku na przytoczonych głębokościach:

| | |
|--------------|---------------|
| Zagórze 1 | 846,0—847 m |
| Szczytniki 2 | 522,95—523 |
| Rzezawa 1 | 891,0—970 |
| Brzesko 1 | 1328,0—1375,5 |
| Brzesko 2 | 1176,0—1225 |
| Jadowniki 5 | 1437,5—1450 |
| Mokrzyska II | 962,5—1042 |
| Szczepanów 1 | 1203,0—1221 |
| Waryś 1 | 1017,0—1020 |
| Waryś 2 | 1055,0—1056,5 |

Wyznaczona linia brzegowa cenomanu, szczególnie w tych strefach, gdzie dysponowano skąpą ilością danych, może ulec w przyszłości po zagęszczeniu siatki wierceń częściowej modyfikacji.

Brzegowe utwory cenomanu rozwinięte są jako gruboklastyczne zlepieńce, w skład których wchodzi otoczaki kwarcu oraz ciemnych i brunatnych rogowców. Spojone są one lepiszczem węglanowo-ilastym. Spotyka się również toczące margli wyższego kompleksu serii 3 lub 5 malmu. Miąższość utworów zlepieńcowatych dochodzi do 2 m. Im dalej od linii brzegowej, tym materiał staje się drobniejszy i bardziej równomierny, a równocześnie wzrasta miąższość. Od brzegowej strefy zlepieńców gruboklastycznych, której szerokość waha się od 1 do 5 km, poprzez zlepieńce średnio- i drobnoziarniste, piaskowce grubo- i średnioziarniste prześledzić można przejście do piaskowców i piasków drobnoziarnistych glaukonitowych o miąższościach przekraczających 100 m w głębszych

partiach basenu. W piaskowcach występują milimetrowe ciemnoszare warstewki i smugi ilaste. W środkowej części piaskowców obserwuje się na całym obszarze zwiększenie średnicy ziarn materiału klastycznego, co podkreślone jest występowaniem kilkucentymetrowej warstwy gruboziarnistych (zlepieńcowatych) piaskowców. Ku górze piaskowce stają się bardziej zwięzłe, wzrasta ilość spoiwa węglanowego, i stopniowo przechodzą one w wapienie piaszczyste z glaukonitem, a te z kolei w wapienie krystaliczne jasnoszare, spękane i rozmyte w górnej części. Szczeliny i rozmycia wypełnione są szarozielonym materiałem ilasto-marglistym.

W utworach piaszczystych leżących pod wapieniami w profilu wiercenia Dziewin 2 znaleziono wspólnie z A. Tokarskim *Alectryonia diluviana* Linn. i *Exogyra columba* Sow., formy świadczące o cenomańskim wieku utworów. Nie wykluczone jest jednak, że dolna część piaskowców poniżej ławicy zlepieńcowatej jest wieku albskiego.

Z podobnych glaukonitycznych piaskowców leżących na wapieniach jurajskich w Korytnicy i Skotnikach Dużych, tj. rejonu stanowiącego północno-wschodnią granicę cenomańskiego basenu niecki miechowskiej, A. Mazurek (1923) oznaczył *Belemnites ultimus* d'Orb., a w piaskowcach marglistych koło Lygątki i Zalesia *Schloenbachia varians* Sow. oraz *Inoceramus concentricus* Park. i *Inoceramus bohemicus* Leonh. Wszystkie formy są przewodnie lub charakterystyczne dla cenomanu.

Występujące nad piaskowcami wapienie reprezentują utwory turonu. Stopniowe przejście od piaskowców poprzez wapienie piaszczyste do wapieni świadczyć może o ciągłości sedymentacji. Według E. Panowa (1934) i S. Alexandrowicza (1954, 1960, 1969) na obszarze krakowskim istnieje jednak możliwość nieciągłości sedymentacyjnej między cenomanem i turonem. Wapienie turonu na rozpatrywanym przez mnie obszarze leżą przekraczając na piaskowcach cenomanu. W żadnym z wykonanych wierceń nie uzyskano jednak piaskowców, względnie zlepieńców cenomanu bezpośrednio pod marglistą serią senonu, co raczej wyklucza nieciągłość sedymentacyjną.

Morze turońskie swoim zasięgiem objęło wyższe partie wypiętrzeń Puszcza i Wyciąże-Łuczyce.

Podsenańska intersekcyjna linia zasięgu leżących przekraczając utworów turonu jest granicą erozyjną i przebiega ona równoległe do linii sedymentacyjnej cenomanu. Wskazuje to, że:

a) struktury Puszcza i Wyciąże-Łuczyce, które zatrzymały transgresję morza cenomańskiego a pokryte zostały przekraczając przez utwory turonu, odżyły ponownie;

b) krótkotrwała denudacja poturońska zniszczyła wprawdzie cienką pokrywę turońską na tych strukturach aż do dzisiejszej linii zasięgu tych utworów, lecz nie objęła już osadów cenomanu. Odtworzona erozyjna linia zasięgu turonu, aczkolwiek zbliżona swym konturem do sedy-

mentacyjnej cenomanu i zależna od tej samej struktury, to jednak genetycznie posiada inny charakter.

Miąższości utworów turonu w sąsiedztwie linii brzegowej cenomanu są rzędu 0,5—1 m i narastają stopniowo w kierunku przeciwnym do osiowych partii wyniesień. Maksymalne miąższości wapieni nie przekraczają jednak 10 m.

W wapieniach piaszczystych rejonu Głanowa, leżących zgodnie na utworach górnego cenomanu ze *Schloenbachia coupei* Brongn. i *Acanthoceras rhotomagense* Defr., Z. Sujkowski (1926) oznaczył — obok innych — formę dolnoturońską *Inoceramus labiatus* Schloth. przewodnią dla turonu krakowskiego (Panow 1934).

Z obszaru tego Z. Sujkowski (1926) opisuje wapienie piaszczyste turonu z *Inoceramus lamarki* Park. i *Echinoconus subrotundus* d'Orb., leżące bezpośrednio na ściętej powierzchni wapieni skalistych jury. Stosunki są więc homologiczne z omawianym obszarem, co równocześnie skłania autora niniejszego do uznania wapieni za turońskie. Turoński wiek wapieni potwierdza także występujący w nich zespół mikrofaunistyczny, w obrębie którego J. Heller i K. Morawska (1958—1969) oznaczyły *Ataxiophragmium globulare* (Rss), *A. variabilis* (d'Orb.), *Marsonella oxycona* (Rss), *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, *G. marginata* (Rss), *G. lapparenti tricarinata* (Quereau), *G. lapparenti bulloides* (Vogler), pojedyncze okazy *Stensioeina prae-exculpta* Keller oraz liczne otwornice z rodzaju *Arenobulimina*.

Senon

Transgresja senońska pokryła nie objęte sedymentacją cenomańską i turońską wyniesienia Puszcza i Wyciąże-Luczyce, w wyniku czego powstał jednolity monotony kompleks osadów, reprezentujący głównie margle i wapienie margliste bez charakterystycznych poziomów korelacyjnych. Opierając się na litologicznych kryteriach podziału senonu S. Z. Różyckiego (1938) oraz W. C. Kowalskiego (1948) i pomiarach geofizycznych, w obrębie osadów senonu można było wyróżnić, idąc od dołu (fig. 6 i 7):

a) Serię margli ilastych zielonoszarych w dolnej części piaszczystych z glaukonitem i gruzłami wapieni turońskich.

Leży ona w stratygraficznej niezgodności na wapieniach turonu (Alexandrowicz 1969), a w profilowaniu elektrycznym charakteryzuje się niskimi oporami właściwymi i wygładzeniem krzywej PS. Miąższość tego pakietu nie przekracza 130 m, ulegając stopniowemu zmniejszeniu ku zachodowi, co związane jest najprawdopodobniej z powolnym przekraczaniem przez morze senońskie kolejnych elementów strukturalnych w tym kierunku. Na podstawie oznaczeń mikrofauny, wykonanych przez

J. Heller i K. Morawską (1958—1969), utwory te zaliczone zostały do emszery?-santonu. Obok innych występują tu licznie *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *S. exsculpta* v. *gracilis* Brotzen, *S. prae-exsculpta* Keller oraz liczne globotrunkany, między innymi *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli.

Granice pomiędzy utworami santonu a wyżej leżącą serią wyznaczono na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej, głównie krzywej PS w miejscu charakterystycznego jej odgięcia ku górze w lewo.

b) Serię szarych margli i wapieni marglistych z opokami i białych smugowanych wapieni z czertami.

W profilowaniu elektrycznym osady te charakteryzują się podwyższoną opornością właściwą i wzrostem amplitudy wychyleń krzywej PS. Miąższość ich w części wschodniej, gdzie są przykryte serią najwyższą, dochodzi do 200 m. Mikropaleontologicznie, według badań J. Heller i K. Morawskiej (1958—1969), charakteryzuje ją występowanie *Bolivinoidea decorata* (Jonos), *Cibicides harperi* (Saudidgae), *Stensioeina annae* Pożaryska, form charakterystycznych głównie dla kampanu i niższego mastrychtu. W niniejszym opracowaniu utwory tej serii zaliczone zostały do kampanu. Ich górną granicę wyznaczono również w oparciu o profilowanie elektryczne w miejscu, gdzie obserwuje się ku górze zmniejszony spadek oporności właściwej i powrót do jednostajnego zapisu krzywej PS.

c) Serię szarozielonych piaszczystych margli i wapieni marglistych, zwietrzałych w górnej części. W najpełniejszym wykształceniu występuje ona jedynie we wschodniej części rozpatrywanego obszaru. W części zachodniej natomiast została ona w mniejszym lub większym stopniu usunięta przed mioceniem.

J. Heller i K. Morawska (1958—1969) na podstawie licznie występującej mikrofauny, a między innymi *Pseudovalvulineria gracilis* (Marsson), *Bolivinoidea draco draco* (Marsson), *Cibicides harperi* (Soudidgae) i *Stensioeina pommerana* Brotzen, zaliczyły ją do mastrychtu i górnego kampanu. W niniejszym opracowaniu utwory te zaliczone zostały do mastrychtu.

W przekrojach poprzecznych od Wyżyny Krakowskiej ku osi niecki nidziańskiej (fig. 9) widać wyraźne narastanie grubości utworów kredy. W strefie złożowej ich profil osiąga miąższość 550—600 m. Monotonny litologicznie kompleks utworów senońskich maskuje starsze elementy strukturalne występujące w jego podłożu, a spągowe margle ilaste stanowią jednocześnie dobrą nieprzepuszczalną pokrywę jurajsko-cenomańsko-turońskiego profilu. Natomiast piaskowce i wapienie cenomańsko-turońskie spełniają w tym układzie rolę kompleksu łączącego piętro senońskie z piętrzem jurajskim.

Wyrazem tektonicznej przebudowy przedmiocieńskiej rozpatrywanego obszaru jest monoklinalne ułożenie pokrywy mezozoicznej przy równoczesnym podniesieniu wychodni w obrębie Wyżyny Krakowskiej

i w obrębie północno-wschodniego skłonu, tworzącego zachodnie skrzydło niecki miechowskiej.

Bezpośrednio nad powierzchnią pojurajską, bądź też w obrębie kompleksu cenomańsko-turońskiego występuje niezgodność kątowna w stosunku do pokrywy senońskiej. Upady wzrastają od turonu (4°) do malmu (8°), przy zgodnym z nadkładem pochyleniu północno-wschodnim. To samo dotyczy północno-wschodniego skrzydła struktury Wyciąże-Łuczyce z tym, że w nadkładzie senońskim pochylenie wynosi 2° , a w utworach od turonu do malmu $3-5^{\circ}$. W południowo-zachodnim skrzydle struktury Puszcza utwory od turonu do malmu wykazują przeciwspadek w stosunku do nadkładu senońskiego z tym, że wartość pochylenia $2-3^{\circ}$ musiała zostać złagodzona przez przeciwny kierunek pochylenia laramijskiego. Wynika z tego, że strefa Grobla-Pławowice wyeksponowana została dopiero po kredzie, gdyż do okresu przedemskiego miała swój zwierciadlany obraz w południowo-zachodnim podniesionym skrzydle pogrzebanego wypiętrzenia Puszcza.

W okresie ruchów pokredowych pokrywa mezozoiczna ulega również zdyslokowaniu. Styl i wielkość tych ruchów dają się prześledzić wzdłuż powierzchni łączących utwory jury i kredy oraz w przemieszczeniach kompleksu cenomańsko-turońskiego.

Szczególnym objawem tektoniki pokredowej, właściwym tylko dla południowo-zachodniej części niecki nidziańskiej, jest duża zbieżność kierunków sieci dyslokacyjnej pokrywy mezozoicznej z planem podłoża paleozoicznego. Zbieżność ta, zdaniem autora, jest zjawiskiem lokalnym i wynika przede wszystkim z nałożenia się w środkowej części sigmoidy struktur mezozoicznych na paleozoiczne. W ten sposób laramijski kierunek SE mógł odzwierciedlać tak samo biegnący odcinek warwycyjski, dla którego południowo-wschodnia orientacja jest zasadniczą.

