

Piotr KARNKOWSKI, Eugeniusz GŁOWACKI

O budowie geologicznej utworów podmiocennskich przedgórza Karpat środkowych

WSTĘP

Na temat budowy geologicznej utworów miocennskich przedgórza Karpat mamy bardzo obfitą literaturę. Utworami tymi zajmowało się i nadal kontynuuje badania wielu geologów i paleontologów. Inaczej przedstawia się zagadnienie wglębnej budowy utworów podmiocennskich. Jest to zrozumiałe, gdyż bez wierceń i badań geofizycznych nie mogła ona być dokładnie poznana, jakkolwiek niektórzy dawniejsi autorzy napisali szereg rozpraw o wglębnym podłożu na podstawie teoretycznych rozważań, przez analogię z sąsiednimi obszarami. Pierwszą pracą po drugiej wojnie światowej opartą na wynikach wierceń była praca J. Wdowiarza (1954). Użyte dotychczas materiały geologiczne z głębokich wierceń wykonanych przez przemysł naftowy pozwalają na skonstruowanie szkicu geologicznego tego podłoża w ogólnych zarysach.

Dotychczasowe wyniki, które uzyskano dzięki wspomnianym poszukiwaniom bituminów, zawdzięczać należy przede wszystkim Z. Obuchowiczowi, który jest głównym inicjatorem poszukiwań w obrębie tego regionu geologicznego.

Pracami naukowo-badawczymi i prospekcyjnymi na tym obszarze kierowali po drugiej wojnie światowej kolejno: J. Wdowiarz, S. Wdowiarz i A. Tokarski, a obecnie Z. Obuchowicz. Badacze ci, pełniąc funkcję głównych geologów poszukiwań naftowych, włożyli wiele wysiłku i twórczych myśli w rozwiązanie nasuwających się problemów geologiczno-złożowych. Wiele cennych uwag wnieśli również, szczególnie w pierwszej fazie wierceń na tym obszarze, J. Czarnocki, J. Samsonowicz i H. Świdziński. Na tej podstawie kształtowały się poglądy młodych geologów, współpracujących z wymienionymi.

Celem niniejszego opracowania jest próba ujęcia ogólnej budowy geologicznej przedgórza Karpat na podstawie dotychczasowych wierceń i częściowo wyników prac geofizycznych. Oprócz podania analizy (opisów litologiczno-stratigraficznych) staraliśmy się poruszyć częściowo zagadnienia paleogeograficzno-tektoniczne oraz powiązać badany obszar z regionami ościennymi, w takim ujęciu bowiem staje się bardziej zrozumiałe występowanie i uformowanie się złóż ropy i gazu ziemnego.

W rozpoznanie omawianego obszaru pod względem geologiczno-złożonym wiele wkładu wnieśli geolodzy bezpośrednio obsługujący wiercenia bądź opracowujący materiał z tych wierceń pod względem naukowym. Należy tu wymienić B. Ciska, C. Fika, H. Jurkiewicza, Z. Kirchnera, E. Konarskiego, H. Kozikowskiego, J. Kruczka, S. Kwolka, S. Kwiatkowskiego, W. Moryca, C. Pachuckiego, E. Panowa, W. Parachoniaka, R. Reinischa, J. Stemulaka, M. Tomaszewskiego, I. Węgrzyna, J. Uliaszka i J. Woińskiego.

Podjmując się niniejszego opracowania autorzy kierowali się głównie tym, aby nagromadzony dotychczas materiał przekazać w formie tymczasowej do ogólnej wiadomości, nie czekając na jego ostateczne i wyczerpujące opracowanie.

Pragniemy w tym miejscu złożyć serdeczne słowa podziękowania doc. inż. Z. Obuchowiczowi i prof. dr A. Tokarskiemu za cenne uwagi i przedyskutowanie wielu zagadnień w okresie kilkuletniej współpracy oraz za przejrzanie rękopisu. Pragniemy również podziękować prof. dr H. Świdzińskiemu, który zechciał przejrzeć maszynopis i udzielił wielu cennych uwag, uwzględnionych w niniejszej pracy. Dziękujemy także wszystkim wspomnianym kolegom i współpracownikom pracującym na tym terenie.

RYS HISTORYCZNY BADAŃ

Pierwsze ujęcie wglębnej budowy przedgórza Karpat, pochodzące z końca XIX i pierwszej połowy XX wieku, zawdzięczamy przede wszystkim W. Teisseyre'owi. Jego poglądy wyrażone w szeregu publikacji, a to na łamach Kosmosu (1893—1926), w Sprawozdaniach Komisji Fizjograficznej (1896), w Atlasie Geologicznym Galicji (1900) oraz w szeregu innych rozpraw, a zwłaszcza w czasopiśmie Przemysł Naftowy (1927—1936), były zupełnie nowe i oryginalne. Autor ten na podstawie znajomości stosunków geologicznych obszarów ościennych starał się narysować główne rysy tektoniczne przedgórza. Wiele z jego poglądów do dnia dzisiejszego zachowało pewne znaczenie.

W pracy pt. „O stosunku wewnętrznym brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego“ (1920) W. Teisseyre daje już pogląd na istnienie szeregu transwersalnych dyslokacji, a przede wszystkim dyslokacji Wisły (Zawichost — Kurdwanów). Tamże, na podstawie poczynionych obserwacji we wschodnich Karpatach, stawia hipotezę o istnieniu szeregu dyslokacji podłużnych, mających być może trzeciorzędowe założenia. Dyslokacje te przebiegałyby równolegle do brzegu Karpat. Poglądy te W. Teisseyre jeszcze bardziej sprecyzował w późniejszej pracy pt. „Budowa wglębna Podkarpacia w zastosowaniu do badań poszukiwawczych“ (1933). Podkreślić jeszcze należy, że w pracach swoich W. Teisseyre (1926) zwraca uwagę na horstową budowę podłoża przedgórza i stopniowe jego obniżanie się w kierunku Karpat, nie popierając jednak swych poglądów materiałem rzeczowym, lecz poprzestając na rozważaniach teoretycznych. Na zakończenie tego krótkiego przeglądu prac W. Teisseyre'a warto zacytować jedną z jego myśli, wyrażoną w publikacji pt. „O znaczeniu Przedgórza Karpat dla poszukiwań naftowych“ (1929), która brzmi: „Odwieczna, ale mało znana historia przedgórza jest

wspólna przeróżnym pasmom górskim". Myśl ta świadczy o właściwym pojmowaniu już wtedy przez autora przebiegu zachodzących tam zjawisk geologicznych.

Wiele cennych myśli znajdujemy również w pracy J. Nowaka pt. „Zarys tektoniki Polski“ (1927), gdzie autor nakreśla ogólne ramy przynależności podłoża utworów podmiocenijskich do antyklinorium świętokrzysko-dobrudzkiego.

Do 1939 r. oprócz wspomnianych prac ukazała się publikacja pt. „Karpaty i Przedgórze“ (1935), opracowana zbiorowo pod redakcją K. Tolwińskiego. Praca ta omawia przedgórze Karpat rumuńskich i polskich, nie ujmując jednak bliżej zagadnień podłoża miocenu.

Nowy rozwój poglądów następuje dopiero po drugiej wojnie światowej, kiedy to przemysł naftowy zdecydowanie przystąpił do poszukiwań ropy i gazu ziemnego na tym obszarze.

Pierwszą po wojnie pracą dotyczącą przedgórza była praca H. Teisseyre'a (1946). Następnie ukazują się prace J. Wdowiarza (1951—1954) oraz J. Samsonowicza (1955).

Praca H. Teisseyre'a ma charakter koncepcyjny, gdyż w tym czasie brak było wierceń, które sięgałyby do podłoża miocenijskiego.

J. Wdowiarz w swojej pracy (1954), opartej na wynikach dotychczasowych wierceń, daje pogląd na podmiocenijską budowę południowo-zachodniego skrzydła Gór Świętokrzyskich w przedłużeniu południowo-wschodnim. Jednym z ważnych momentów tej pracy, poza podaniem i powiązaniem materiału rzeczowego, jest zaprzeczenie istnieniu przyjętej przez W. Teisseyre'a dyslokacji Zawichost — Kurdwanów oraz zwrócenie uwagi na bardzo łagodne zanurzanie się utworów podmiocenijskich w kierunku południowo-wschodnim, nawet mniejsze niż w kierunku południowym lub południowo-zachodnim. Dyslokacje poprzeczne według tego autora mogą występować, lecz tylko o nieznacznej amplitudzie.

Praca J. Samsonowicza (1955) jest ważna ze względu na określenie pozycji stratygraficznej najstarszych utworów spotykanych na przedgórzu, tj. wyróżnienie najwyższego prekambriu, czyli ryfeju. Warto nadmienić, że wcześniejsza wzmianka o ryfeju z otworu Gorliczyna 2 w pracy J. Wdowiarza (1954) była oparta na oznaczeniu J. Samsonowicza.

Równocześnie z wymienionymi publikacjami ogólny rys stratygraficzno-tektoniczny przedgórza podaje Z. Obuchowicz (1955), przedstawiając ogólną mapę utworów podmiocenijskich, na tle której kreśli wytyczne do poszukiwań bituminów. Autor ten w szeregu dalszych referatów (1956—1958) rozwija poglądy o budowie geologicznej i stosunkach ropnych na podstawie nowych materiałów z wierceń i badań geofizycznych. Na temat budowy geologicznej podłoża przedgórza Karpat wypowiada się także S. Wdowiarz (1955) oraz wspólnie Z. Obuchowicz, A. Tokarski i S. Wdowiarz (1958), zwłaszcza odnośnie do struktury Lubaczowa, załączając południowo-wschodnią część ogólnej mapy podłoża.