POKRYWA MIOCIENSKA

Po górnej kredzie w wyniku orogenezy laramijskiej uformowało się syklinorium miechowskie o kierunku osi NW-SE. W okresie lądowym, po kredzie a przed mioceniem, trwało intensywne niszczenie utworów górnej kredy, a w rejonie Łapczyca-Siedlec-Gdów odsłonięte zostały nawet utwory górnej jury. Powstała powierzchnia podmiocenska tworzyła obszar w dużym stopniu zrównany, a zachowane niektóre deniwelacje mogą stanowić pradoliny rzek. Ten spenepienizowany obszar przykryty został utworami miocenu i razem z nimi uczestniczył w późniejszych ruchach tektonicznych.

W profilach utworów miocenu obserwuje się wyraźną zmianę miąższości od większych na południu do mniejszych na północy.

Utwory miocenu dzielą się na trzy kompleksy litostratygraficzne. Są to od dołu:

Warstwy podewaporatowe. Są to przeważnie utwory ilaste z przeobionym materiałem podłoża, głównie margli kredowych. W strefie Grobla-Pławowice w najniższej części występują drobnoziarniste piaski mikowe. Ich miąższość w środkowej i północnej części waha się w granicach 20—45 m, podczas gdy w części południowej, szczególnie w strefie zatoki Gdowa i Wojnicza, osiąga kilkaset metrów.

Przejście z miąższości od kilkunastu metrów na północy do kilkuset metrów na południu odbywa się w obrębie wąskiego równoleżnikowego pasa zupełnie niezależnego w swoim przebiegu od linii strukturalnych podłoża.

Poziom ewaporatów — złożony jest głównie z anhydrytów i soli, stanowiących końcowy etap transgresji dolnotortonńskiej. W środkowej i północnej części obszaru poziom ten rozwinięty jest w facji anhydrytowej, o miąższościach od kilku do kilkunastu metrów (na obszarze Grobli 19 m, Pławowic 15 m, a Niepołomic-Wyciąży 10 m).

W południowej części równoleżnikowej strefy Szczepanów-Bochnia-Łęzkowice-Kłaj-Wieliczka-Barycz-Grabie występuje facja solna. Złoża solne Szczepanowa, Kłaja i Grabi są autochtoniczne (Garlicki 1968), natomiast Bochni i Wieliczki są silnie sfałdowane i przesunięte ku północy, zgodnie z ruchem fliszu karpackiego (Olewicz 1962, Poborski & Skoczylas-Ciszewska 1963). Rozkład facji utworów chemicznych wskazuje, że odpowiednio do ruchu frontu karpackiego strefa największego przegłębienia basenu miocenińskiego przesunęła się ku północy. Obniżanie się równoleżnikowej dolnotortonńskiej wklęsłości w strefie Wojnicza i Gdowa musiało się zakończyć przed osadzeniem się ewaporatów, ponieważ strefa sedymentacji tych ostatnich przesunięta jest bardziej ku północy. Niemniej okres sedymentacji ewaporatów, poza oddźwiękami tektoniki fliszowej w formie brekcji sedymentacyjnych w utworach solnych, należy uznać za okres względного spokoju tektonicznego.

Utwory nadewaporatowe — reprezentuje je seria ilasto-mułowcowo-piaszczysta, w obrębie której wydziela się w obszarze środkowym i południowym u dołu *warstwy chodenickie* — wykształcone jako iłowce i iłolupki szare, wapniste z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych jasnoszarych i mułowców czarnych. W ich dolnej części zaznacza się jeszcze oddźwięk sedymentacji typu ewaporatowego w postaci margli lub iłowców dolomitycznych. Wyżej leżą *warstwy grabowieckie* — rozwinięte w facji ilasto-piaszczystej. W stosunku do warstw chodenickich wzrasta udział materiału piaszczystego. Miąższości warstw chodenickich i grabowieckich są do siebie zbliżone. W części południowej i południowo-wschodniej wynoszą średnio po 500—600 m, a ku północy miąższość tych utworów stopniowo maleje. Strefa maksymalnych miąższości tortonów nadewaporatowego w stosunku do maksymalnych miąższości ewapora-

tów przesunięta jest jeszcze dalej ku północy, co zapewne wiąże się z kolejnym impulsem orogenicznym nasuwających się Karpat.

Profil utworów miocenu kończą w górnej części piaskowce i piaski drobnoziarniste z przeławiczeniami mułowców i ilowców, należące prawdopodobnie już do sarmatu.

Utwory miocenu tworzące najmłodsze piętro strukturalne na rozpatrywanym obszarze stanowią jednocześnie ostatnią pokrywę maskującą. Struktury waryscyjskie zaznaczone wyraźnie na powierzchni podpermskiej odzwierciedlają się jeszcze w utworach mezozoicznych, mimo ich stopniowego pokrywania przez te ostatnie. Zostają jednak całkowicie zakryte utworami miocenu o równoleżnikowym układzie facji, przy równoczesnym południowym wzroście miąższości. Fakt powyższy jak również równoleżnikowe przeładowanie i nasunięcie ku północy utworów miocenu stwarza zupełnie *odmienny i obcy* obraz w stosunku do całości budowy podmiocenińskiego podłoża o orientacji NW-SE. Jedynie dyslokacje waryscyjskie znalazły swe odbicie również i w utworach miocenijskich poprzez odmłodzenie w fazie śródmiocenijskiej. Charakterystycznym jest, że dyslokacje miocenijskie nie są zorientowane ani równoleżnikowo, czyli zgodnie z kompresją miocenijską, ani też południkowo — zgodnie z ówczesną tensją, lecz posiadają orientację odmłodzonych kierunków powaryscyjskich. Przemieszczenia jednak, rejestrowane dokładnie na anhydrytowym poziomie sejsmicznym dolnego tortonu, są stosunkowo niewielkie — w granicach kilkunastu względnie kilkudziesięciu metrów. Dyslokacje te, odmłodzone często z przeciwnym znakiem lub też nowo powstałe w tej fazie tektonicznej, posiadają miejscami charakter nasunięć, na co wskazują wyniki otworów Zagórze 3 i Książnice 2. W pierwszym — po przebiciu 390 m utworów tortonu, 21,5 m osadów marglisto-piaszczystych kredy, 228,5 m wapieni malmu — uzyskano ponownie 392 m utworów ilastych miocenu, a pod nimi utwory malmu. W drugim — przebito 900 m utworów ilastych tortonu, 279 m wapieni skalistych i płytowych górnego oksfordu i 10 m piaskowców doggeru, wchodząc ponownie w 31,5 m utworów tortonu i niżej w wapienie malmu (Połtowicz 1962a, b). Podobny charakter dyslokacji stwierdzono w rejonie Szczucina otworem Oblekoń 3 (Stemulak & Jawor 1963).

SIĘĆ DYSLOKACJI

Przedstawione na mapach i przekrojach geologicznych dyslokacje o różnym przebiegu, wieku i historii zostały wyznaczone w oparciu o profile geologiczne i korelacje elektrostratygraficzne uzyskane w poszczególnych wierceniach, jak również o wyniki złożowe otworów oraz przekroje sejsmiczne.

Analizując przekroje geologiczne wykonane w poprzek tych dyslokacji widać różne kombinacje układów kompleksów skalnych po obu ich stronach. Kombinacje te oraz ich zmiany są w pewnym stopniu charakterystyczne dla każdej z dyslokacji⁸, lecz z drugiej strony kombinacje tego samego typu powtarzają się dla różnych dyslokacji. Wynika z tego, że ruchy dyslokacyjne mogły dawać z jednej strony różne efekty wzdłuż tej samej linii, a z drugiej — te same efekty w różnych miejscach odrębnych linii dyslokacyjnych. W rezultacie zmieniały się obrazy powierzchni nieciągłości zamykające poszczególne fazy ruchów dyslokacyjnych.

Dokumentacja przekrojów dyslokacyjnych

Rozpatrując wszystkie dotychczas rozpoznane dyslokacje na omawianym obszarze, można je podzielić według dwóch głównych orientacji kierunkowych. W północnej części obszaru przeważają dyslokacje podłużne o kierunkach NW-SE, które ku południowi przyjmują bieg bardziej równoleżnikowy. Dotyczy to również dyslokacji pokredowych. Odnosi się wrażenie, że kierunki paleozoiczne narzuciły swoją orientację laramijskim, a zostało to jeszcze bardziej podkreślone ruchami mioceńskimi.

Prostopadłe względem dyslokacji podłużnych występują poprzeczne o kierunkach SW-NE.

Ponadto dają się wyróżnić nasunięcia wieku mioceńskiego, które przechodzą łukowato z kierunku SE poprzez E do NE. Jeden taki łuk przebiega blisko brzegu karpackiego i prawdopodobnie powstał pod wpływem nasuwającego się fliszu.

Dyslokacje podłużne — wiodące

W poprzecznym przekroju od strefy złożowej Grobla-Pławowice ku Wyżynie Krakowskiej rozpoznanych zostało szereg dyslokacji podłużnych (fig. 2), z których najważniejszymi są:

- dyslokacja Puszcy (a),
- dyslokacja Koniuszy (b),
- dyslokacja Tropiszów-Bochnia (c),
- dyslokacja Łuczyce-Zagórze-Łapczyca (d),
- dyslokacja Grabie-Liplas (e),
- dyslokacja Woźniki-Gdów (f).

⁸ Ze względu na skomplikowaną historię odróżnia się znak i wymiar przemieszczenia dla przewodnich kompleksów, a osobno dla stropowych i spagowych powierzchni nieciągłości. Częstym zjawiskiem jest na przykład odwrotny znak kimeryjskiego przemieszczenia horyzontów malmu w stosunku do podkredowej powierzchni malmu.

Dyslokacje te dają schematy przemieszczeń prześledzone dla każdego ciągu w kilku poprzecznych przekrojach (fig. 9 i 10)⁹.

Dyslokacja Puszcy (a) 1¹⁰ oddziela zapadniętą strefę z utworami karbonu i dewonu od wypiętrzenia Puszcza i rozpoznana została szczególnie w profilach wierceń Mikłuszowice 1, Puszcza 5, Dziewin 1 i 2. Jej założenia są na pewno waryscyjskie, a nie wykluczone że i starsze. Amplituda przemieszczenia zmierzona w utworach paleozoicznych wynosi ponad 1000 m z tym, że na zachód od dyslokacji, na powierzchni podjurajskiej, występują w profilu otworu Mikłuszowice 1 fyllity przykryte szarogłazami, a 2,3 km na zachód od niej w profilu wiercenia Dziewin 2 utwory karbonu i nie przebitego dewonu. Przed sedymentacją utworów kredy musiała powstać, względnie odmłodzić się (?), o 700 m ku wschodowi dyslokacja (a_1) 2, na wschód od której miało miejsce podniesienie około 100 m. O tyle bowiem grubsze są utwory malmu po zachodniej stronie dyslokacji (a_1). Przed utworzeniem się powierzchni podmioczeńskiej nastąpiły przemieszczenia w płaszczyznach dyslokacji (a) i (a_1). Wschodnie skrzydło dyslokacji (a) zostało podniesione o około 50 m, co równa się zwiększonej grubości utworów kredy po jej stronie zachodniej. Zachodnie skrzydło dyslokacji (a_1) podniesione zostało natomiast o około 100 m, co wynika z różnicy w miąższości utworów kredy, których górna część została przed mioceniem zdarta po stronie zachodniej. W okresie sedymentacji utworów podewaporatowych i ewaporatowych obszar na zachód od dyslokacji (a) w jej bliskim sąsiedztwie musiał być wyniesiony, gdyż brak jest tych utworów w profilu Mikłuszowice. Występują one natomiast w pełnym wykształceniu w obrębie strefy dyslokacyjnej (otwór Puszcza 5) i na wschód od dyslokacji (a_1). Powierzchnia podmioczeńska jest zrzucana w obrębie tej strefy o 180 m na dyslokacji (a_1) i 100 m na dyslokacji (a).

W rezultacie tych przemieszczeń powstał rów tektoniczny (Jawor & Kruczek 1965), w którym złożone zostały utwory jury, kredy i miocenu, podczas gdy w okresie sedymentacji osadów podjurajskich mógł to być tylko stopień ze względu na duży zrzut przedjurajski. Tego rodzaju złożoność rowu może być wzorcem dla wszystkich innych form tektoniki dysjunktywnej omawianej strefy.

Dyslokacja Koniuszy (b) 3 w przekroju poprzecznym od wiercenia Dziewin do wiercenia Liplas rozpoznana została w profilach wierceń Puszcza 1, 3 i 4. Zrzuca ona warstwy bloku zachodniego w utworach pa-

⁹ Diagramy sumowe obrazują istniejące przemieszczenia odnośnych kompleksów dla obu skrzydeł dyslokacji, powtarzając ten wymiar z odmiennym znakiem dla obu skrzydeł. Tam, gdzie w jednym skrzydle brak jest odpowiednich utworów co sygnalizuje schemat, przemieszczenie traktowane jest jako minimum. Wzajemne skrzyżowanie obwiedni obu stron diagramu wskazuje zmianę znaku przemieszczenia.