S. Sokołowski i J. Znosko (1959) przy projekcie mapy tektonicznej Polski ujmują obszar przedgórza łącznie z antyklinorium Gór Świętokrzyskich.

Wiele cennych opracowań poszczególnych otworów oraz pól naftowych i gazowych przedgórza, wykonanych przez geologów przemysłu naftowego, znajduje się w postaci maszynopisów w archiwach.

Duże znaczenie dla poznania geologii przedgórza mają prace geologów radzieckich dotyczące płyty wołyńsko-podolskiej i przedgórza Karpat Wschodnich. W pracach tych, jak np. A. A. Bakirowa (1955), A. A. Bogdanowa (1956), A. W. Chiżniakowa (1957, 1958), G. Ch. Dikensteina (1953, 1958), W. W. Głuszki (1959), A. E. Michajłowa (1951), D. P. Najdina (1953), W. I. Sławina (1947, 1958), W. N. Utrobina (1958) i innych znajduje się szereg oryginalnych poglądów na temat zapadliska przedkarpackiego i stoku platformy rosyjskiej.

Z badań geofizycznych należy tu wymienić w pierwszym rzędzie zdjęcia grawimetryczne wykonane w latach 1937—1938 w skali 1:300 000 przez S. Pawłowskiego. W latach 1951—1953 z ramienia przemysłu naftowego K. Maryniak wykonał zdjęcia grawimetryczne południowej części przedgórza w skali 1:100 000. W latach 1938 i 1941—1944 zostały również wykonane przez S. Pawłowskiego (1947) zdjęcia magnetyczne, które obejmują obszar całej Polski.

Z badań sejsmicznych dotyczących omawianego regionu należy wymienić pierwsze profile zwiadowcze wykonane przez S. A. „Pionier“. Z materiałów tych do chwili obecnej nie zachowały się jednak prawie żadne opracowania.

W okresie od 1945 r. były tu prowadzone prace sejsmiczne regionalne przez Państwowe Przedsiębiorstwo „Wiercenia Poszukiwawcze“ oraz przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych w Warszawie. Niektóre wyniki z tych badań zostały opublikowane przez A. Kisłowa (1946).

Obecnie niemal cały obszar zapadliska przedkarpackiego został pokryty szczegółowymi i półszczełowymi zdjęciami sejsmicznymi, wykonanymi przez geofizyków przemysłu naftowego. Z badań tych mamy tylko jedną publikację S. Drwiły i J. Żytki (1957).

Rozwój badań geologiczno-poszukiwawczych i geofizycznych na przedgórzu trwa nadal. Dalsze badania przyniosą niewątpliwie wiele cennego i nowego materiału, który pozwoli na dokładniejsze sprecyzowanie słabo dotychczas poznanej wglębnej budowy przedgórza Karpat.

PRZEDGÓRZE JAKO REGION GEOLOGICZNY

Omawiany region geologiczny przedgórza Karpat środkowych mieści się w granicach krainy geograficznej o tejże nazwie. Obszar, który będzie tematem rozważań w niniejszym artykule, położony jest ogólnie w widłach Wisły i Sanu, przekraczając tę ostatnią rzekę aż do wschodniej granicy kraju. Granicę południową wyznacza brzeg Karpat. Północna granica przebiega na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich i brzegu niecki lubelskiej, gdzie spod utworów trzeciorzędowych zaczynają się wynurzać utwory starsze mezo- i paleozoiku. Naturalny zasięg zapadliska przedkarpackiego sięga dalej na wschód oraz na zachód poza granice państwa. Część zachodnia, będąca jeszcze w granicach państwa (na zachód od Dunajca), nie będzie w zasadzie omawiana.

Wspomniany obszar przedgórza jest wielkim zapadliskiem, powstałym w młodszym trzeciorzędzie na przedpolu wydzwigniętych Karpat. Zapadlisko to zostało wypełnione w neogenie osadami molasowymi, których materiał pochodził głównie z rozmycia świeżo wydzwigniętych Karpat oraz częściowo z Gór Świętokrzyskich i innych regionów przyległych.

Z punktu widzenia geologicznego daje się tu wyróżnić dwa wielkie cykle rozwojowe. O ile młodszy — trzeciorzędowy (laramijski) cykl związany jest ze wspomnianą geosynkliną karpacką, to wglębna podtrzeciorzędowa budowa ma daleko starsze, gdyż prekambryjskie, kaledońskie i waryscyjskie założenia.

Utwory podłoża na obszarze przedgórze integralnie łączą się z rozwojem Gór Świętokrzyskich oraz z ich mezozoiczną osłoną i na ogół na przestrzeni epok geologicznych wykazują wspólne cechy litologiczno-stratygraficzne. Również rozwój orogeniczny ujawnia w tych regionach równoczesne nasilenia, jakkolwiek nie wszędzie o jednakowym natężeniu. Różnica zaznacza się przede wszystkim w bardziej wydzwigniętym trzonie prekambryjskim w rejonie przedgórze, który prawdopodobnie w najbardziej elewowanych partiach stale wznosił się nad poziom morza od okresu prekambryjskiego do trzeciorzędu lub był okresowo zalewany przez morze epikontynentalne, na co dotychczas nie znaleziono dowodów. Na obszarze Gór Świętokrzyskich mielibyśmy do czynienia ze stopniowym zanurzaniem się tego trzonu lub obniżeniem całego elementu na zachód od poprzecznej linii dyslokacyjnej (Zawichost — Kurdwanów), która prawdopodobnie powstała w okresie starszych ruchów waryscyjskich (bretońskich). Dzięki temu orogeneza hercyńska wywarła w Górach Świętokrzyskich o wiele większe zaburzenia tektoniczne, jak spiętrzenia, a nawet nasunięcia skierowane z północy ku południowi. Zjawisko to świadczy o tym, że nie było tam jakiegos większego, sztywnego masywu oporowego.

Podobne obniżenie trzonu prekambryjskiego mielibyśmy również w części wschodniej, gdzie zanurza się on pod utwory paleozoiczne. Zjawisko to stwierdzono w rejonie Lubaczowa, gdzie pod utworami miocenijskimi i mezozoicznymi nawiercano utwory kambru i syluru. Dalej w kierunku południowo-wschodnim, już na obszarze ZSRR, nawet w strefie najbardziej wypiętrzonej, tj. na południowy zachód od linii dyslokacyjnej Rawa Ruska — Gródek, występują sfałdowane utwory syluru i kambru, a na północ od tej dyslokacji rozwinięte są pod mezozoikiem osady dewonu i karbonu (W. W. Głuszko, 1958 i A. W. Chiżniakow, 1957, 1958). Wyrzucenie utworów prekambryjskich, wykształconych podobnie jak na przedgórze, występuje dopiero na stoku krystalicznego masywu ukraińskiego oraz w rejonie Dobrudży.

Region przedgórze występuje w labilnej strefie świętokrzysko-dobrudzkiej, położonej na południe od południowo-zachodniej krawędzi płyty wschodnioeuropejskiej oraz wału metakarpackiego wyróżnionego przez J. Nowaka (1927). Strefa ta została nazwana przez R. Zuberę wałem świętokrzysko-dobrudzkim.

Jak już wspomniano wyżej, zasadniczym elementem w budowie podłoża miocenijskiego przedgórze jest trzon zbudowany z utworów najwyższego prekambru (ryfeju). Ciągnie się on od Gór Świętokrzyskich aż do wschodniej granicy kraju i w niektórych miejscach osiąga szerokość ponad 50 km. Dopiero wokół tego trzonu śledzimy występowanie osadów paleo- i mezozoicznych.

Serie paleo- i mezozoiczne występujące po południowej stronie wspomnianego trzonu generalnie zanurzają się w kierunku południowym lub południowo-zachodnim, występujące zaś po północnej stronie —

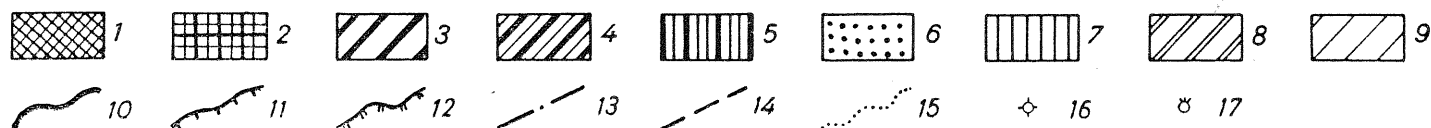
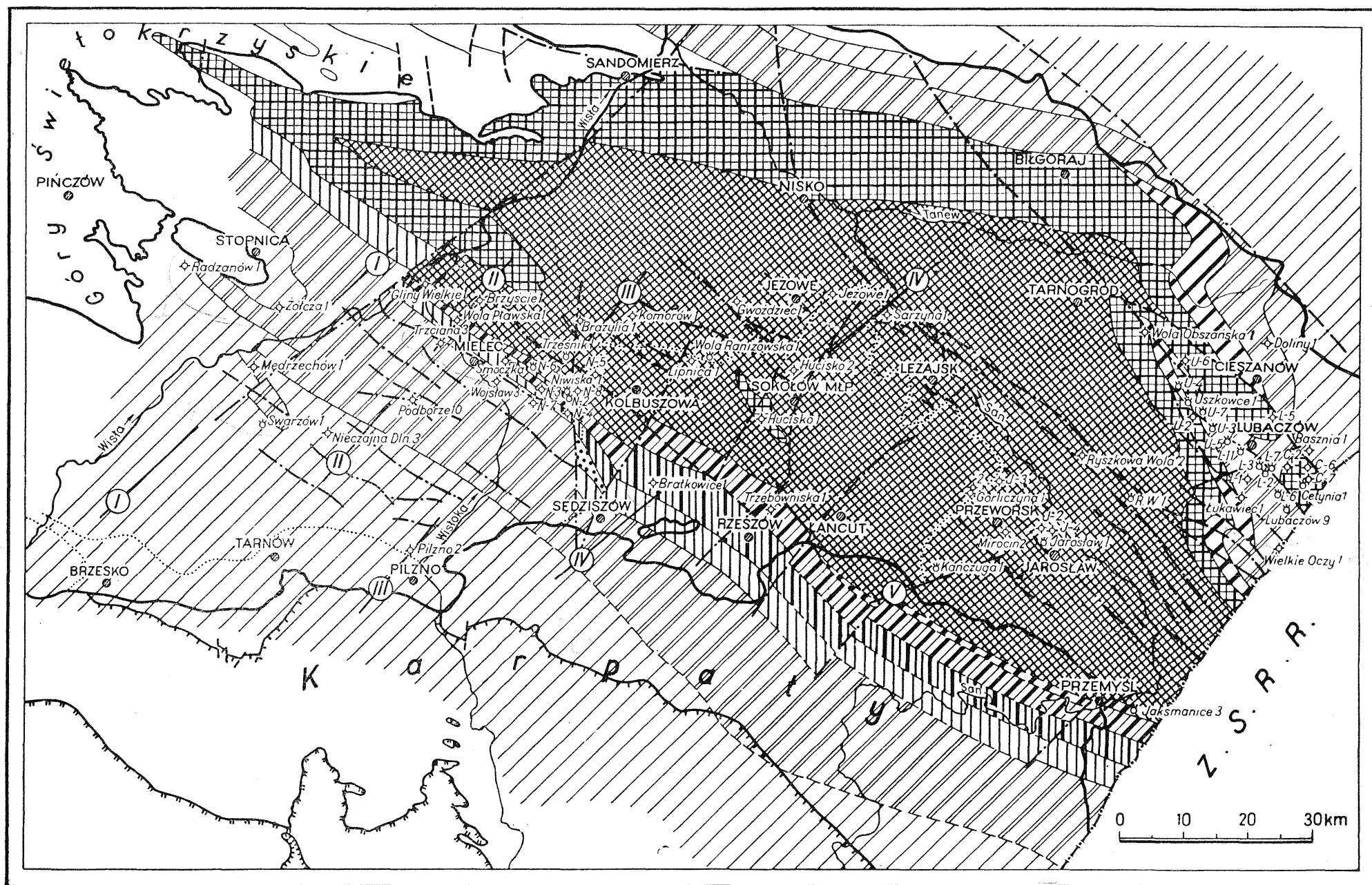


Fig. 1. Schematyczny szkic geologiczny utworów podmiocennych przedgórze Karpat
Diagrammatic geological map of sub-Miocene sediments in the Carpathian foreland

1 — prekambry; 2 — kambry; 3 — sylur; 4 — dewon; 5 — celesztyn; 6 — jurajski; 7 — trias; 8 — jurajski; 9 — kreda; 10 — brzeg Karpat i Gór Świętokrzyskich; 11 — granica jednostki śląskiej; 12 — granica jednostki magurskiej; 13 — dyslokacje; 14 — dyslokacje w strefie bezanhydritowej; 15 — granica strefy bezanhydritowej; 16 — otwory zlikwidowane; 17 — otwory produktywne
1 — Precambrian; 2 — Cambrian; 3 — Silurian; 4 — Devonian; 5 — Carboniferous; 6 — Zechstein; 7 — Triassic; 8 — Jurassic; 9 — Cretaceous; 10 — border of Carpathian and Święty Krzyż Mountains; 11 — boundary of Silesian unit; 12 — boundary of Magura unit; 13 — dislocations; 14 — dislocations in anhydriteless zone; 15 — boundary of anhydriteless zone; 16 — abandoned bore-holes; 17 — productive bore-holes

w kierunku północno-wschodnim (fig. 1 i 2). Zjawisko to miejscami może być częściowo przesłonięte wskutek pionowego przemieszczenia mas skalnych, jak to obserwujemy np. na północ od Lubaczowa, gdzie mamy wyraźnie do czynienia z wyniesionym blokiem. To ogólne zanurzenie się w danym kierunku młodszych warstw odbywa się poprzez uskoki i fleksury i jest znacznie wyraźniejsze w pobliżu trzonu, np. w rejonie Niwisk, dalej zaś jest bardziej łagodne. Trzon prekambryjski w ogólnych założeniach można rozpatrywać jako wielkie wyniesienie horstowe. Pomimo to należy też widzieć wpływ samego masywu prekambryjskiego na rozwój późniejszych osadów, o czym będzie mowa przy omawianiu stosunków paleogeograficznych.

Podłoże miocieńskie jako całość obniża się w kierunku południowym i częściowo południowo-wschodnim. Przy tym ogólnym kierunku obniżania się podłoża i wzrostu miąższości miocenu ku Karpatom zarysowują się też podłużne i poprzeczne obniżenia. Z obniżeń o większym znaczeniu należałoby tu wymienić podłużne obniżenie na południe od Lubaczowa i poprzeczne w rejonie Rzeszowa i Przemyśla.

LITOSTRATYGRAFIA

PREKAMBR (RYFEJ)

Pierwszą wzmiankę o prekambrze w otworze Gorliczyna 2 znajdujemy w pracy J. Wdowiarza (1954). Szersze omówienie tych utworów zarówno w Górach Świętokrzyskich, jak też na przedgórzu Karpat podaje J. Samsonowicz (1955). Autor ten sądzi, że dla tych utworów, jego zdaniem bezpośrednio starszych od kambru dolnego, byłaby najbardziej odpowiednią nazwa ryfeju wprowadzona przez N. F. Szatskiego (1952) dla utworów dobrze ostatnio poznanych i szeroko rozpowszechnionych w podłożu paleozoiku na platformie rosyjskiej. Stratygraficznie należałyby one do prekambru górnego.

Na obszarze przedgórza Karpat stwierdzono występowanie utworów prekambru w następujących miejscowościach na głębokości nie przekraczającej 2345 m: w Mędrzechowie, Brzyściu, Glinach Wielkich, Niwiskach (w pięciu miejscach), Trzeźniku, Komorowie, Gwoźdźcu, Jeżowych, Sarzynie, Hucisku, Trzebownisku, Gorliczynie, Woli Raniżowskiej, Lipnicy, Dziłkowcu, Mirocine, Kańczudze (w dwóch miejscach), Jarosławiu (w trzech miejscach), Ryszkowej Woli (w dwóch miejscach).

W otworze Mędrzechów 1 bezpośrednio na prekambrze spoczywają utwory ordowiku, w otworach takich, jak Niwiska 3, 6 i 7 oraz Trzebownisko 1 — utwory dolnego dewonu, a w pozostałych otworach prekambr jest bezpośrednio przykryty utworami miocieńskimi.

Prekambr stwierdzony w podanych wyżej otworach wiertniczych wykształcony jest w postaci słabo zmetamorfizowanych skał osadowych. Wśród tych utworów przeważają sflytызowane łupki ilaste lub mułowce o zabarwieniu pstrym, szarym lub szarozielonawym. Makroskopowo fility te charakteryzują się dużą twardością, grubą lub cienką oddzielnością oraz jedwabistymi powierzchniami łupliwości. Niekiedy są też zmięte i silnie zlustrowane. Badania mikroskopowe potwierdzają słabo metamorficzny charakter tych skał. Wykazują one bowiem mikroepidoblastyczną strukturę oraz bardzo często wyraźnie równoległą teksturę (tabl. I; fig. 3).

Zasadniczym składnikiem mineralnym jest mikrokrystaliczna krzemionka i skryto- lub mikrofuszeczkowaty serycyt. Dość licznie występują również fuszeczki chlorytu. Związki Fe występują w zmiennej ilości. Niekiedy zawartość ich (w odmianach o zabarwieniu wiśniowym lub brunatnym) jest tak duża, że maskują one składniki podstawowe. Wykonana w laboratorium Zakładu Geologiczno-Wiertniczego w Jaśle analiza chemiczna niezbyt silnie żelazowanego łupku z otworu Niwiska 3 wykazała 8,4% zawartości Fe. Domieszka materiału detrytycznego, występująca głównie w typach mułowcowych, składa się z kwarcu, skaleni, muskowitu i schlorytowanego biotyту. Dominuje oczywiście kwarc, skalenie zaś i inne minerały występują tylko w nieznacznej ilości.

Kwarcyty lub częściowo skwarcytyzowane piaskowce o spoiwie krzemionkowo-serycytowym lub węglanowym występują znacznie rzadziej, tworząc cienkie ławice, głównie wśród szarych lub szarozielonawych filitów. Stwierdzono je w takich otworach, jak: Mędrzechów 1, Kańczuga 1, Hucisko 2, Dzikowiec 2, Wola Raniżowska 1 i Lipnica 1.

W otworze Mędrzechów 1, jak wynika z obrazu mikroskopowego, którego charakterystykę podajemy niżej, mamy raczej do czynienia z piaskowcem częściowo skwarcytyzowanym. Są to piaskowce bardzo twarde, zbite, droбноziarniste, barwy szarej, z lekkim odcieniem zielonawym. Wielkość ziarn na ogół nie przekracza 0,3 mm, a przeciętnie wynosi około 0,1 mm. Zasadniczy udział w składzie materiału detrytycznego mają ziarna kwarcu i skaleni. Odłamki skalne oraz miki występują tylko podrzędnie. Procentowy udział tych składników przedstawia się następująco:

Kwarc	58,0%
Skalenie	40,0 „
Miki	0,5 „
Odłamki skalne	1,5 „

Ze składu mineralnego widać, że badane piaskowce zgodnie z ogólnie przyjętą nomenklaturą należałoby niewątpliwie zaliczyć do piaskowców arkozowych.