¹⁰ (a—f) — odnosi się do oznaczeń podłużnych linii dyslokacyjnych na mapach.

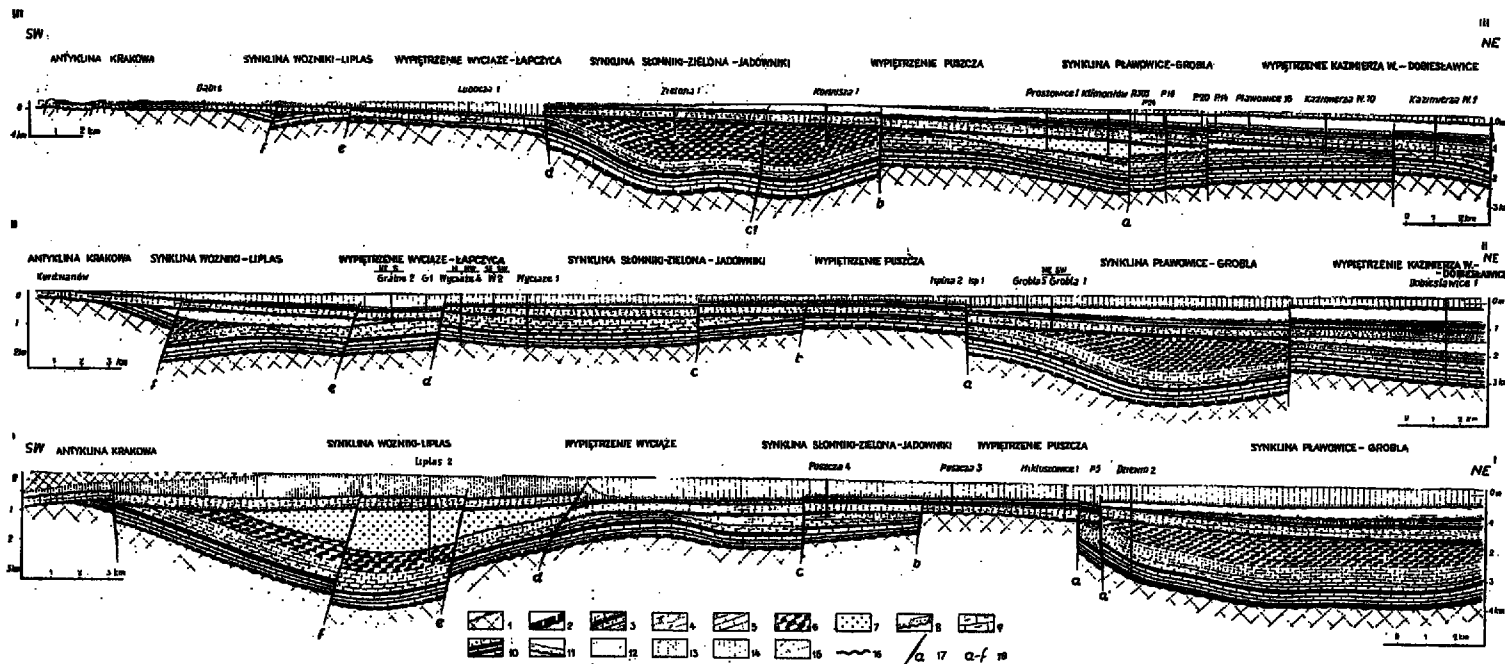


Fig. 9

Przekroje geologiczne poprzeczne I—III

1 prekambryj + starszy paleozoik, 2 dewon dolny — piaskowce i mułowce, 3 dewon środkowy i górny — wapienie, margle i dolomity, 4 dewon środkowy i górny — dolomity, 5 dewon środkowy i górny — wapienie, 6 karbon dolny, 7 permotrias, 8 dogger, 9 malm — wapienie skaliste, 10 malm — wapienie i margle, 11 cenoman — piaskowce i zlepki, 12 turon + senon, 13 torton dolny, 14 torton górny, 15 flysz, 16 nieciągłości stratygraficzne, 17 dyslokacje, 18 dyslokacje podłużne

Transversal geological sections I—III

1 Precambrian + Early Paleozoic, 2 Lower Devonian — sandstones and mudstones, 3 Middle and Upper Devonian — limestones, marls and dolomites, 4 Middle and Upper Devonian — dolomites, 5 Middle and Upper Devonian — limestones, 6 Lower Carboniferous, 7 Permo-Triassic, 8 Dogger, 9 Malm — hard limestones, 10 Malm — limestones and marls, 11 Cenomanian — sandstones and conglomerates, 12 Turonian + Senonian, 13 Lower Tortonian, 14 Upper Tortonian, 15 Flysch, 16 stratigraphic discontinuities, 17 dislocations, 18 longitudinal dislocations

leozoicznych o około 700 m, a utwory dewonu tego bloku kontaktują z fyllitami bloku wschodniego. Osady jury, kredy i miocenu przemieszczone są po tej samej stronie o około 25—30 m.

Dyslokacja Tropiszów-Bochnia (c) 4 zrzuca blok zachodni w utworach paleozoicznych o około 240 m, jury o około 70 m, a także kredy i tortonu dolnego o około 50 m.

Dyslokacja Łuczyce-Zagórze-Łapczyca (d) 5 rejestrowana jest dokładnie na przekrojach sejsmicznych i rozpoznana została w utworach mezozoicznych w profilu wierceń Zagórze 1 i 2. W pierwszym — strop wapieni malmu uzyskano na głębokości 847 m, a w drugim — usytuowanym 2 km na NW, 422 m wyżej. Dyslokacja ta ma charakter nasunięcia, na co wskazuje wynik otworu Zagórze 3 wykonany 1,5 km na NW od odwiertu Zagórze 2. W profilu otworu Zagórze 3 pod utworami tortonu, kredy i malmu uzyskano ponownie utwory ilaste tortonu, a pod nimi wapienie malmu. Podobny profil (bez utworów kredy) jedynie ze zdwojeniem sekwencji miocen-malm uzyskano w otworze Książnice 2, około 10 km na SE od odwiertu Zagórze 3. Sygnalizuje on przedłużanie się nasunięcia w kierunku SE.

Zrzut powierzchni podmioczeńskiej nad utworami malmu wynosi dla bloku wschodniego około 540 m i jest to wynikiem tektoniki mioczeńskiej. Nie wiadomo jednakże, czy i jakie było przemieszczenie pokredowe. W odniesieniu do przedjurajskiej sytuacji wnioskować można na podstawie pokrywy permo-triasowej. Na utworach dewońskich po zachodniej stronie dyslokacji występuje pokrywa permo-triasowa, a jej miąższość narasta ku zachodowi, podczas gdy na bloku wschodnim jej brak. Dowodzić to może o przedjurajskim wieku dyslokacji.

Dyslokacja Grabie-Liplas (e) 6 zrzuca zapadniętą zachodnią strefę w utworach paleozoicznych o około 750 m, doprowadzając utwory karboonu leżące na dewonie do kontaktu z utworami dewonu bloku wschodniego. Ponadto na zachód od dyslokacji, charakterystyczną dla rowu Liplasu jest 1369-metrowa pstra seria permo-triasowa, podczas gdy na wschód od dyslokacji seria ta mierzy zapewne tylko kilkaset metrów. Sygnalizuje to otwór Grabie 2 wykonany 10,5 km na NNW od otworu Liplas 2, gdzie seria permo-triasowa posiada miąższość 111,5 m. Powierzchnia podjurajska przemieszczona jest odwrotnie i znajduje się na zachód od dyslokacji o około 100 m wyżej niż na bloku wschodnim. Przemieszczenie to jest zapewne wieku mioczeńskiego. Utwory malmu mają podobne grubości z tym, że w zachodnim bloku ukazują się pod mioceniem, a we wschodnim — w północnej jego części — przykryte są przez około 15—60 m utworów senonu.

Dyslokacja Woźniki-Gdów (f) 7 została wyznaczona jedynie w oparciu o profile sejsmiczne. Z układu refleksów można wnioskować, że posiada ona charakter nasunięcia i byłaby przedłużeniem ku SE nasunięcia

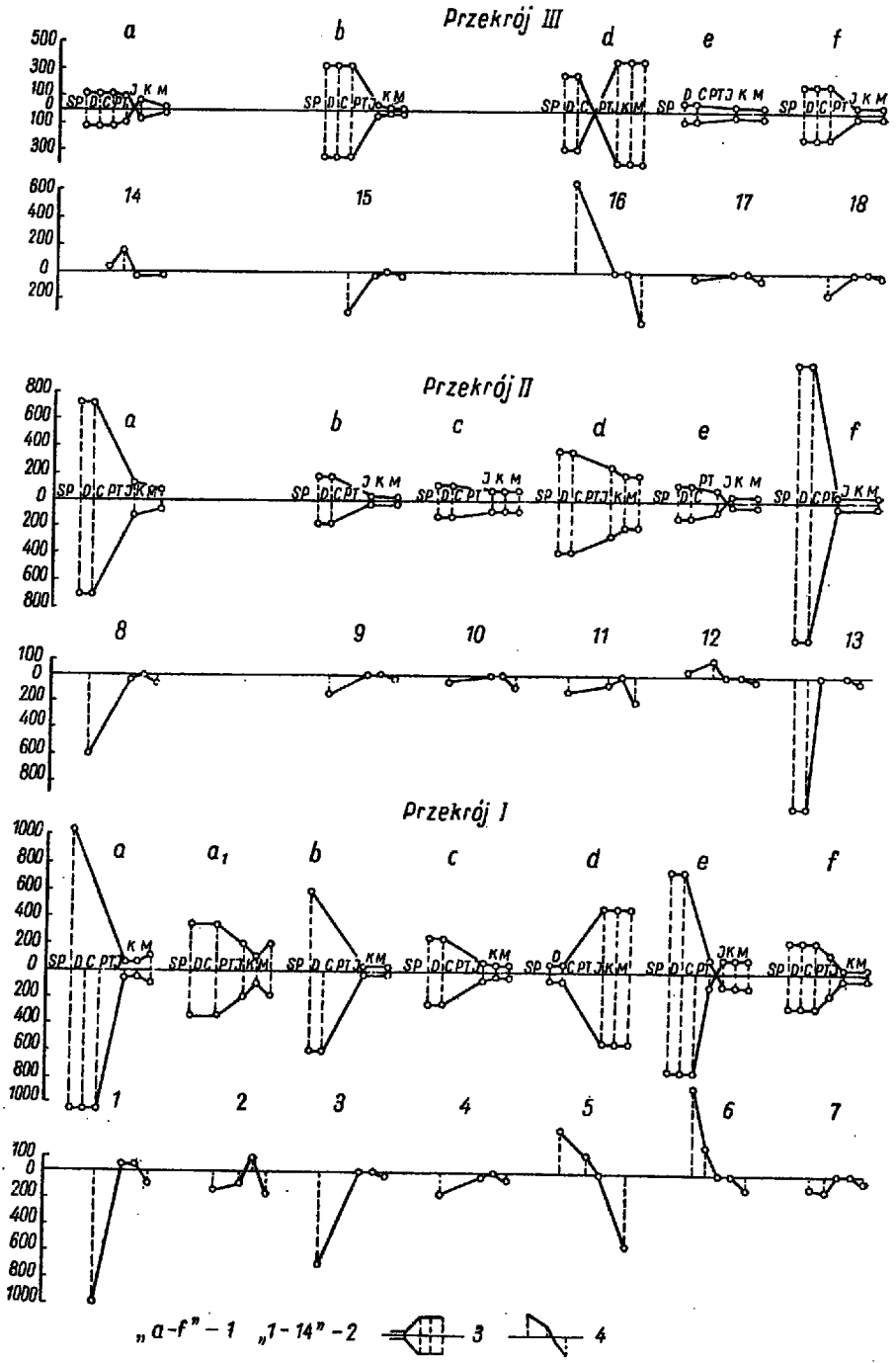


Fig. 10

wyznaczonego przez S. Bukowego (1964). Podnosi ona utwory paleozoiczne obydwu bloków w części zachodniej o około 250 m. Dla górnej powierzchni utworów malmu, która równocześnie jest powierzchnią podmiocenią, przemieszczenie to wynosi około 45 m. Na skutek braku pokrywy kredowej po obu stronach dyslokacji, nie wiadomo czy przemieszczenie przedjurajskie odmłodzone w miocenie, było także odmłodzone przed kredą i po niej.

W kolejnym, bardziej północnym, poprzecznym przekroju na linii odwiertów Dobiesławice-Wyciąże-Kurdwanów (fig. 9) dla dyslokacji Puszczy (a) 8 amplituda zrzutu w obrębie utworów paleozoicznych obszaru wschodniego wynosi około 720 m, przy czym serie dewonu górnego bloku wschodniego kontaktują z utworami dewonu środkowego bloku zachodniego. Dla utworów jury przemieszczenie rozpoznane w profilach wierceń Ispina 1 i 2 wynosi około 120 m, kredy około 90 m, a dla tortonu około 70 m. Mamy tu do czynienia z kolejnym nakładaniem się amplitud przemieszczenia podjurajskiego, podkredowego, pokredowego i miocenijskiego.