Ziarenka kwarcu są przeważnie nieobtoczone i izometryczne, rzadko o budowie droбноagregatowej, przeważnie normalnie wygaszające światło oraz częściowo zregenerowane.

Skalenie, podobnie jak kwarc, są nieobtoczone, lecz w przeciwieństwie do nich występują przeważnie w postaci tabliczek lub wydłużonych listewek, rzadziej izometrycznych ziarn. Reprezentowane są one głównie przez plagioklasy, a tylko sporadycznie przez skalenie potasowe. Na podstawie kątów wygaszania światła stwierdzono, że występujące w badanych piaskowcach plagioklasy należą do zasadowego oligoklazu lub kwaśnego andezynu. Można nawet stwierdzić, że typy andezynowe przeważają. One to właśnie występują w postaci cienkich listewek, najczęściej o podwójnych tylko lamelkach bliźniaczych. Na ogół plagioklasy są zbliźniaczone prawie wyłącznie według prawa albitowego. Skalenie potasowe zbliźniaczeń nie wykazują. Zdarzają się w nich tylko mikroperytowe przerosty z albitem i myrmekitowe z kwarcem. Zachowane obecnie skalenie są na ogół świeże i tylko skalenie potasowe wykazują nieznaczne zmętnienie i niekiedy są poprzerastane chlorytem. Jak wykazują obserwacje mikroskopowe, część pierwotnej zawartości skaleni (być może po-

tasowych) uległa zupełnemu rozkładowi i przeszła do spoiwa. Łyszczyki występują w postaci drobnych i nieregularnych blaszek, wśród których przeważają schlorytyzowane blaszki biotyty.

Drobne odłamki skalne są reprezentowane przez bardzo drobnokrystaliczne łupki chlorytowo-kwarcowe oraz skały wylewne o strukturze ofitowej, składające się prawie wyłącznie z listewek średniozasadowych plagioklazów. Te ostatnie typy skał zapewne dostarczyły pojedynczych, listewkowatych osobników plagioklazowych, masowo występujących w omawianych piaskowcach.

Spoivo w piaskowcach z Mędrzechowa jest typu podstawowego. Składa się ono z mikrokrystalicznej krzemionki, serycytu i chlorytu. Chloryt występuje tu wyjątkowo bardzo licznie. Obok wspomnianych składników zasadniczych tu i ówdzie występuje również kalcyt. Przyprószenie tła skalnego pyłem związków żelaza jest bardzo nieznaczne.

W odwiercie Kańczuga 1 mielibyśmy do czynienia raczej z typowymi kwarcytami zarówno pod względem mega-, jak też mikroskopowym. Struktura kwarcytowa (mozaikowa) zaznacza się w nich bardzo wyraźnie mimo licznie rozszanego serycytu oraz chlorytu.

Wielkość ziarn w kwarcytach z Kańczugi wynosi około 0,1 mm. W składzie minerałów detrytycznych zawartość skaleni na ogół nie przekracza 20%; dominuje kwarc. Skaleni należą głównie do plagioklazów (oligoklaz — andezyn), rzadziej do skaleni potasowych. Brak jest tu skaleni listewkowatych i zbudowanych z nich ziarenek skalnych, które w piaskowcach z Mędrzechowa odgrywają dużą rolę. Dość licznie występują blaszki chlorytu po przeobrażonym biotycie i muskowitu. W opisywanych kwarcytach bardzo często obserwuje się przerastanie blaszek chlorytu z muskowitem.

Kwarcyty w pozostałych odwiertach są bardzo zbliżone do wyżej opisanych z Kańczugi. Wspomnieć tylko należy, że w odwiercie Wola Ramiżowska 1 został stwierdzony bardzo drobnoziarnisty piaskowiec o spoiwie kalcytowym. W składzie minerałów detrytycznych tego piaskowca ziarenka skaleni występują również licznie.

Utworów prekambryjskich (ryfeju) w żadnym z wymienionych otworów nie przewiercono. Dlatego też nie znamy ich miąższości i głębszego podłoża, na którym one leżą. Maksimum przewierconej miąższości prekambriu na przedgórzu wynosi dotychczas około 100 m. Wspomnieć tu należy, że miąższość ryfeju na południowo-zachodnim stoku płyty wschodnioeuropejskiej oceniana jest przez geologów radzieckich na około 1000 m.

Przy obserwacji makroskopowej skał ryfejskich na przedgórzu nie stwierdzono dotychczas żadnych szczątków organicznych. R. Michniak (1959) podaje dla tych utworów pochodzących z Gór Świętokrzyskich (Kotuszów) wyniki analiz na zawartość spor, które, jak się okazuje, są bardzo zbliżone do dolnokambryjskich.

KAMBR

Utwory kambryjskie zostały nawiercone tylko w kilkunastu otworach w rejonie Lubaczowa na głębokości 938÷1508 m, m. in. w Lubaczowie (w pięciu miejscach) oraz w Woli Obszańskiej.

Poznane na tym obszarze utwory kambryjskie mają charakter fli-szowy. Są one wykształcone w postaci łupków ilastych i kwarcytów lub piaskowców częściowo skwarcytyzowanych. Zdarzają się też cienkie wkładki utworów zlepieńcowatych. W utworach tych spotykane są często ślady fałowania, kropli deszczu i in., struktury spływowe oraz spirytyzowania na płaszczyznach spękań i w samej masie skalnej.

Łupki ilaste są barwy szarej lub ciemnoszarej, zapiaszczone i bogate w łuseczki jasnej miki, cienko- lub gruboławicowe, niekiedy też zlustrowane, na ogół dość twarde i bezwapniste. Pod mikroskopem można w nich obserwować znaczne wytrącenie mikrokryształicznej krzemionki oraz częściowe przeobrażenie substancji ilastej w serycyt.

Kwarcyty są barwy białej, szarej lub ciemnoszarej, przeważnie drobnoziarniste (zlewne), rzadziej gruboziarniste (nieco porowate). Składają się głównie z ziarenek kwarcu oraz pojedynczych ziarenek skałeni i blaszek miki (muskowitu i schlorytyzowanego biotyту). Odmiany drobnoziarniste (zlewne) wykazują typową strukturę kwarcytową — granoblastyczną (tabl. I, fig. 4), w odmianach gruboziarnistych natomiast zarysy ziarn nie są jeszcze dostatecznie do siebie dopasowane i pozostaje między nimi dużo wolnej przestrzeni, która częściowo wypełniona jest substancją ilastą. Na poszczególnych ziarnach kwarcu w tej ostatniej odmianie kwarcytów często widoczne są wyraźne obwódki regeneracyjne. Piaskowce częściowo tylko skwarcytyzowane w zasadzie makroskopowo nie różnią się bardzo od typowych kwarcytów zlewnych; są to typy bardziej zbliżone do mułowców, w których pod mikroskopem obserwuje się bardzo dużo spoiwa ilasto-krzemionkowego i ziarenka kwarcu tylko częściowo ze sobą pozlewane i pozazębiane, nie nadające skale typowej struktury kwarcytowej. Kałcyt w drobnej ilości zdarza się wszędzie. Z minerałów akcesorycznych w kwarcytach i skwarcytyzowanych piaskowcach widoczne są w szlifach ziarenka cyrkonu, rutylu, turmalinu i niekiedy epidotu.

Utwory zlepieńcowate o grubości ziarn do kilku centymetrów zostały zaobserwowane tylko w otworze Wola Obszańska 1. Utwory te składają się z płaskich otoczków łupkowych i mułowcowych oraz spoiwa kwarcytowego. W tym to otworze zaobserwowano również występowanie drobnych, płaskich otoczków na powierzchniach ławie kwarcytowych. Przymuszalnie, sądząc z charakteru materiału klastycznego, utwory te związane są z wynurzeniem pewnych partii dna morskiego w czasie odbywającej się sedymentacji.

Szczątków organicznych w poznanych utworach kambryjskich z rejonu Lubaczowa na ogół nie spotyka się. Jediną skamieniałością z otworu Uszkowce 1 był znaleziony przez autorów brachiopod, który A. Tokarski oznaczył jako *Lingulella ferruginea* List. (wiadomość ustna).

Zaliczenie omawianych utworów do kambru oparte jest głównie na analogii litologicznej w stosunku do utworów kambryjskich występujących w Górach Świętokrzyskich oraz na płycie wolińsko-podolskiej.

Utworów kambryjskich w rejonie Lubaczowa dotychczas nie przebito, dlatego nie jest znana ich miąższość. Z powodu braku skamieniałości przewodnich nie wiemy również, jakie poziomy kambru są nawiercane

ORDOWIK I SYLUR

Utwory ordowiku i syluru zostały dotychczas nawiercone tylko w czterech otworach, m.in. w odwiercie Mędrzechów 1 (1570÷1849 m) i Doliny 1 (od 1055 m).

Ordowik w otworze Mędrzechów 1 zaczyna się zlepieńcem podstawowym, którego miąższość wynosi około 0,5 m. Zlepieniec ten zbudowany jest z drobnych otoczków kwarcowych i spoiwa ilasto-piaszczystego, bez zawartości węglanu wapnia. Wspomniane zlepieńce przechodzą w piaskowce, wykazujące stale wzrastającą ilość węglanu wapnia, a te z kolei przechodzą w piaszczyste wapienie.

Piaskowce ordowickie z Mędrzechowa są drobnoziarniste (wielkość ziarn wynosi około 0,1÷0,2 mm), dość zbite, barwy szarozielonawej. Ich materiał detrytyczny składa się głównie z ziarn kwarcu oraz z niewielkiej ilości ziarn skaleni, odłamków skalnych i blaszek miki. Składniki ziarniste są przeważnie ostrokrawędziste i izometryczne. Kwarce w opisywanych piaskowcach wykazują budowę drobnoagregatową, zwykle normalnie wygaszają światło i są w dużym stopniu zregenerowane. Skalenie należą do ortoklazu i kwaśnych plagioklazów. Minerale te są częściowo zmętniałe i zwietrzałe. Z obserwacji mikroskopowej wynika, że znaczna część skaleni uległa rozkładowi i przeszła w postaci minerałów wtórnych do spoiwa. Drobne odłamki skalne należą głównie do łupków kwarcytowych i kwarcytowo-łyszczykowych. Z łyszczyków występuje przeważnie muskowitz, rzadziej schlorytyzowany biotyt. Zespół minerałów ciężkich reprezentowany jest przez cyrkon, rutyl i turmalin. Procentowy skład tych minerałów przedstawia się następująco:

Cyrkon	71,7%
Rutyl	12,3
Turmalin	16

Spoiwo omawianych piaskowców składa się z substancji ilastej, węglanu wapnia i glaukonitu. Obok tych składników obserwuje się też drobne agregaty mikrokrystalicznej krzemionki. Na podkreślenie zasługuje szczególnie duża zawartość glaukonitu. Mineral ten tworzy drobne ziarenka, jest barwy jasnozielonej i wykazuje mikrołuseczkowatą budowę. Glaukonitowy charakter omawianych piaskowców zbliża je najbardziej do piaskowców ordowickich występujących w Górach Świętokrzyskich (J. Czarnocki, 1927).

Występujące nad piaskowcem wapienie są, jak to już wspomniano wyżej, piaszczyste, dość zbite, barwy brudnokremowej i o ziemistym przełamie. Pod mikroskopem ujawnia się ich mikro- lub drobnokrystaliczna struktura oraz widoczne są rozarte i przekryształizowane szczątki organiczne.

W opisanej wyżej serii piaskowcowo-wapiennej z Mędrzechowa nie znaleziono żadnych skamieniałości przewodnich. Zaliczenie jej do ordowiku wynika przede wszystkim z podobieństwa litologicznego w stosunku do ordowiku w Górach Świętokrzyskich, a szczególnie z regionu Chęciny (J. Czarnocki, 1927).

Profil ordowiku w Mędrzechowie nie jest zapewne cały, a przedstawia tylko dolną jego część. Przewiercona jego miąższość wynosi 19,3 m (1829,7÷1849,0 m).

Sylur w Mędrzechowie wykształcony jest w postaci margli z licznymi odciskami graptolitów. Margle te są barwy ciemnej lub ciemnoszarej, silnie zbite i twarde, o wyraźnie muszlowym przełamie. Badania mikroskopowe ujawniają w nich mikrokryształiczną strukturę i bezładną teksturę oraz stosunkowo dużą zawartość mikrokryształicznej krzemionki i pirytu. Ten ostatni minerał można też dostrzec makroskopowo. Na drodze analizy chemicznej stwierdzono, że zawartość węgla wapnia w omawianych marglach dochodzi do 45%. Analiz chemicznych na zawartość Mg nie wykonano, lecz widoczne pod mikroskopem romboedryczne kryształki wskazywałyby na nieznaczną zawartość dolomitu. Ciemna barwa wskazuje, że omawiane margle są bardzo wzbogacone w rozproszoną substancję organiczną.

Miąższość całej serii sylurskiej w otworze Mędrzechów 1 wynosi 259,7 m (1570÷1829,7 m). Badania nad ustaleniem stratygrafii tej serii prowadził H. Tomczyk. Badania te niestety dotyczą tylko górnej partii tej serii. W zbadanej partii H. Tomczyk wyróżnia na podstawie graptolitów wenlok i ludlow.

DEWON

Utwory dewońskie zostały nawiercone w kilku otworach w okolicach Mielca, w otworze Bratkowice 1 i Trzebownisko koło Rzeszowa oraz w otworze Łapczyca 2 koło Bochni.

Dewon dolny. Utwory dewonu dolnego znane są z następujących otworów: Łapczyca 2 (1799÷1923,4 m), Wojsław 3 (1869,4÷2044 m), Niwiska 3 (1351÷1493 m), Niwiska 6 (1065÷1119 m), Niwiska 7 (2100÷2240 m), Bratkowice 1 (2900÷3000 m) i Trzebownisko 1 (2174,8÷2345 m).

Poziom ten jest wykształcony głównie w postaci serii detrytycznej facji oldredowej. Serię tę reprezentują piaszczyste łupki ilaste, mułowce, piaskowce i piaskowce skwarcytyzowane. Utwory zlepieńcowate znane są głównie z otworu Łapczyca 2. W pozostałych otworach wielkość ziarn detrytycznych w piaskowcach na ogół nie przekracza 0,5 mm, a przeciętnie waha się w granicach 0,05÷0,2 mm. Zabarwienie skał dolnego dewonu jest bardzo różnorodne, a mianowicie: ciemnoszare, szare, szarozielone, zielone, wiśniowe, brunatne, fioletowe i białe. Kompakcja dobra. Zmienność zabarwienia, jak również charakteru litologicznego, jest bardzo częsta. Miejscami obserwuje się przekątne warstwowania, wyraźne hieroglify i spływowe struktury. Badania makroskopowe (wykonane na próbkach z otworów Niwiska 3, 6 i 7 oraz Bratkowice 1), poświęcone głównie piaskowcom i mułowcom w celu zapoznania się przede wszystkim z materiałem detrytycznym, wykazały, że w skład tego materiału wchodzi głównie ziarenka kwarcu, ziarenka skaleni zaś i blaszki miki stanowią tylko nieznaczną domieszkę. Składniki ziarniste są tylko w nieznacznym stopniu obtoczone i przeważnie izometryczne. Ziarenka kwarcu tylko niekiedy występują w postaci drobnoagregatowej, przeważnie normalnie wygaszają światło i są w nieznacznym stopniu zregenerowane. Wśród skaleni

występują przeważnie ziarenka ortoklazu i plagioklazów z grupy oligoklazu. Z mik występuje przeważnie muskowit, rzadziej zaś schlorytyzowany biotyt. Wyniki analiz na minerały akcesoryczne, wykonanych z kilku próbek z różnych otworów, przedstawia tabela 1.

Tabela 1
Wyniki analiz na minerały akcesoryczne utworów dewonu dolnego

Otwór wiertniczy	Głębokość w m	Minerał	Zawartość w%
Niwiska 3	1458	cyrkon	93,5
		rytul	4,2
		turmalin	2,1
		granaty	0,2
Niwiska 6	1103 ÷ 1108	cyrkon	ślady
		rytul	ślady
		turmalin	ślady
Niwiska 7	2100 ÷ 2113	cyrkon	92,1
		rytul	5,4
		turmalin	2,5
Niwiska 7	2140 ÷ 2146	cyrkon	78,3
		rytul	9,7
		turmalin	10,0
		granaty	1,5
		cjanit	0,5
Niwiska 7	2170 ÷ 2176	cyrkon	90,0
		rytul	8,9
		turmalin	1,1
Bratkowice 1	2900 ÷ 2903	cyrkon	86,2
		rytul	11,2
		turmalin	2,6

Spoivo piaskowców jest ilaste i ilasto-żelaziste. Spotykany tu i ówdzie kalcyt w zasadzie poważniejszej roli jako składnik spojwa nie odgrywa. Substancja ilasta, wchodząca głównie w skład łupków i mułowców, ma charakter hydromikowy. W spoiwie piaskowców zachowuje się podobnie.

Z obserwacji mikroskopowej wynika, że zdecydowanej kwarcytyzacji uległy tylko piaskowce, w których pierwotna zawartość spojwa była bardzo mała, a zatem zlewianie się i zazębianie ziarn kwarcu w wyniku regeneracji miało bardzo sprzyjające warunki.

Utwory zlepieńcowate dolnego dewonu z otworu Łapczyca 2 zostały opracowane w 1957 r. przez M. Turnau-Morawską (tab. 2).

Z analiz tych widać, że skład zlepieńców z Łapczycy jest bardzo różnorodny, natomiast z poprzednio podanych wyników analiz piaskowców, zarówno odnośnie do składników zasadniczych, jak minerałów akcesorycznych, wynika daleko posunięta selekcja materiału. Być może, że jest to spowodowane dalekim transportem do miejsca sedymentacji.

Szczałki organiczne w utworach dolnego dewonu występują bardzo rzadko. Najliczniej spotykane są zwęglone szczątki roślin, występujące przede wszystkim w ciemnoszarych łupkach ilastych lub szarych piaskowcach. Odlamek ryby panczernej został znaleziony tylko w otworze wiertniczym Niwiska 3 i przekazany do oznaczenia A. Tokarskiemu. Poza tym w otworze Trzebowniko 1 zostały stwierdzone konikonchia, oznaczone przez C. Pachuckiego jako *Tentaculites ornatus* S o w.

Tabela 2

Skład zlepieńców dewońskich z otworu wiertniczego Łapczyca 2

Skąły	Zawartość w % wag.			
	próbka 1	próbka 2	próbka 3	próbka 4
Andezyty, dacyty, keratofiry i riolity	20	11	16	14
Bazalty, diabazy i zieleńce	20	20	10	7
Kwarce żyłowe	3	9	7	29
Pegmatyty	3	—	—	8
Tufy wulkaniczne	—	3	—	—
Gnejsy	3	—	2	—
Mylonity	—	18	32	8
Łupki chlorytowo-serycytowo-kwarcowe	29	5	—	10
Fility	7	1	—	6
Lidyty i skały podobne	4	12	6	1
Szarogłazy i mułowce	9	17	18	9
Skaleń potasowy i oligoklaz	2	2	4	3
Pojedyncze ziarna kwarcu	—	3	4	5

Dewon środkowy. Utwory dewonu środkowego są na ogół jednomyślnie przyjmowane przez geologów przemysłu naftowego w otworach Wojsław 3 (1711÷1869 m), Niwiska 7 (1991÷2100 m), Bratkowice 1 (2740÷2900 m)¹, Trzebowniko 1 (2120÷2174 m), Niwiska 3 (1172÷1351 m), Niwiska 4 (1440÷1450 m).