Dyslokacja Koniuszy (b) 9 w tym przekroju zrzuca utwory paleozoiczne bloku zachodniego o około 180 m, a jury, kredy i tortonu o około 20—30 m.

Fig. 10

Przekrojowe schematy przebiegu przemieszczeń dla dyslokacji podłużnych

1 oznaczenia dyslokacji podłużnych na mapach i przekrojach, 2 numeracja kolejnych schematów przemieszczeń w poszczególnych przekrojach, 3 diagramy sumowe, 4 diagramy różnicowe. SP prekambry + starszy paleozoik, D dewon, C karbon, PT permotrias, J jura, K kreda, M miocen

Diagrams of displacements for longitudinal faults

1 longitudinal dislocations as marked on the maps and sections, 2 numbering of the successive diagrams of dislocations in the particular sections, 3 summaric diagrams, 4 differential diagrams. SP Precambrian + Early Paleozoic, D Devonian, C Carboniferous, PT Permo-Triassic, J Jurassic, K Cretaceous, M Miocene

Dyslokacja Tropiszów-Bochnia (c) 10 zrzuca w bloku zachodnim utwory dewonu o około 120 m, a jury, kredy i tortonu o około 80 m.

Dyslokacja Łuczyce-Zagórze-Łapczyca (d) 11 zrzuca utwory dewonu w bloku zachodnim o około 380 m, jury o około 260 m, natomiast kredy i tortonu o około 180 m.

Dyslokacja Grabie-Liplas (e) 12 zachowuje ten sam charakter co w strefie południowej. W utworach paleozoicznych zrzuca ona blok zachodni o około 120 m, przy czym na kontakcie występują utwory dewonu po obu jej stronach (fig. 9). W okresie sedymentacji utworów permu i triasu obszar zachodni, czyli strefa zapadnięta, obniżał się, podobnie jak to miało miejsce w części południowej. Osiadanie jednak było tutaj prawdopodobnie powolniejsze. Po osadzeniu się utworów jury, kredy i dolnego tortonu nastąpiło wznowienie ruchu dyslokacyjnego i utwory te w bloku zachodnim podniesione są obecnie o 40 m.

Dyslokacja Woźniki-Gdów (f) 13 przedłużając się ku NW zachowuje prawdopodobnie charakter nasunięcia. Przemieszcza ona ku górze blok zachodni w utworach paleozoicznych o około 1200 m, a w jurajskich i tortońskich o około 80 m. Nie można jednak tutaj wyróżnić ruchów przedkredowych i pokredowych poprzedzających odmłodzenie mioceńskie (fig. 9).

W najbardziej północnym poprzecznym przekroju, na linii wierceń Kazimierza Wielka-Klimontów-Koniusza-Zielona-Lubocza-Dąbie, dyslokacja Puszczy (a) 14 w obrębie utworów paleozoicznych obniża blok zachodni o około 125 m. Obszar położony na zachód od tej dyslokacji w okresie permu i triasu prawdopodobnie intensywnie obniżał się wzdłuż płaszczyzny dyslokacyjnej. Wskazują na to znaczne miąższości utworów permu i triasu, stwierdzone otworami Klimontów 1 i Proszowice 1. Po osadzeniu się utworów jury nastąpiło w okresie przedkredowym odmłodzenie dyslokacji ze znakiem przeciwnym niż dla utworów paleozoicznych. Na bloku południowo-zachodnim pod kredą wychodzą starsze serie górnego kompleksu marmu. W rezultacie seria szósta — najmłodsza w obrębie północno-zachodniego bloku Pławowic — kontaktuje ze zdartą w dużym stopniu serią piątą bloku południowo-zachodniego. Amplituda zrzutu dla utworów jurajskich bloku północno-wschodniego wynosi około 60 m, a dla kredowych około 40 m; przemieszczenie tortońskie wynosi około 20 m. W przekroju tym dyslokacja wykazuje najmniejsze amplitudy przemieszczeń dla utworów mezozoicznych.

Następna ku SW dyslokacja Koniuszy (b) 15 rozpoznana została w przekroju między wierceniami Proszowice i Koniusza. W otworze Proszowice 1 do głębokości 1221,8 m nie przebito piastrego piaskowca, a w Otworze Koniusza 1, usytuowanym 6 km na zachód od poprzedniego, pod utworami jury na głębokości 307 m uzyskano utwory karbonu. Wzdłuż tej dyslokacji blok północno-wschodni jest przemieszczony o 35—45 m w obrębie utworów jury i 15—20 m — kredy i tortonu. Występuje tu

zgodne nałożenie przemieszczenia tortońskiego na kimeryjskie i paleozoiczne. W kierunku północno-zachodnim dyslokacja ta przechodzi prawdopodobnie w dyslokację Szreniawy (Burzewski 1967).

Kolejna w omawianym przekroju dyslokacja Łuczyce-Zagórze-Łapczyca (d) 16 przedłuża się dalej ku NW, co potwierdzają otwory Zielona 1 i Wyciąże 5. W pierwszym — po przebiciu 48 m utworów tortonu, 133 m margli senonu, 2,5 m piaskowców cenomanu, 342 m wapieni malmu i 3 m piaskowców doggeru — nawiercono na głębokości 289 m utwory karbonu, których nie przebito do 922 m. Natomiast w drugim — przewiercono 425 m utworów tortonu, 25 m senonu (bez piaskowców cenomanu), 240 m wapieni malmu, a pod nimi 40 m wapieni i dolomitów dewonu środkowego. Niżej stwierdzono 35 m piaskowców i mułowców dewonu dolnego i na głębokości 607 m otwór wszedł w zlepienie szarogłazowe („łapczyckie”), a pod nimi na głębokości 632 m występowały fyllity pstre, nie przewiercone do głębokości 1011 m.

Dyslokacja ta w utworach paleozoicznych zrzuca obszar wschodni o kilkaset metrów, a w utworach jury, kredy i tortonu występuje przemieszczenie odwrotne, rzędu 400 m, które miało miejsce w miocenie. Przedłużanie się dyslokacji od tego przekroju w kierunku północno-zachodnim sygnalizują otwory Marszowice 1 i Łuczyce 1, w których uzyskano podobne następstwo warstw oraz stwierdzono analogiczny układ przemieszczeń.

Również ciąg dyslokacyjny Grabie-Liplas (e) 17, nie udokumentowany wierceniami w omawianym przekroju, przedłuża się prawdopodobnie ku NW i przechodzi w dyslokację Dłubni (Burzewski 1967). Ta ostatnia przemieszcza blok wschodni ku dołowi w utworach jury, kredy i tortonu o około 45 m.

Dyslokacja Woźniki-Gdów (f) 18 przemieszcza w tym przekroju utwory paleozoiczne o około 200 m, natomiast jury, kredy i tortonu o około 40 m.

Dyslokacje poprzeczne międzyblokowe

System dyslokacji podłużnych rozcięty jest dyslokacjami poprzecznymi, przy czym niektóre z nich mają znaczenie regionalne.

Idąc od SE ku NW dają się wyróżnić następujące dyslokacje poprzeczne (fig. 11 i 12):

- dyslokacja Borzęcin-Brzesko (g),
- dyslokacja Grobla-Niepołomice (h),
- dyslokacja Hebdów-Wyciąże (i),
- dyslokacja Pławowice-Kraków (k).

Ponadto w strefie Grobla-Mniszów-Pławowice rozpoznano szereg dyslokacji o zasięgu bardziej lokalnym.

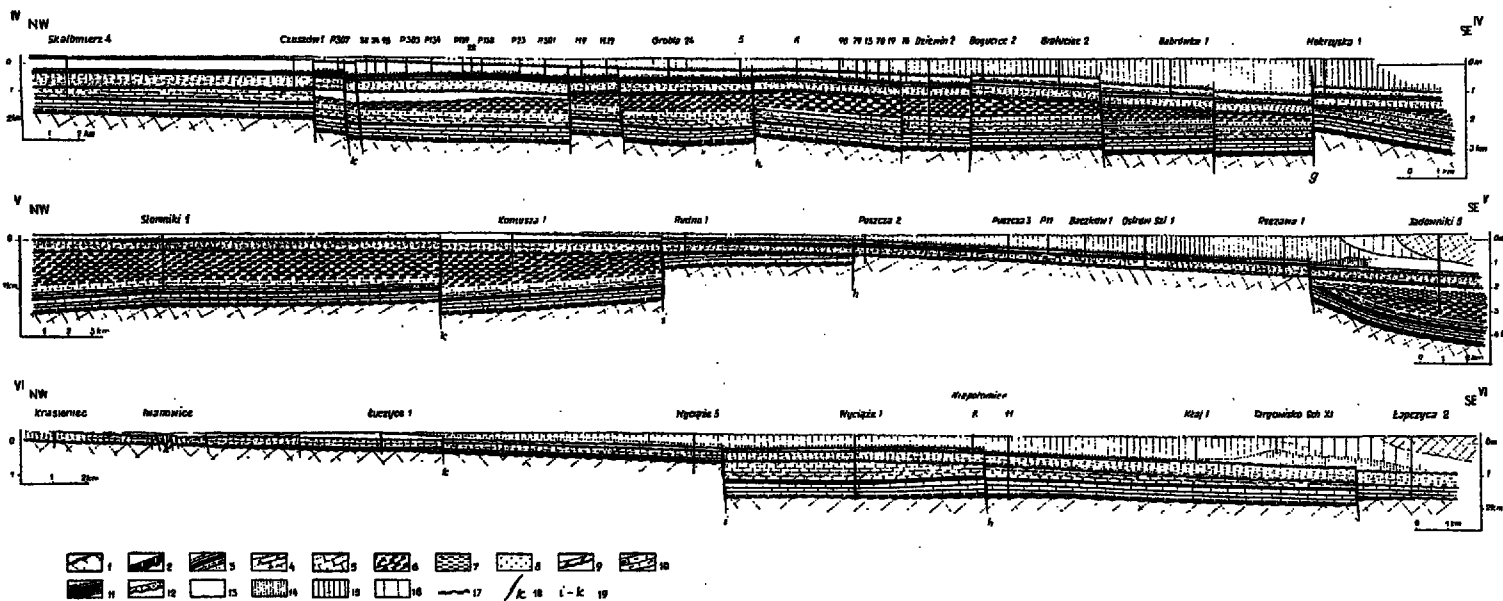


Fig. 11

Przekroje geologiczne podłużne IV—VI

1 prekambry + starszy paleozoik, 2 dewon dolny — piaskowce i mułowce, 3 dewon górny + środkowy — wapienie, margle i dolomity, 4 dewon górny + środkowy — dolomity, 5 dewon górny + środkowy — wapienie, 6 karbon dolny, 7 perm, 8 trias — pstry piaskowiec, 9 dogger, 10 malm — wapienie skaliste, 11 malm — wapienie i margle, 12 cenoman — piaskowce i zlepki, 13 turon + senon, 14 torton dolny, 15 torton górny, 16 torton nasunięty, 17 nieciągłości stratygraficzne, 18 dyslokacje, 19 dyslokacje poprzeczne

Longitudinal geological sections IV—VI

1. Precambrian + Early Paleozoic, 2 Lower Devonian — sandstones and mudstones, 3 Middle and Upper Devonian — limestones, marls and dolomites, 4 Middle and Upper Devonian — dolomites, 5 Middle and Upper Devonian — limestones, 6 Lower Carboniferous, 7 Permian, 8 Triassic — Bunter, 9 Dogger, 10 Malm — hard limestones, 11 Malm — limestones and marls, 12 Cenomanian — sandstones and conglomerates, 13 Turonian + Senonian, 14 Lower Tortonian, 15 Upper Tortonian, 16 overthrust Tortonian, 17 stratigraphic discontinuities, 18 dislocations, 19 transversal dislocations

Skrajna, południowo-zachodnia, dyslokacja Borzęcin-Brzesko (*g*) 19 wynosi po NE stronie dyslokacji (*a*) blok południowy (fig. 11) w obrębie utworów paleozoicznych o około 700 m, a w mezozoicznych i tortońskich o około 300 m.

Na zachód od podłużnej dyslokacji (*a*) mamy dla dyslokacji Borzęcina (*g*) 29 znak odwrotny. Blok południowy w obrębie utworów paleozoicznych jest obniżony o około 1000 m, przy czym dewon kontaktuje z fyllitami bloku północnego. W utworach mezozoicznych i tortońskich natomiast obniżenie bloku wynosi około 100 m.

Dyslokacja (*g*) przedłuża się w rejon Bochni i dalej ku zachodowi. Na podstawie badań sejsmicznych przypuszczać można, że w tym kierunku zmienia ona swój charakter, przechodząc w nasunięcie, które tworząc łuk łączyć się może z nasunięciem rozpoznanym na obszarze Książnice-Zagórze.