W otworze Łapczyca 2 bezpośrednio po dewonie dolnym występuje według J. Wdowiarza (1954) dewon górny. Braku środkowego dewonu wspomniany autor nie wyjaśnia. Być może zachodzi tu trudność w wydzieleniu tego poziomu.

Dewon środkowy we wszystkich wspomnianych otworach wykształcony jest głównie w postaci dolomitów albo wapieni dolomitycznych barwy szarokremowej lub brunatnawej w partii spagowej. W otworze Wojsław 3 według J. Wdowiarza w partii spagowej występują wapienie barwy szarej, różowej lub fioletowawej. Struktura środkowodewońskich skał węglanowych jest skryto-, mikro- lub drobnokrystaliczna. Szczątków

¹ W artykule E. Głowackiego, H. Jurkiewicza i P. Karnkowskiego pt. „Występowanie karbonu w otworze Bratkowice 1” (1958) seria należąca do dewonu środkowego została pomyłkowo podana jako dewon górny.

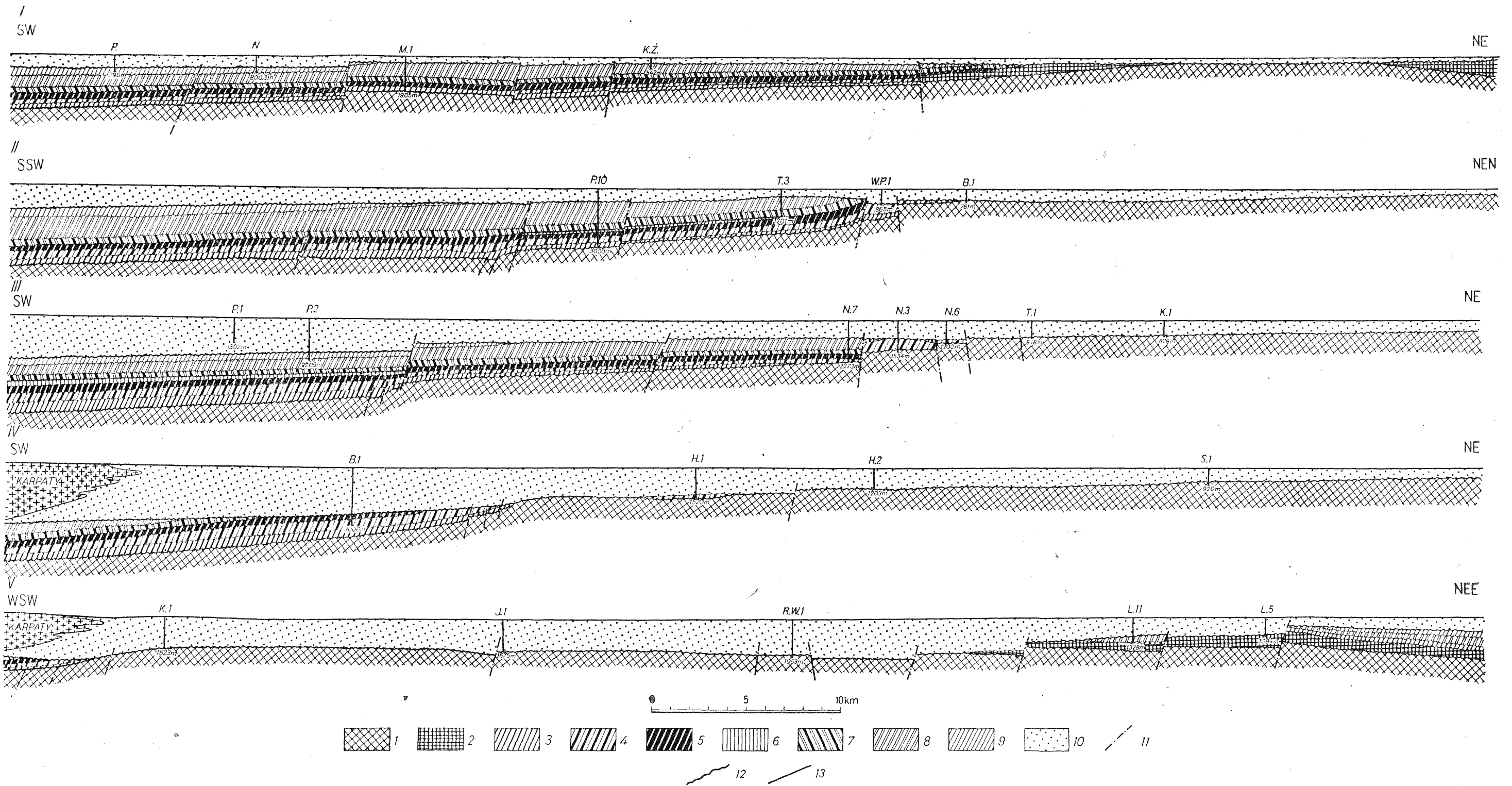


Fig. 2. Schematyczne przekroje geologiczne poprzeczne przez rejon przedgórza Karpat środkowych

Diagrammatic geological transversal sections across region of Middle Carpathian foreland

1 — prekambryj; 2 — kambryj; 3 — sylur i ordowik; 4 — dewon; 5 — karbon; 6 — perm; 7 — trias; 8 — jura; 9 — kreda; 10 — miocen; 11 — ważniejsze dyslokacje stwierdzone lub przypuszczalne; 12 — niezgodne ułożenie warstw; 13 — zgodne ułożenie warstw. Granice warstw stwierdzone są w obrębie wierzeń; poza zasięgiem wierzeń traktowane są jako przypuszczalne
 1 — Precambrian; 2 — Cambrian; 3 — Silurian and Ordovician; 4 — Devonian; 5 — Carboniferous; 6 — Permian; 7 — Triassic; 8 — Jurassic; 9 — Cretaceous; 10 — Miocene; 11 — more important dislocations, proved or supposed; 12 — discordant stratification; 13 — concordant stratification. The boundaries of the strata have been determined within the range of bore-holes; beyond this range, they are looked upon as supposed

organicznych w tych skałach nie znaleziono. Być może, że uległy one całkowitemu przekrystalizowaniu.

Odnosnie do środkowego dewonu w otworze Niwiska 4 należy stwierdzić, że nawiercone tu dolomity bezpośrednio pod utworami pstręgo piaskowca są identyczne jak dolomity środkowego dewonu z Bratkowic i innych otworów wiertniczych. Analiza chemiczna wykazała w tym dolomicie 37,72% $MgCO_3$.

Dewon górny. Dewon górny zdaniem autorów został przewiercony przede wszystkim w otworze Niwiska 3 na głębokości 981,8÷1172 m. Według A. Tokarskiego (uwagi do sprawozdania wynikowego z otworu Trześnik 1), kompleks ten, jak również niżej występująca seria dolomitów, należy do wizenu. Ze względu na brak wyraźnych dowodów paleontologicznych trudno jest definitywnie rozstrzygnąć przynależność stratygraficzną tej serii. W utworach wizenu w opodal położonym otworze Niwiska 7, jak również w innych na obszarze Przedgórze, występują poza sporadycznymi produktusami bardzo licznie endotyry, których nie ma w omawianej serii z Niwisk 3. Brak dowodów faunistycznych oraz odmienne wykształcenie litologiczne tej serii w stosunku do utworów wizenskich z Niwisk 7 przemawia raczej za przyjęciem w tym otworze dewonu górnego. W konsekwencji (na podstawie pewnego podobieństwa litologicznego) dewon górny przypuszczalnie został też nawiercony w takich otworach, jak: Niwiska 2 (1114÷1141,4 m), Wola Pławska (851,5÷854,5 m) i Trzciana 3 (1469,9÷1501,1 m). Dewon górny wyróżniony został również przez J. Wdowiarza (1954) w otworze wiertniczym Wojsław 3 (1663,3÷1711,2 m) i Łapczyca 2 (1553÷1799 m).

W obrębie górnodewońskiej serii w otworze Niwiska 3 można wydzielić trzy różne pod względem litologicznym partie skalne. I tak bezpośrednio nad dolomitami środkowego dewonu występują czerwone, zielone lub jasnokremowe wapienie, które są na ogół dość margliste i niekiedy lekko zdolomityzowane. Wyżej leżą jasne lub jasnokremowe wapienie i dolomity o strukturze mikro- i drobnokrystalicznej. Wreszcie trzecią partię stanowią pstre margle lub margliste ilowce, które w najwyższej części są silnie piaszczyste i nieco zdolomityzowane oraz zawierają wkładki skrytokrystalicznych wapieni o fioletowawym, różowawym i seledynowym zabarwieniu.

W górnodewońskich wapieniach z omawianego otworu brak jest, jak już wspomniano wyżej, szczątków endotyr, a występują najwyżej igły gąbek oraz fragmenty skorupki małżoraczków oraz radiolari.

W otworze Niwiska 2 i Wola Pławska 1 na podanych już głębokościach nawiercono wapienie, które bardzo przypominają wapienie z otworu Niwiska 3 z głębokości 981,8÷1070 m. W otworze Trzciana 3 zostały nawiercone wapienie i dolomity o zabarwieniu pстрыm, które mogą ewentualnie odpowiadać najniższej partii górnego dewonu z Niwisk 3.

W otworze Wojsław 3 J. Wdowiarz zaliczył do górnego dewonu jasne, szare i pstre wapienie z wkładką pstrych piaskowców i łupków w stropie. Ten sam autor do górnego dewonu w otworze Łapczyca 2 zalicza serię ciemnych, stalowych i brunatnych piaskowców oraz serię brunatnych wapieni z wkładką popielatego piaskowca.

Utwory dewońskie występujące na przedgórzu, jak widać z powyższego opisu, odpowiadałyby pod względem litologicznym w ogólnym zarysie utworom tego wieku występującym w Górach Świętokrzyskich (szczególnie w rejonie kieleckim) oraz na Wołyniu i Podolu (M. Pajchłowa, 1959 i A. W. Chiżniakow, 1957 i 1958). Podział dewonu na obszarze przedgórza można było przeprowadzić wyłącznie na podstawie wykształcenia litologicznego, w analogii do wyżej wspomnianych obszarów.

KARBON

Na przedgórzu Karpat znany jest dotychczas tylko karbon dolny, który został stwierdzony w następujących otworach wiertniczych: Żółcza 1 (1736÷2259 m), Wojsław 3 (1637,9÷1663,3 m), Niwiska 7 (1788÷1991 m), Mędrzechów 1 (1297÷1570 m), Bratkowice 1 (2508÷2740 m) i Podborze 10 (2332÷2377 m).

W najwcześniejszym odwierconym otworze Żółcza 1 karbon dolny według J. Wdowiarza reprezentowany jest głównie przez wapienie barwy szarej, rzadziej czerwonej i zielonawej oraz przez wkładki margli i łupków ilastych. Poziom ten w omawianym otworze nie został przewiercony, chociaż istnieje przypuszczenie, że po dokładnym zbadaniu dolna część może się okazać dewonem (J. Wdowiarz, 1954).

W otworze Wojsław 3 do karbonu zostały zaliczone bardzo monotonicznie wykształcone szare wapienie (J. Wdowiarz, 1954).

Odnosnie do tych dwóch otworów (wystąpień karbonu) autorom znane są tylko opisy rdzeni. Przypuszczalnie na podstawie badań mikroskopowych można by coś więcej o nich powiedzieć.

Stosunkowo najpełniejsze informacje o wykształceniu karbonu na przedgórzu uzyskano z trzech otworów wiertniczych, a to: Bratkowice 1, Niwiska 7 i Mędrzechów 1. W tych odwiertach utwory karbońskie zostały całkowicie przewiercone i dość szczegółowo zbadane. Na podstawie poczynionych obserwacji wśród napotkanych tam utworów karbońskich daje się wyróżnić dwa zespoły litologiczne, z których dolny można zaliczyć do turneju, a górny do wizenu. Podział taki został przyjęty w otworze Bratkowice 1 przez E. Głowackiego, H. Jurkiewicza i P. Karnkowskiego (1958). W myśl tej zasady sytuacja w poszczególnych otworach przedstawiałaby się następująco:

Turnej. Utwory turnejskie w otworze Bratkowice 1 (1675÷1740 m) reprezentowane są od dołu ku górze przez czerwone łupki ilaste i piaskowce z wkładkami białych wapieni, dalej jasne i różowe wapienie dolomityczne (gruzłowe w górnej partii), różowe i zielonawe piaskowce o spoiwie dolomitycznym, wreszcie w górnej partii zielone łupki oraz ciemne margle i wapienie. Struktura skał węglanowych jest mikro- lub drobnokrystaliczna. Materiał detrytyczny piaskowców składa się prawie wyłącznie z ziarenek kwarcu. Jeśli chodzi o szczątki organiczne, to H. Jurkiewicz (1958) znalazł w najgórniejszej partii wapienno-ilastej zespół małżoraczków należących do rodziny *Aparchitidae* i reprezentowany przez jeden rodzaj *Sansabella* sp. Poza tym w piaskowcach napot-

kano bardzo źle zachowane odciski skorupki, należących najprawdopodobniej do ramienionogów.

W otworze Niwiska 7 (1900÷1991 m) utworki turnejskie są reprezentowane na przemian przez wapienie, wapienie margliste, wapienie dolomityczne, dolomity, łupki ilasto-piaszczyste, łupki margliste, mułowce oraz piaskowce drobnoziarniste i zlepieńcowate. Dla tych utworów znamienne jest duża zmienność litologiczna w całym przekroju, przewaga utworów detrytycznych oraz przeważnie pstre zabarwienie skał. Zielone łupki ilaste lub mułowce niekiedy są bardzo bogate w piryty. W piaskowcach makroskopowo obserwuje się różowe kwarcy, a pod mikroskopem dają się rozpoznać wypreparowane kwarcy, głównie ze skał metamorficznych, o strukturze granoblastycznej. Zawartość piryty jest również w nich bardzo duża. Ze szczątków organicznych napotyka się w wapieniach głównie odłamki skorupki małżoraczków oraz igły gąbek (tabl. I, fig. 6).

W przeciwieństwie do tych utworów wiertniczych, w otworze Mędrzechów 1 (1428÷1570 m) utworki zaliczone do turneju reprezentowane są głównie przez serię węglanową, a mianowicie: wapienie dolomityczne, dolomity oraz margle wapienne i dolomityczne. Łupki ilaste występują tylko w postaci cienkich wkładek. Zabarwienie skał jest szare, brunatne, wiśniowe i zielonawe. Zmienność litologiczna i zabarwienia skał jest bardzo duża. Na podstawie badań mikroskopowych można się dopatrzeć pewnej cykliczności w zmianie litologicznej, która zamykałaby się w zespole: margle, wapienie, wapienie dolomityczne, dolomity, margle dolomityczne. Struktura węglanowych skał jest tu od skryto- do drobno-kryształicznej. W wapieniach i marglach ze szczątków organicznych najczęściej występują odłamki skorupki małżoraczków.

Wizien. Utworki wizeńskie występujące w otworze Bratkowice 1 (2508÷2675 m), Niwiska 7 (1788÷1900 m) i Mędrzechów 1 (1297÷1428 m) dadzą się omówić wspólnie, bowiem wykształcone są podobnie. Są one na ogół reprezentowane przez wapienie skaliste o jasnokremowym, beżowym lub ciemnym zabarwieniu. Struktura tych wapieni jest od skryto- do drobno-kryształicznej. Najbardziej charakterystyczne jest dla nich to, iż zawierają bardzo liczne szczątki organiczne, wśród których występują igły gąbek, odłamki skorupki małżoraczków i ramienionogów oraz endotyry (tabl. II, fig. 7). Jak zaobserwowano przy badaniu szlifów mikroskopowych, szczątki organiczne lepiej są zachowane w wapieniach skryto-kryształicznych i nieco marglistych lub przepojonych substancją węglową. W wapieniach intensywnie przekryształizowanych szczątki te uległy znacznemu zatarciu.

Z otworu Bratkowice 1 H. Jurkiewicz (1958) dokonał pierwszej próby oznaczenia endotyry na podstawie przekrojów w szlifach. Na podstawie tych oznaczeń autor ten wyróżnia następujące formy: *Endothyra* sp., *Schubertella* sp., *Eosteffella* sp., *Quasiendothyra* sp., *Archeodiscus* sp.

Wspomnieć należy, że w omawianych utworach wizeńskich tu i ówdzie zdarzają się skrzemienia oraz odciski produktusów. Oznaczeniami produktusów zajmował się S. Kwiatkowski. Według tego autora w utworach

tych występuje *Productus (Linoproductus) cf. striatus* Fischer oraz *Productus (Buxtonia) scobriculus* Mart.

Wyróżnienie turnaju, które wprowadzono w Bratkowicach, Niwiskach i Mędrzechowie, nie ma pełnego uzasadnienia i po znalezieniu dowodów faunistycznych może się okazać, że utwory zaliczane obecnie do tego poziomu, faktycznie należą do niższego wizenu.

Karbon, który został nawiercony w otworze Podborze 10, wykształcony jest w postaci czerwonych i jasnoszarych piaskowców oraz ciemnoszarych łupków ilastych, w których została znaleziona liczna fauna. Według C. Pachuckiego występują tu następujące formy: *Productus (Eomarginifera) frechi* Paeckelm., *Productus (Echinoconchus) aff. crameri* Paeckelm., *Productus (Eomarginifera) acuticostata* Paeckelm., *Productus (Sinuatella) gaablauensis* Paeckelm. Zdaniem tego autora formy te pochodzą z dolnego karbonu. Równoległe do tych oznaczeń zostały wykonane oznaczenia S. Czarnieckiego, które przedstawiają się następująco: *Sinuatella cf. sinuata* (de Kon.), *Chonetes cf. laguessianus* de Kon. Według tego autora oba te gatunki występują w dolnym karbonie, a *Productus (Sinuatella) sinuatus* jest skamieniałością typową dla górnej części dolnego karbonu — warstwy z *Dibunophyllum*. Odnośnie do karbonu nawierconego w otworze Podborze 10 należy dodać, że tego rodzaju utwory, a więc na przemian czerwone i szare piaskowce oraz ciemne łupki ilaste, w żadnym z otworów w rejonie przedgórz nie zostały stwierdzone. Należy się w tym wypadku przychylić do zdania S. Czarnieckiego, że jest to jakiś wyższy poziom dolnego karbonu. Dalsze pogłębienie tego otworu wyjaśni tę sytuację.