Bardziej północno-zachodnia dyslokacja poprzeczna Grobla-Niepołomice (*h*) 24, na NE od dyslokacji (*a*), przemieszcza ku górze blok południowo-wschodni w obrębie osadów jurajskich o około 60 m, a powierzchnię podkredową wraz z utworami kredy i tortonu obniża o około 25 m. Ku NE następuje wzdłuż tej dyslokacji zmiana przemieszczenia typu nożycowego, co jeszcze bardziej komplikuje kombinacje kontaktów już i tak specyficznych na skutek inwersji. Pod kredą starsze serie górnego kompleksu malmu bloku południowo-wschodniego występują w kontakcie tektonicznym z młodszymi seriami malmu bloku północno-zachodniego. Wskazuje to, że blok południowo-wschodni był wyniesiony w fazie kimeryjskiej, a wyniesienia tego nie usunęła nożycowa inwersja, która miała miejsce w tortonie, obniżając na SE powierzchnię jurajską.

W bardziej zachodnim przekroju, położonym na W od dyslokacji (*a*), dyslokacja (*h*) 30 poprzeczna zrzuca blok północny o około 360 m, a w kontakcie tektonicznym występują fyllity bloku południowego z utworami środkowego dewonu bloku północnego. Utwory jury przemieszczone są o około 20 m, natomiast kredy i tortonu o około 40 m. Wskazuje to, iż kimeryjskie przemieszczenie było odwrotne i zostało częściowo zniwelowane w tortonie.

Najdalej na SW, na obszarze Niepołomic, dyslokacja (*h*) 34 zrzuca blok południowo-wschodni w obrębie utworów jurajskich o około 60 m, a powierzchnię podkredową oraz utwory kredy i miocenu — 30—40 m. Przedłuża się ona prawdopodobnie ku SW aż do rejonu Rzeszotar, co sugerują wyniki prac sejsmicznych.

Kolejna ku NW dyslokacja poprzeczna Hebdów-Wyciąże (*i*) 26 o założeniu paleozoicznym obniża na NE od dyslokacji (*a*) blok północno-zachodni w obrębie utworów paleozoicznych o około 300 m. W fazie kimeryjskiej blok ten był nadal wyniesiony, gdyż przed kredą zostały odsłonięte starsze serie górnego kompleksu malmu. Na zrównanej powierzchni

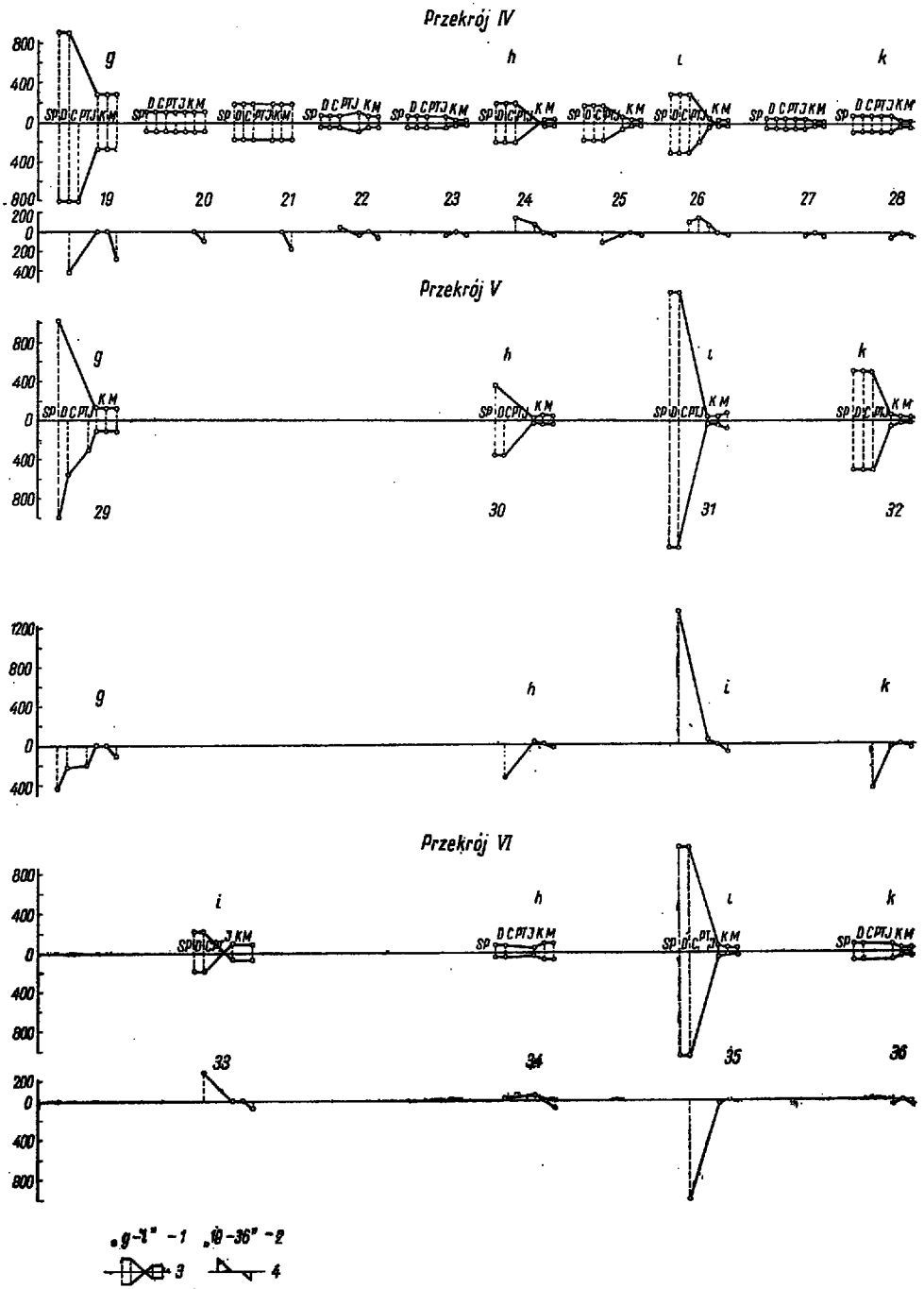


Fig. 12

osadziły się utwory cenomanu, turonu i senonu, a na nich torton. W miocenie nastąpiła inwersja przemieszczenia w stosunku do kimeryjskiej i starszej. Utwory dolnego tortonu i kredy zrzucone są o około 25 m na bloku południowym, tyleż samo powierzchnia jurajska, natomiast przewodnie horyzonty malmu zachowały jeszcze znak kimeryjski z amplitudą około 50 m. Wnioskować z tego można, że przemieszczenie kimeryjskie było rzędu 75 m.

W przekroju, na zachód od dyslokacji (*a*), poprzeczna dyslokacja (*i*) 31 zrzuca blok północny w obrębie utworów paleozoicznych o około 1300 m, a w kontakcie tektonicznym występują utwory dolnego karbonu bloku zrzuconego z utworami środkowego dewonu bloku podniesionego. W utworach jury, kredy i tortonu występuje sytuacja odwrotna, gdyż utwory malmu podniesione są o około 40 m, a powierzchnia podkredowa oraz kreda i dolny torton o około 80 m.

Prawdopodobnie dyslokacja ta wspólnie z północno-zachodnią dyslokacją Pławowice-Kraków (*k*) oraz dyslokacjami podłużnymi (*a*) i (*b*) tworzyła czworoboczny system, w obrębie którego wycięty blok zanurzał się, co umożliwiło powstanie grubej serii utworów permu (?) i triasu.

Na obszarze Wyciąży, na SW od dyslokacji (*d*) rozpoznana została dyslokacja (*i*) 35 pomiędzy profilami wierceń Wyciąże 4 i 6 z jednej strony i Wyciąże 5 z drugiej. Zrzuca ona blok południowo-wschodni w obrębie utworów paleozoicznych o około 1000 m, jurajskich o około 50 m, a kredowych i tortońskich o około 25 m.

Fig. 12

Przekrojowe schematy przebiegu przemieszczeń dla dyslokacji poprzecznych

1 oznaczenia dyslokacji poprzecznych na mapach i przekrojach, 2 numeracja kolejnych schematów przemieszczeń w poszczególnych przekrojach, 3 diagramy sumowe, 4 diagramy różnicowe. SP prekambryj + starszy paleozoik, D dewon, C karbon, PT permotrias, J jura, K kreda, M miocen

Diagrams of displacements for transversal faults

1 transversal dislocations on maps and sections, 2 numbering of successive diagrams of dislocations in the particular sections, 3 summary diagrams, 4 differential diagrams. SP Precambrian + Early Paleozoic, D Devonian, C Carboniferous, PT Permo-Triassic, J Jurassic, K Cretaceous, M Miocene

Najbardziej północna dyslokacja poprzeczna Pławowice-Kraków (*k*) 28, na NE od podłużnej dyslokacji (*a*), zrzuca blok południowo-wschodni w utworach jury o około 80 m, a kredy i tertonu o około 40 m. Dyslokacja ta przedłuża się prawdopodobnie ku SW pod utworami czwartorzędowymi doliny Wisły i daje się śledzić wzdłuż krawędzi lewobrzeżnego tarasu (Burzewski 1967).

Wszystkie bloki, idąc od NW ku SE, są na dyslokacjach poprzecznych kolejno zrzucone systemem schodowym ku SE. Są one przy tym ogólnie pochylone w tymże samym kierunku, co specjalnie dobrze oddane jest izobatami podkredowej powierzchni utworów malmu. Jest to rezultat najmłodszych ruchów tektonicznych. Charakterystycznym jest, że także ogólne obniżenie młodej budowy pod nasunięte Karpaty związane jest z systemem dyslokacji NW i NE — ukośnych w stosunku do równoleżnikowego frontu karpackiego. Ruch był więc młody, lecz odbywał się wzdłuż starych założeń.

Dyslokacje łukowe

W grupie omówionych dyslokacji zwrócono uwagę na nasunięcia wieku mioceneskiego, które przebiegają prawdopodobnie łukowato i w kierunku SE poprzez E przechodzą do NE. Jednym z takich jest nasunięcie rozpoznane wierceniami na obszarze Zagórze-Książnice (dyslokacja *d*). Biegnie ono z NW do rejonu Książnice, a następnie skręca ku E i prawdopodobnie przedłuża się dalej w okolice Bochni. Nasunięcie to przebiega w bliskim sąsiedztwie brzegu karpackiego, a jego powstanie prawdopodobnie związane jest z nasuwającym się fliszem.

Rozwój ruchów dyslokacyjnych

Udział ruchów dyslokacyjnych w kolejnych fazach przemieszczeń obrazują diagramy różnicowe (fig. 10 i 12), które spełniają taką rolę w stosunku do diagramów sumowych, jak wykresy funkcji pochodnych w stosunku do funkcji macierzystych.

Zaznaczają się następujące typy przemieszczeń:

1. Na diagramach 1, 2, 8 i 14 widać przemieszczenia paleozoiczne od 30 do ponad 1000 m, tego samego znaku, względnie odwrotne przemieszczenia kimeryjskie w granicach od 20 do 100 m oraz *przemieszczenia laramijskie* o wymiarach od 20 do 80 m i zgodne lub z inwersją ruchu mioceneskie — od 20 do 180 m.

2. Diagramy 4, 5, 6, 7, 11, 12, 15, 22, 24, 25, 26, 29, 30, 31, 32, 34 i 35 obrazują przemieszczenia paleozoiczne o wymiarach od 40 do 1350 m, staro- lub młodokimeryjskie — od 20 do 210 m, *spokój laramijski* i ponowne ożywienie w miocenie — od 20 do 540 m z tym, że to ostatnie po-

siada często znak odwrotny w stosunku do kimeryjskiego. W tej grupie mieszczą się również dyslokacje-nasunięcia (diagramy 5, 29).

3. Na diagramach 3, 9, 10, 13, 16, 17, 18, 19 i 33 przedstawiono przemieszczenia paleozoiczne o wymiarach od 40 do 700 m, *brak przemieszczeń w fazie kimeryjskiej i laramijskiej* oraz ponowną aktywność w miocenie, w granicach od 20 do 280 m.

4. Na diagramach 23, 27, 28 i 36 uwidoczniiono przemieszczenia paleozoiczne, które nie zostały rozpoznane, natomiast kimeryjskie osiągają wymiar od 30 do 50 m, *spokój laramijski* i ponowną aktywność w miocenie z tym samym lub odwrotnym znakiem w granicach od 20 do 40 m.

Nie jest wykluczone, że ta grupa dyslokacji łączy się z grupą 2.

5. Diagramy 20 i 21 obrazują tylko przemieszczenia najmłodsze — miocenijskie, o wymiarach od 100 do 180 m. Nie wykluczona jest jednak możliwość występowania przemieszczeń starszych.

Zmienność obrazów w poszczególnych fazach ruchów dyslokacyjnych

Na zestawieniu czterech szkiców (fig. 13) sieć przedpermskich dyslokacji waryscyjskich pokrywa mniej więcej równomiernie cały zbadany obszar o powierzchni około 550 km².

Przed kredą przemieszczenia miały miejsce tylko na północno-zachodnim i północnym fragmencie, a południowo-wschodnia część obszaru pozostała nieruchoma.

Okres przedmiocenijski wyodrębnia się brakiem przemieszczeń prócz dyslokacji Puszczy o typie fleksury.

W obrazie miocenijskim powtórzyły się ruchy dla całości dyslokacji paleozoicznych i wystąpiło także kilka nowych, dla których nie ma danych na udowodnienie ruchów starszych. Gdyby one były rzeczywiście zupełnie nowe, wskazywałyoby to na większą gęstość aniżeli w paleozoiku. Charakterystycznym jest ponadto, że ruchy, mimo iż odbyły się wzdłuż starych założeń, to jednak większość z nich miała znak odwrotny. Oddaje to maksymalną możliwość przebudowy w ramach istnienia starych systemów dyslokacyjnych.

Przedstawione fazy rozwojowe ruchów dyslokacyjnych wskazują na wyraźne *zamieranie do fazy laramijskiej* włącznie, a jedyna ważniejsza dyslokacja tej fazy (fleksura Puszczy) reprezentuje tylko przegięcie. Wynika z tego, że faza laramijska najslabiej wpłynęła na ruchy dysjunktywne na omawianym obszarze.

Uderzająco zaznaczyło się natomiast ożywienie ruchów dyslokacyjnych po fazie laramijskiej, przy czym nastąpiło ich większe zagęszczenie niż w czasie ruchów przedmiocenijskich. Ruchy te nastąpiły po sedymentacji anhydrytów, a więc po dolnym tortonie. Efektem ich było między innymi przemieszczenie dolin powierzchni podmiocenijskiej na obsza-

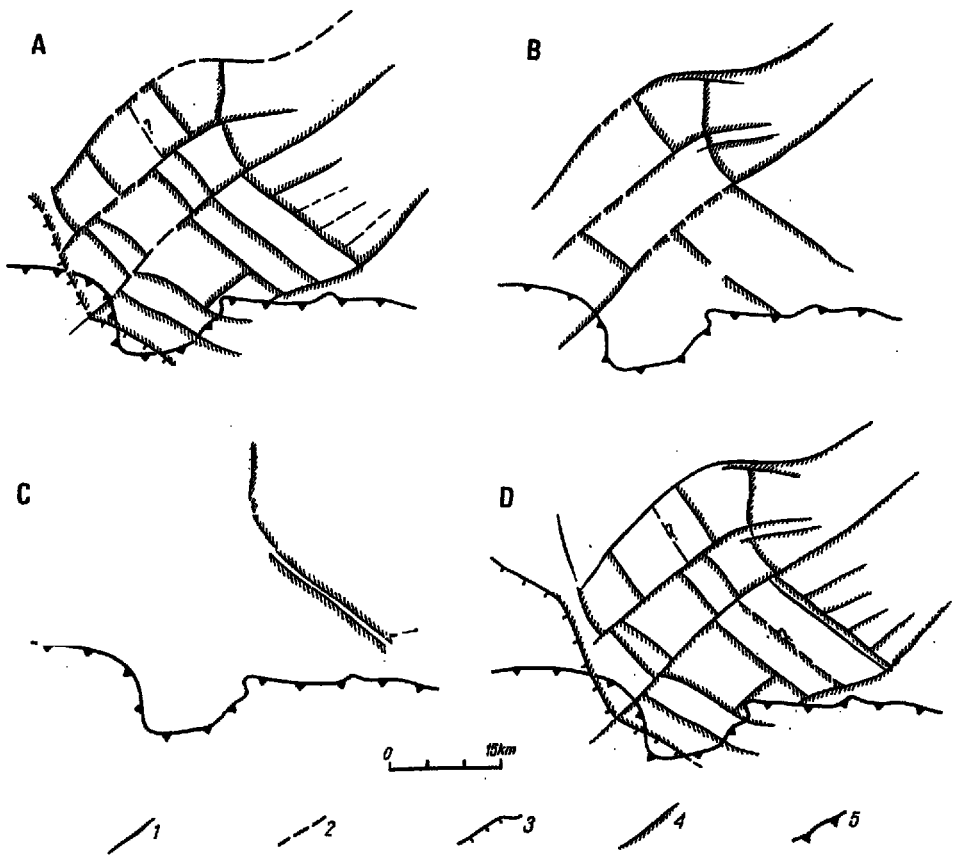


Fig. 13

Historia zmienności sieci dyslokacyjnej

1 dyslokacje udokumentowane, 2 dyslokacje prawdopodobne, 3 nasunięcia, 4 skrzydło obniżone,
5 brzeg Karpat

The historical evolution of the dislocation net

1 documented dislocations, 2 hypothetical dislocations, 3 overthrusts, 4 lowered limb,
5 Carpathian margin

rze pełnego rozwoju pokrywy mioceńskiej. Tam zaś, gdzie zjawiska te rozgrywały się w brzeżnej strefie sedimentacji mioceńskiej, powierzchniom dyslokacyjnym towarzyszyły masowe ruchy osuwisk zboczowych (Bogacz 1967).

Intensywne ruchy mioceńskie zdaniem autora należą do zupełnie nowej fazy zaburzeń, a nie przedstawiają jedynie wtórnego ożywienia. Gdyby jednak ta nowa faza już się skończyła, byłaby uderzająco krótka w stosunku do starych ruchów. Można zatem przypuszczać, że na Przed-

górze Karpat odbywają się także współcześnie intensywne ruchy dyslokacyjne, które, niedostrzegalne w granicach stu a może tysiącleci, na pewno zaznaczają się w skali rozwoju zjawisk geomorfologicznych.

ZNACZENIE PRZEBUDOWY

Z przedstawionego w niniejszej pracy materiału wynika, że na omawianym obszarze można wyraźnie wyróżnić ciągi struktur młodopaleozoicznych ogólnie ukształtowanych po karbonie, które nałożyły się na mniej wyraźne struktury staropaleozoiczne. Na tle całości cechą, która wyodrębnia struktury młodopaleozoiczne, jest ich sigmoidalny skręt otwarty ku W. Po waryscyjskiej orogenezie ciągi te, w segmencie o kierunku NW-SE tworzącym środek sigmoidy, zostały wyodrębnione jako obszar o bardziej zaakcentowanym wyniesieniu, który nie był przekraczany przez transgresje nadchodzące zarówno z obu skrzydeł strefy ciągów, jak i z ich osiowej północno-zachodniej kontynuacji. Być może, że oporowe jądro było początkowo wynikiem zaakcentowanej paleomorfologii predysponowanej np. specjalnym ścśnięciem fałdów paleozoicznych w kleszczach sigmoidy. Niemniej, nawet w takim przypadku, nie można wykluczać następnej ewolucji tektonicznej tego zwartej jądra w całości, spowodowanej kontrastem spistości skał starszych wyniesionych w centrum, w stosunku do otaczającej i grubiejącej ku zewnątrz miękkiej pokrywy mezozoicznej.

W każdym razie jądro to spowodowało zatrzymanie zwartej pokrywy triasowej na zachodzie (strefa NE brzegu Zagłębia), a pokrywy doggerskiej na wschodzie i północnym wschodzie, podczas gdy utwory malmu przekroczyły je całkowicie. Sedymentacja cenomańska uzależniona była jeszcze od tego centrum oporu, a utwory tego wieku otaczają je od wschodu i północnego wschodu, tworząc falistą linię pierwotnego brzegu dobrze rozpoznaną pracami wiertniczymi. Dzięki tej linii zarejestrowany został niepokój, jaki wprowadziła tektonika młodokimeryjska. Spowodowała ona nałożenie kopulastych antyklin o kierunku bardziej zbliżonym do południkowego na system waryscyjski środkowego odcinka sigmoidy o orientacji bardziej południowo-wschodniej. Niemniej jeszcze do turonu włącznie dla strefy Grobla-Pławowice, wglębne paleozoiczne wyniesienie Puszcza odgrywało rolę decydującą.

Kompletne przekształcenie wprowadziła dopiero tektonika laramijska. Wówczas bowiem zarówno przedpermskie wyniesienie Puszcza z jej kimeryjską przebudową, jak i sąsiadujące z nią elementy zostały wkomponowane w skrzydło niecki miechowskiej i pochylone monoklinalnie ku NE. Powstanie tego skrzydła ułatwione zostało przez fakt, że właśnie w tym miejscu budowa laramijska, o wyraźnej orientacji NW-SE, zbiegła się z ogólnie *tak samo* ukierunkowanym środkowym odcinkiem przed-

permskiej sigmoidy. Tam jednakże, gdzie tektonika laramijska transwersowała niezgodnie starszą budowę, jak np. w obszarze Rygla Radomska, nie zaistniała zbieżność orientacji.

Przy fazie laramijskiej, której efekt w skali europejskiej wystąpił jedynie jako incydent (Heybrock, Haanstra & Erdman 1967), odcięcie progu Przedgórze przed czołem nasuwających się Karpat fliszowych nastąpiło w ramach nowej polaramijskiej przebudowy.

Pokrywa miocenska wyznaczyła swoim północnym zasięgiem zewnętrzny brzeg Przedgórze, a dzięki nasunięciu brzegu Karpat utwory miocenu ujęte zostały wzdłuż niego w szereg równoleżnikowych fałdów i nasunięć.

Oprócz pokrywy miocenskiej zasadniczym jednak elementem specyfiki Przedgórze są uskoki, zarejestrowane w jej obrębie dzięki obecności przewodniego horyzontu anhydrytowego. Gęstość sieci uskoków jest uzależniona, zdaniem autora, od bliskości systemu karpacciego, czyli tego czynnika, który — zdaniem K. Bogacza (1967) — wyeliminował Przedgórze jako jednostkę wyższego rzędu. Dyslokacje wywołane przez nowy układ równoleżnikowy ożywiły starszy system dylokacyjny przedpermski o kierunkach NW-SE i NE-SW, a nową cechą były liczne inwersje i charakterystyczne nasunięcia. Wykorzystując stare założenia dyslokacyjne układ karpaccy wykazywał tylko pozorną obojętność w stosunku do systemu podmiocenskiego, gdyż w rezultacie spowodował ogólne pochYLENIE powierzchni podmiocenskiej ku S, co z kolei ma duże znaczenie dla problematyki poszukiwawczej.

W sumie, w swoistej nieszablonowej historii geologicznej omawianego obszaru jako części Przedgórze Polskich Karpat, można wyróżnić trzy pary sprzeczności:

1. Stopniowe *zanikanie* znaczenia struktur fałdowych, przy jednoczesnym *narastaniu* efektów tektoniki dyslokacyjnej.
2. *Narastanie* nowej, przebudowującej tektoniki dyslokacyjnej jako swoistego odzicia starego *systemu*.
3. Dwoista rola Karpat *pozornie obojętnych*, a w rzeczywistości stwarzających *ważny* kierunek południowego pochYLENIA.

Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych
Kraków, ul. Lubicz 25
Kraków, w styczniu 1970 r.

LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. W. 1954. Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej (Turonian of the southern part of the Cracow Upland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 4, no. 3. Warszawa.
- 1960. Budowa geologiczna okolic Tyńca (Geological structure of the vicinity of Tynec — Cracow region). — *Biul. Inst. Geol.* 152. Warszawa.

- 1909. Transgresywne osady santonu w okolicach Krakowa (*Les dépôts transgressifs du Santonien aux environs de Cracovie*). — Zesz. Nauk. AGH, nr 211, Geologia z. 11. Kraków.
- BOGACZ K. 1967. Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego (*The geological structure of the northern border of the Krzeszowice graben*). — Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddział w Krakowie, nr 41. Kraków.
- BOJKOWSKI K. 1962. Stratygrafia utworów karbońskich w wierceniu Słomniki na podstawie makrofauny. *Archiwum Górnośl. Stacji Terenowej Inst. Geol. Sosnowiec*.
- BOJKOWSKI K. & BUKOWY S. 1966. Strefy facjalne dolnego karbonu antyklinorium śląsko-krakowskiego (*The facial zones of the Lower Carboniferous in the Silesia-Cracow anticlinorium*). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, no. 2. Warszawa.
- BUKOWY S. 1956. Geologia obszaru położonego między Krakowem a Korzkwią (*Geology of the area between Cracow and Korzkwia*). — *Biul. Inst. Geol.* 108 Warszawa.
- 1957. Nowe dane o kimerydzie okolic Krakowa (*New data about the Kimmeridian in the vicinity of Cracow*). — *Przegląd Geol.*, R. 5, nr 2. Warszawa.
- 1958. Uwagi o budowie południowo-zachodniej części niecki miechowskiej (*Remarks about the structure of the Miechów trough south-western part*). — *Ibidem*, R. 6, nr 2.
- 1961. Sprawa poszukiwań ropy naftowej w Hercynidach (*Search after crude oil in the Hercynides*). — *Kwartalnik Geol.*, t. 5, nr 1. Warszawa.
- 1964. Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (*New views on the structure of the north-eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin*). — *Biul. Inst. Geol.* 164. Warszawa.
- BURTAN J. 1962. Wiercenie Rzeszotary 2. Komunikat wstępny (Borehole Rzeszotary 2). — *Kwartalnik Geol.*, t. 6, nr 2. Warszawa.
- BURZEWSKI W. 1967. Poszukiwanie brzegowych warunków hydrodynamicznych w jurze olkusko-wolbromskiej dla złóż naftowych niecki nidziańskiej (Rozprawa doktorska). *Archiwum AGH, Kraków*.
- CEBULAK S. 1958. Zlepieńce paleozoiczne w Batowicach koło Krakowa (*Paleozoic conglomerates in Batowice near Cracow*). — *Przegląd Geol.*, R. 6, nr 8/9. Warszawa.
- CZARNIECKI S. 1962a. Notatka dotycząca otworu Liplas 2. *Mat. Arch. PPN, Kraków*.
- 1962b. Fauna i wiek osadów wapiennych nawierconych w otworze Puszcza 1 na głębokości 935,5—1202 m. *Mat. Arch. PPN, Kraków*.
- CZARNOCKI J. 1923. Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich (*Le Zechstein dans les montagnes de Święty Krzyż*). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 2, z. 1/2. Warszawa.
- 1946. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947 (*Guide pour XX Réunion de la Société Géologique de Pologne dans le Montagnes de Ste Croix en août 1947*). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 17. Kraków.
- CZARNOCKI J. & KUŹNIAR C. 1922. Budowa płaszczowinowa Gór Świętokrzyskich (*Les nappes de recouvrement des Montagnes de Sainte Croix*). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 1, z. 4/6. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S. 1962. Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej (*The origin of the Upper Jurassic limestones in the Cracow area*). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 21, z. 2. Kraków.

- EKIERT F.** 1957. Warunki geologicznego występowania skał magmowych w Mrzygłodzie w okolicy Zawiercia (Geological conditions of the occurrence of magmatic rocks in Mrzygłód). — *Kwartalnik Geol.*, t. 5, nr 1. Warszawa.
- GARLICKI A.** 1968. Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem (Autochthonous salt series in the Miocene of the Carpathian Foredeep between Skawina and Tarnów). — *Biul. Inst. Geol.* 215. Warszawa.
- HELLER J. & MORAWSKA K.** 1958—1969. Oznaczenia mikrofaunistyczne profiliów wierceń. *Mat. Arch. PPN.* Kraków.
- HEYBROEK P., HAANSTRA U. & ERDMAN D. A.** 1967. Observations on the geology of the North Sea Area (Seventh world Petroleum Congress Mexico 1967). Elsevier Publishing.
- JAROSZ J.** 1926. Obecny stan badań nad stratygrafią dewonu i dolnego karbonu w okręgu krakowskim (Der gegenwärtige Zustand der Forschungen über die Stratigraphie des Devons und des Unterkarbons in der Umgebung von Krakau). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 3. Kraków.
- JAWOR E. & KRUCZEK J.** 1965. Zarys tektoniki i stosunków złożowych pola ropnego w rejonie Bochni (The outline of the tectonic and reservoir parameters of the oilfield in region Bochnia). — *Geofiz. i Geolog. Naft.*, nr 4. Kraków.
- KARNKOWSKI P.** 1966a. Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu Przedgórze Karpat Północnych. Wydawn. Geol. Warszawa.
- 1966b. O prawidłowości przestrzennego rozmieszczenia nagromadzeń ropy i gazu w Zapadlisku Przedkarpackim. — *Geofiz. i Geolog. Naft.*, nr 5/6. Kraków.
- 1969. Formowanie się złóż ropy naftowej i gazu ziemnego na tle geologii przedgórze Karpat Polskich (Formation of oil, natural gas, and the geology of the Polish Carpathian Foreland). Wydawn. Geol. Warszawa.
- KARNKOWSKI P. & GŁOWACKI E.** 1961. O budowie geologicznej utworów podmioceńskich Przedgórze Karpat Środkowych (Geological structure of sub-Miocene sediments of the Middle Carpathian Foreland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 5, nr 2. Warszawa.
- KARNOWSKI P. & OLTUSZYK S.** 1969. Atlas geologiczny przedgórze Karpat Polskich (Geological Atlas of the Polish Carpathian Foreland). Inst. Geol. Warszawa.
- KICULA J. & ZAKOWA H.** 1966. Paleozoik okolic Skalbmierza (Paleozoic in the region of Skalbmierz). — *Kwartalnik Geol.*, t. 10, nr 2. Warszawa.
- KOREJWO K. & TELLER L.** 1968. Stratygrafia karbonu z wierceń Marszowice 1 i Koniusza 1 (Stratigraphy of the Carboniferous from boreholes Marszowice 1 and Koniusza 1 — Miechów trough, S Poland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, no. 4. Warszawa.
- KOSTECKA A.** 1966. Litologia i sedimentacja cechsztynu synkliny gałęzicko-bolechowskiej — Góry Świętokrzyskie (The lithology and sedimentation of the Zechstein strata of the Gałęzice-Bolechowiec syncline). — *Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddział w Krakowie*, nr 38. Kraków.
- KOWALSKI W. C.** 1948. Szkic geologiczny utworów kredowych w okolicy Solcy (Geological outline of Cretaceous deposits in the environs of Solca — Southern Poland). — *Biul. P.T.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 51. Warszawa.
- KRUCZEK J.** 1968. Pierwsze rozpoznanie prawideł rozmieszczenia złóż ropno-gazowych w obrębie Przedgórze Karpat Zachodnich (Vstuplennoe izučenie zakonornostei raspredelenia neftegazowych zaleziei na territorii predkarpatskogo progiba). — *Nafta*, nr 4. Katowice.

- KUŹNIAK W. & ŻELICHOWSKI W. 1927. W: Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórz na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. — *Przegląd Górn.-Hutn.*, t. 19. Dąbrowa Górnicza.
- KWIATKOWSKI S. 1959. Wapień węglowy Gałęzic (The Carboniferous limestone of Gałęzice). — *Biul. Inst. Geol.* 159. Warszawa.
- LYDKA K., SIEDLECKI S. & TOMCZYK H. 1963. On the Middle Ludlovian conglomerates in the Cracow region. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 11, no. 2. Varsovie.
- MAZUREK A. 1923. Nowe dane o cenomanie i turonie niecki nidziańskiej (Nouvelles données sur le Cénomaniens et le Turonien dans le bassin de la Nida). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 2, z. 1/2. Warszawa.
- MORYC W. 1905. Uwagi do stratygrafii i rozwoju utworów jury środkowej na przedgórz Karpat w strefie Dąbrowa Tarnowska — Szczucin (The remarks concerning the stratigraphy and the development of the Middle Jurassic sediments in Carpathian Foreland in the area Dąbrowa Tarnowska — Szczucin). — *Geofiz. i Geolog. Naft.*, nr 10—12. Kraków.
- NEY R. 1963. Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliśka przedkarpackiego i w rozmieszczeniu złóż ropy i gazu (The role of the "Cracow belt" in the geological history of the Carpathian Fore-deep and in the distribution of oil and gas deposits). — *Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddział w Krakowie*, nr 45. Kraków.
- NOWAK J. 1927. Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne). II Zjazd Słow. Geogr. 1927. Kraków.
- NOWAK J. & ZIERNDT J. 1935. Tektonika wschodniego krańca Polskiego Zagłębia Węglowego (Zur Tektonik des östlichen Teil der polnischen Steinkohlenbeckens). — *Spraw. Pol. Akad. Um.*, nr 10. Kraków.
- OBUCHOWICZ Z. 1963a. Złoże ropy i gazu w zapadliśku przedkarpackim (Zależność ropy i gazu na terytorii przedkarpackiego progiba). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 33, z. 3. Kraków.
- 1963b. Budowa geologiczna przedgórz Karpat Środkowych (Geological structure of the Middle Carpathian Foreland). — *Prace Inst. Geol.*, t. 30, cz. 4. Warszawa.
- OLEWICZ Z. 1962. Untersuchungen der Sedimentation und der Tektonik in einem Teil des Miozänbeckens zwischen Wieliczka und Bochnia unter besonderer Berücksichtigung der Forschungsmethodik. — *Freiberger Forschungsh.*, C. 123. Berlin.
- PANOW E. 1934. Stratygrafia kredy krakowskiej (Sur la stratigraphie du crétacé des environs de Cracovie). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 10. Kraków.
- POBORSKI J. & SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. 1963. O miocenie w strefie nasunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni (Miocene in the zone of the Carpathian overthrust in the area of Wieliczka and Bochnia). — *Ibidem*, t. 33, z. 3.
- PÓŁTOWICZ S. 1962a. Outline of the tectonic structure of the bay of Gdów. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 10, no. 1. Varsovie.
- 1962b. Tektonika północnego brzegu zatoki gdowskiej. — *Spraw. Pos. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, lipiec-grudzień 1961. Kraków.
- RÓŻYCKI S. Z. 1938. Stratygrafia i tektonika kredy w okolicach Lelowa — w północno-wschodniej części arkusza Żarki (Stratigraphie und Tektonik der Kreideablagerungen der Umgebung von Lelów — südöstlich von Częstochowa). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 9, z. 2. Warszawa.
- 1953. Górny dogger i dolny malm jury krakowsko-częstochowskiej (The Up-

- per Dogger and Lower Malm of the Kraków-Częstochowa Jurassic). — *Prace Inst. Geol.*, t. 17. Warszawa.
- RUTKOWSKI F. 1928. O budowie paleozoicznego grzbietu dębnickiego (On the structure of the Paleozoic dome of Dębnik near Cracow). — *Spraw. P.I.G.* (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 4, z. 3/4. Warszawa.
- 1930. Ogólne wyniki głębokiego wiercenia w Dąbiu pod Krakowem: karbon (Résultats d'un forage profond à Dąbie près Cracovie: le Carbonifère). — *Pos. Nauk. P.I.G.* (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), nr 27. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. 1955. O górnym prekambrze (ryfeju) w Polsce (About Precambrian in Poland). — *Przegląd Geol.*, nr 12. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. 1959. W sprawie pozycji stratygraficznej retu (On the stratigraphical position of the Róth). — *Kwartalnik Geol.*, t. 3, nr 4. Warszawa.
- SIEDLECKI S. 1948. Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego (Problems of stratigraphy of marine Triassic in the Cracow area). — *Rocz. P. T. Geol.* (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 18. Kraków.
- 1952. Położenie melafiru w Regulicach i problem genezy zlepieńców myśla-chowickich (Osnowanie melafira v Regulicach i problema genezisa myśla-chowickich konglomeratov). — *Biul. Państw Inst. Geol.* 80. Warszawa.
- 1954. Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (Paleozoic formations of the Cracow region). — *Biul. Inst. Geol.* 78. Warszawa.
- 1958. Problemy stratygrafii najwyższego karbonu i najniższego permu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (Problems of stratigraphy of the highest Carboniferous and lowest Permian in the Upper Silesian Coal Basin). — *Kwartalnik Geol.*, t. 2, nr 3. Warszawa.
- 1962. On the occurrence of Silurian in the eastern and north-eastern periphery of the Upper Silesian Coal Basin. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 10, no. 1. Varsovie.
- SIEWNIAK A. 1967. Stratygrafia i sedimentacja jury między Krakowem a Skałą (Stratigraphy and sedimentation of the Jurassic between Cracow and Skała). W: *Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego*, t. 8 (In: *Contributions to the geology of the Silesian and Cracovian Regions*, vol. 8). — *Biul. Inst. Geol.* 204. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J. 1967. Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przed-sudeckiego (Geology and structure of the Sudetic-Foreland). — *Geologia Sudectica*, t. 3. Warszawa.
- 1968. Charakterystyka geologiczna i strukturalna jednostek regionalnych Polski pod kątem poszukiwań bituminów). — *Surowce Mineralne*, t. 1.
- STEMULAK J. & JAWOR E. 1963. Wgłębna budowa przedgórze Karpat w obszarze na wschód od Dunajca i Wisły (Deep geological structure of the Carpathian Foreland in the area west of the Dunajec and the Vistula rivers). — *Kwartalnik Geol.*, t. 7, nr 2. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z. 1926. O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia (Sur le Jurassique, le Crétacé et le Quaternaire des environs de Wolbrom). — *Spraw. P.I.G.* (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 3, z. 3/4. Warszawa.
- TOKARSKI A. 1958a. O typach struktur wału metakarpackiego (Notes on structure types in the meta-Carpathian arch). — *Kwartalnik Geol.*, t. 2, nr 4. Warszawa.
- 1958b. Rola wody w rozpoznaniu tektoniki Jury Olkuskiej (The part of water displayed in discerning the Olkusz Jura tectonics). — *Ibidem*, t. 2, nr 2.
- 1962. Struktura Niwisk (La structure de Niwiska). — *Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddział w Krakowie*, nr 13. Kraków.

- WERNER Z. 1956. Utwory karbonu w Chorowicach na południe od Krakowa (Carboniferous deposits in Chorowice southward from Cracow). — *Przegląd Geol.*, R. 4, nr 6. Warszawa.
- ZARĘCZNY S. 1904. Atlas geologiczny Galicji, ark. Kraków i Chrzanów. *Kom. Fizjogr. Akad. Um. Kraków*.
- ZINOSKO J. 1962. Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski (Present status of knowledge of geological structure of deep substratum of Poland beyond the Carpathians). — *Kwartalnik Geol.*, t. 6, nr 3. Warszawa.
- ZAKOWA H. 1963. Nowe dane o dolnym karbonie w podłożu Przedgórze Karpat (Nouvelles données sur le Carbonifère inférieur dans le substratum dans l'avant-pays des Karpates). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 33, z. 3. Kraków.

SUMMARY

ABSTRACT: The oldest deposits here considered are referable to the Precambrian and the Early Paleozoic. They are strongly tectonically disturbed and were probably involved in the Assyntian and Caledonian movements. They are discordantly overlaid by Devonian and Carboniferous deposits which formed several sigmoidally directed structures as a result of the Bretonnian and Asturian phase. The central part of the sigmoid was a resistance centre which very substantially affected the limit of the transgressions both from West and East as well as the development of the deposits, from the Zechstein through the Turonian. The entire structural system was covered by the Senonian transgression and uniformised by the Laramide tectonics as the south-western monoclinial limb of the Nida depression. The Miocene sediments form a continuous veiling cover. In result of the Miocene syndepositional movements area under investigation was tilted down southwards as a part of the Carpathian Foredeep. A strong rejuvenation of the old Variscan faults, which already slackened out before the Laramide phase, occurred simultaneously.

Steeply dipping phyllites have been observed at the base of the Paleozoic deposits in the investigated area (Jawor & Kruczek 1966, Kruczek 1968, Ney 1968, Stemulak & Jawor 1962). On the one hand, macroscopically these deposits resemble the Precambrian phyllites from the central dome of the Carpathian Foredeep (Karnkowski & Głowacki 1961; Karnkowski 1966, 1969; Samsonowicz 1955) where they underlie the Ordovician or Cambrian sediments, while on the other hand they are similar to the Silurian deposits described by S. Bukowy (1964) and S. Siedlecki (1952b, 1962).

On the above rocks rest greywacke conglomerates with a dip of 30–65°, which have been assigned to the Ludlovian by K. Lydka, S. Siedlecki & H. Tornczyk (1963).

These two rock types are referred by the writer to the Early Paleozoic, including the Precambrian, and according to this concept they are shown on the map of the Paleozoic structures (Fig. 2) and on the geological sections (Fig. 9, 11).

Devonian deposits occur in angular discordance on the phyllites or greywacke conglomerates. They begin with a Lower Devonian complex of sandstones-mudstones-shales, about 100 m thick, with dips of 15–20 degrees. In its top occur the "pseudoscolitus" sandstones known from the Holy Cross Mts. (Czarnocki 1948). A similar type of sediments has been described by A. Tokarski (1962).

A thick, Middle and Upper Devonian cover of carbonate sediments overlies in angular conformity the above named deposits. It has been differentiated into complexes B—G (Fig. 3) which correlate over a considerable distance and thus indicate marked facial uniformity.

Complexes B—F, representing Middle Devonian deposits (Jarosz 1962, Rutkowski 1928, Siedlecki 1954, Kicuła & Zakowa 1966) are developed mostly as dolomitic limestones, amhipore dolomites, marls and marly limestones.

Complex "G", consisting mainly of fine detrital, grey-pinkish or red limestones with intercalations of grey-ashy and dark-grey marls, represents the Upper Devonian.

The maximum thickness of the carbonate Devonian deposits is up to 1,500 meters.

Markedly distinct facial differentiation may be observed in the Lower Carboniferous (Fig. 4) reliably postulating its separation into three sedimentary zones (Bojkowski & Bukowy 1966). This is probably a result of the Bretonnian phase which preceded the final Asturian one.

1. Liplas-Woźniki zone showing a predominance of shale-mudstone-carbonate or greywacke rocks, Visean in age.

2. Słomniki-Wolbrom zone with a predominance of flysch deposits which rest disconformably on the Devonian. They are represented mostly by claystones and mudstones intercalated by marls and fine-crystalline or pelitic limestones. The Visean age of these sediments is reliably postulated by S. Bukowy (1958, 1964) and K. Korejwo & L. Teller (1966). They are overlaid by black claystones and mudstones with sandstone layers already representing Namurian A.

3. Skalmierz-Grobla-Jadowniki zone, north-easternmost one, where the predominance of limestones and marls indicates the carbonate limestone facies (Kwiatkowski 1959, Nowak & Zerndt 1935); J. Kicuła and H. Zakowa (1966) refer them to the Upper Tournaisian — Middle Visean.

These series ended the Prepermian sedimentation, while their folding took place during the Variscan orogeny (Znosko 1963, 1965a). The structures formed a continuous sequence, sigmoidal in character and on this feature the area here investigated is readily distinguishable from the surrounding background.

In the central part of the sigmoid this continuous succession has been differentiated as an area of marked uplifting which had not (Burzewski 1967) been invaded by transgressions advancing both from the two wings of the sigmoid and from the NW.

The Variscan embayments were overflowed by the Permian sea and the sediments then deposited are clastic in character (Czarnocki 1923, Kostecka 1966).

By the end of the Permian and the beginning of the Triassic the area under investigation had become fairly peneplained and its central part was an alimentation centre for the peripheral Variscan depressions which were gradually subsiding.

Non-marine Bunter sediments of considerable thickness were deposited during the Lower Triassic. At the bottom they were represented by conglomerates passing towards the top into clayey-silty-sandy rocks. The upper part of the above complex was developed mostly as clays and red shales with nests and veinlets of gypsum and anhydrite having dips 5—15 degrees.

Marine deposits of the Upper Röt (Senkowiczowa 1959) and of the Muschelkalk (Tokarski 1962, Obuchowicz 1963a), occur only in the northern and north-eastern parts of the area here considered. Their present range is erosional.

Upper Triassic deposits are absent throughout the area under investigation and this is probably connected with the Early Kimmerian phase.

During the Lower Jurassic a large part of the area continued to be denuded.

Liassic rocks have been observed only in the profile of borehole Lipias 2. At the bottom they are represented by gravels and grey sands passing towards the top into coarse-grained sands with intercalations and lenses of coal and abundant plant detritus. The uppermost part is made up of mudstones and claystones intercalated by fine-grained sandstones.

This area was not inundated before the Bathonian and the Callovian and only the most elevated parts of the elements of Puszcza, Wyciąże-Lapczyca and Kazimierza Wielka-Dobiesławice remained as islands.

The Dogger deposits disconformably overlap various Paleozoic complexes.

The thickness of the sediments between Carboniferous and Malm, where more fully developed, varies from 400 to 1,200 m.

The Malm transgression involved the whole area and, in spite of the radical change of the facies into a carbonate one, there is no justifiable evidence to accept a sedimentary discontinuity between the Dogger and the Malm.

Three litho-stratigraphical complexes (Figs. 5—7) have been distinguished in the Malm profile.

The lower — begins at the base with finely nodular limestones on which rest in alternation brown-grey marly limestones and coarse-crystalline clastic limestones. Traces of outwash are quite frequent suggesting the presence of secondary sedimentary gaps. The total thickness does not exceed 30 meters.

The middle — consists, of platy limestones, 40—60 m thick (Rózycki 1953, Siewniak 1967) on which rests a thick layer of white or beige-whitish reefy limestones of the hard type (Bukowy 1956). The total thickness of this complex is 250—300 meters.

The upper — is developed as calcareous-marly deposits. Going from the bottom upwards they have been differentiated into six lithological series:

1. Crystalline, pale-cream sandy limestones with stylolites.
2. Smooth dark-grey marls and marly limestones.
3. Grey-creamish detrital-nodular limestones with marl layers.
4. Smooth marls intercalated by clastic marls and marly limestones.
5. Fine-detrital limestones and marls.
6. Detrital-nodular limestones alternating with clastic-oolitic limestones, cavernous limestones, interbeddings of crystalline limestones and marls.

The upper complex, about 600 m in thickness, may represent the Kimmeridgian (Bukowy 1957, 1961). The nodular-detrital, locally conglomeratic type of sediments is, perhaps a precursor of the approaching movements of the Late Kimmerian phase.

On the other hand, the westward appearance on the Subcretaceous surface of gradually older Malm members, including the hard limestones from the second complex (Fig. 5) is a result of the Late Kimmerian phase.

In this intersectional picture, the elevations of Puszcza and Wyciąże-Luczyce are separated by a shallow Late Kimmerian syncline axially filled with series 1—3 from the Upper Malm complex. Above the central Paleozoic zone of the Puszcza dome these three Malm series have been formed into a parallel Precretaceous anticline, with a NW strike. Prior to the Cenomanian, the Malm deposits were separated into several tectonic blocks along the longitudinal NW-SE dislocations, as well as along the transversal SW-NNE ones. Most of the dislocations are of an older origin and were merely rejuvenated during the Late Kimmerian phase (Figs. 9—12).

The Cretaceous transgression took place in the Cenomanian (Mazurek 1923) and the sedimentation still depended on the centre of resistance already mentioned although the later was already covered by Precretaceous sediments. From the E

and NE deposits of that age surrounded the elevations of Puszcz and Wyciąże-Luczyce along the curved original shore line which is reliably known thanks to the drillings (Fig. 8). They are developed in the clastic facies and grade from fine- and medium-grained conglomerates in the off-shore zone into the sandstones of the deeper zone with a simultaneously increasing thickness. They overlap the Jurassic rocks.

The Cenomanian deposits were unconformably overlain by Turonian sediments developed as sandy glauconitic limestones. The most elevated zones of Puszcz and Wyciąże, however, most probably continued to be a land area. Towards the close of the Turonian this area emerged while the Turonian and Cenomanian rocks experienced a short-lasting erosion. Today's Subsenonian intersection of the overlapping Turonian deposits, is, therefore, an erosional one. To a great extent it runs parallel to the sedimentary Cenomanian contour. This reasonably suggests a rejuvenation of the structure after it had been covered by Turonian sediments. The denudation processes destroyed the thin Turonian mantle without affecting the Cenomanian deposits.

The Senonian transgression covered the whole area and the sediments of that age overlap the Turonian (Sujkowski 1926; Panow 1934; Kowalski 1948; Alexandrowicz 1954, 1960, 1969). The uniformly monotonous Senonian complex consists mostly of marls (Figs. 7-10).

The structural position of Senonian sediments here depends no more on subsurface structure. In fact they have been included simply into the Laramide monocline of the SW limb of the Nida depression.

Thanks to the persistence of the original Cenomanian shoreline it has been possible to register the "agitation" of the Late Kimmerian tectonics. They have led to the superposition of domed, approximately south-directed anticlines, onto the central part of the Variscan sigmoid system, directed more south-east.

A complete re-building was effected by the Laramide tectonics. At that time, both, the Prepermian Puszcz structure including its Kimmerian modifications, and the adjacent NE and SW elements have been included into the limb of the Miechów depression monoclinaly dipping towards the NE. The localization of that limb may be explained by the fact that thus at this place the Laramide structure, oriented distinctly NW-SE, converged with the analogously directed central sector of the Prepermian sigmoid.

After the Upper Cretaceous and the formation during the Laramide phase of the Miechów synclinorium directed NW-SE (Sokołowski 1965), but before the Miocene, Upper Cretaceous deposits underwent a process of strong erosion. The Premiocene surface became covered by Miocene deposits (Garlicki 1968) represented by a mudstone complex containing a horizon of Lower Tortonian evaporites in its bottom part.

The Miocene transgression and the Miocene syndepositional disturbances are connected with the formation of the Carpathian Foredeep.

Owing to the overthrusting of the Carpathian margin the Miocene sediments were equatorially folded and overthrust (Olewicz & Połtowicz 1962a, Poborski & Skoczylas-Ciszewska 1963, Garlicki 1968) close to the Carpathian front.

The very specific character of the Carpathian Foredeep is stressed not only by the Miocene cover but still more by the faults registered in the cover on the presence of an index anhydrite horizon. In the writer's opinion the occurrence frequency of the faults depends on the nearness of the Carpathian system, i.e. of the factor responsible for the elimination of the Foredeep as a unit of higher order (Bogacz 1967). The dislocations, resulting from the new equatorial pattern,

revived the old Prepermian system of the NW-SE and NE-SW faults; numerous inversions and characteristic overthrusts (Figs. 9 and 11) were the only new feature.

The Carpathian pattern is responsible for a general inclination of the Submiocene surface towards the south and this, in turn, is of considerable importance for problems connected with prospecting (Tokarski 1965, Kruczek 1968, Sokołowski 1968).

To sum up, the particular story of the area under investigation three contradiction may be distinguished:

1 — the gradual *reduction* of the importance of fold structures accompanied by a progressive *growth* of the effects of the disjunctive tectonics.

2 — the progressive growth of the *new* disjunctive tectonics as a kind of rejuvenation of the old system.

3 — the dual role of the Carpatians, seemingly *neutral* but actually representing an *important factor* of the south-directed inclination.

Oil Research Survey
Kraków, ul. Lubicz 25
Cracow, January 1970