Utwory karbońskie, które zostały dotychczas stwierdzone na przedgórzu, wykazują pewne podobieństwo litologiczne do dolnego karbonu występującego zarówno na płycie wołyńsko-podolskiej, jak również w okolicach Dębника (M. Książkiewicz i J. Samsonowicz, 1953; A. W. Chiżniakow, 1958 i N. E. Braźnikowa, A. M. Iszczenko, T. A. Iszczenko, E. O. Nowik i P. L. Szulga, 1956). Podobnie jak w tych regionach, karbon dolny na przedgórzu jest pochodzenia morskiego. Bardzo charakterystyczne jest występowanie w wyższym poziomie endotyr, które mają w karbonie morskim bardzo szerokie rozprzestrzenienie.

CECHSZTYN

Utwory cechsztynu na przedgórzu Karpat zostały po raz pierwszy wyróżnione przez J. Czarnockiego (a opublikowane w pracy J. Wdowiarza, 1954) w odwiercie Wojsław 3 (1566,8÷1637,9 m). Poziom ten jest tu reprezentowany, w kierunku od dołu ku górze, przez czerwone i zielone zlepieńce drobnoziarniste, dalej czerwone i zielone piaskowce z wkładkami łupków i zlepieńców, wreszcie pstre i szare wapienie oraz margle.

H. Senkowiczowa (1959) wspomina za A. Tokarskim o występowaniu cechsztynu w otworze Niwiska 4 (1320,8÷1344 m). Poza tym A. Tokarski dopatruje się tego poziomu w otworze Trzciana 3 (w marszu 1462,3÷1467,7 m skrz. V).

Z nowszych wierceń poziom ten daje się wyróżnić w otworze wiertniczym Podborze 10, gdzie jest reprezentowany przez czerwone wapienie gruzłowe z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców, mułowców oraz zlepieńców wapienno-dolomitycznych. W otworze tym obserwuje się ciągłość sedymentacyjną od wyżej leżących utworów pstrego piaskowca do wspomnianego cechsztynu.

Cechsztyń na przedgórzu nigdzie nie został udowodniony faunistycznie. Wyróżnienie tego poziomu na tym obszarze oparte jest na analogii litologicznej z cechsztynem występującym w Górach Świętokrzyskich (J. Samsonowicz, 1929).

Cechsztyń w otworze Niwiska 4 wprowadzony został raczej pospiesznie i przypadkowo, gdyż niżej od podanego interwału występują w dalszym ciągu typowe osady pstrego piaskowca.

Wyróżniając cechsztyń na przedgórzu, zresztą w analogii do Gór Świętokrzyskich, należy mieć przede wszystkim na uwadze jego związek z rozwojem pstrego piaskowca. Większa jego miąższość stwierdzona w otworze wiertniczym Podborze 10 wydaje się nieprzypadkowa, gdyż całkowita miąższość wraz z utworami pstrego piaskowca wynosi około 360 m. Jak się przekonamy niżej (przy opisie utworów pstrego piaskowca), w rejonie Podborza istniało jakieś większe zagłębienie i w pierwszej fazie rozwoju sedymentów osadzały się w nim głównie utwory wapienne ze zlepieńcami, których materiał pochodzi z rozmycia wapieni i dolomitów dewońskich lub karbońskich. W punktach, gdzie miąższość pstrego piaskowca jest znacznie mniejsza, w spagowej partii zaznaczają się co najwyżej piaskowce lub mułowce z gruzełkami wapiennymi o nieznacznej miąższości, jak np. w otworze wiertniczym Trzciana 3.

TRIAS

Utwory triasowe na przedgórzu zostały dotychczas stwierdzone w otworze Radzanów 1 (1045÷1071 m), Żółcza 1 (1456÷1736 m), Mędrzechów 1 (1090÷1297 m), Trzciana 3 (1076÷1474 m), Wojsław 3 (1254÷1566,8 m), Niwiska 4 (1050÷1440 m), Niwiska 7 (1480÷1758 m) i Podborze 10 (1816÷2287 m) oraz prawdopodobnie w otworze Niwiska 2 (1092,6÷1113,8 m), Niwiska 1 (1069,0÷1142,4 m), Mielec 6 (890÷913 m) i Smoczka 1 (832,2÷839,2 m). Trias w otworze Łapczyca 2 jest bardzo problematyczny. Wątpliwość tę wyrażają J. Wdowiarz (1954) oraz H. Senkowiczowa (1959). Przypuszczalnie będą to jakieś utwory starsze i z tego względu nie będą one brane pod uwagę w niniejszym opracowaniu.

Trias na przedgórzu reprezentowany jest przez wszystkie trzy piętra, tj. trias dolny — pstry piaskowiec, środkowy — ret i wapień muszłowy oraz górny — kajper. Zaliczenie retu do środkowego triasu zostało przyjęte przez H. Senkowiczową (1957). Wydaje się to rzeczą zupełnie słuszną, gdyż utwory te są typowymi osadami morskimi i zdecydowanie odróżniają się od niżej leżących osadów pstrego piaskowca.

Pstry piaskowiec. Utwory pstrego piaskowca, które dokładniej poznano w Mędrzechowie, Żółczy, Wojsławiu, Trzcieńcu, Niwiskach i na Podborzu, reprezentowane są przede wszystkim przez pstre piaskowce, mułowce i ilowce. Jeśli chodzi o piaskowce, to są one przeważnie drobno-

ziarniste, o spoiwie żelazisto-ilastym lub wapnistym, niekiedy wyraźnie o przekątnym warstwowaniu. W skład ich materiału detrytycznego wchodzi głównie ziarenka kwarcu, a w nieznacznej tylko ilości ziarenka skaleni i blaszki miki. Ziarenka kwarcu są nieznacznie obtoczone i w niektórych przypadkach wykazują tendencję do wzajemnego zlewania się. Piaskowce zlepieńcowate zostały zaobserwowane tylko w Mędrzechowie; w ich skład wchodzi ziarna kwarcu o średnicy do 1 cm. Na Podborzu natomiast, szczególnie w niższych partiach obserwuje się miejscami ostrokrawędziste ziarna brunatnych krzemieni. Mułowce i ilowce nie budzą większego zainteresowania. Charakterystyczną dla nich cechą jest przede wszystkim dyskoidalna łupliwość i bezwapnistość. Wspomnieć należy, że w serii pstrego piaskowca na Podborzu stwierdzono cienkie wkładki łupków o fioletowym zabarwieniu z drobnymi skupieniami gipsu. Mineral ten niekiedy wypełnia też pionowe szczeliny zarówno w skałach ilastych, jak również piaskowcach.

Pstre utwory nawiercone w otworze Mielec i Smoczka 1 są zupełnie podobne do wyżej opisanych, tak że występowanie pstrego piaskowca nie budzi tu specjalnych zastrzeżeń. Wspomnieć tylko należy, że w Smoczce pod pstryymi łupkami leżą różowe wapienie, które mogą należeć już do dewonu. Możliwość ta wynika również z sytuacji geologicznej ustalonej na podstawie innych wierceń na tym obszarze.

W otworze Niwiska 2 nad utworami zaliczonymi do dewonu, o których była już mowa wyżej, występuje pstra seria, składająca się z łupków ilastych i drobnodziarnistych piaskowców, która pod względem litologicznym może zupełnie dobrze odpowiadać utworom pstrego piaskowca.

W otworze Niwiska 1 w podłożu miocenijskim (1069÷1142,4 m) w kierunku od góry ku dołowi nawiercone zostały następujące utwory:

Głębokość w m	Opis
1069 ÷ 1073,1 m	czerwone i zielonawe łupki ilaste, o znacznym zapiaszczeniu i wzbogacone w łuseczki jasnej miki;
1073,1 ÷ 1084,0 m	piaskowiec drobnodziarnisty, cukrowaty, twardy, barwy kremowej i różowawej;
1084,0 ÷ 1142,4 m	łupki wiśniowe, szare lub zielonawoszare z cienkimi wkładkami piaskowców bardzo drobnodziarnistych o zielonawym zabarwieniu.

Badania mikroskopowe wykazały, że piaskowce z głębokości 1073÷1084 m składają się głównie z ziarenek kwarcu o średnicy od 0,1—0,3 mm oraz bardzo skąpego spoiwa ilasto-żelazistego ograniczającego się wyłącznie do drobnych interstycji pomiędzy ziarenkami kwarcu. Ziarenka kwarcu wykazują wyraźną tendencję do wzajemnego zlewania się, dając tym samym zaczątek kwarcytyzacji. Regeneracja tych ziarenek jest niekiedy bardzo wyraźna. Jeszcze bardziej kwarcytowy charakter mają wkładki piaskowców w niższych partiach. Występujące obok piaskowców łupki ilaste są hydromikowe, piaszczyste i z wtórnie wytraconą mikrokrystaliczną krzemionką (silnie zdiagenezowane).

Wykonane z omawianej serii przez M. Pautsch i A. Szwabowicz (Główne Laboratorium Przemysłu Naftowego w Krakowie) analizy pyłkowe wykazały obecność *Sporites radiatus* sp. n. i *Todites hartzi* H a r r i s.

Formy te wskazywałyby na kajper lub lias. Wspomniane autorki po zrewidowaniu jednak swoich wyników uznały oznaczenie tej ostatniej formy (najbardziej charakterystycznej dla kajpru lub liasu) za bardzo wątpliwe i nie dały ostatecznego orzeczenia odnośnie do wieku tej serii.

Autorzy, biorąc pod uwagę petrograficzny charakter skał oraz fakt nieistnienia w nich charakterystycznych dla triasu małżoraczków z rodziny *Darwinula* oraz oogonii z rodziny *Charales* (badania H. Jurkiewicza), skłaniają się do przyjęcia w podłożu mioceńskim otworu Niwiska 1 najwyższego piaskowca, z tym zastrzeżeniem, że poniżej 1084 m charakter skał jest bardziej zbliżony do dewonu dolnego niż piaskowca. Dalsze pogłębienie otworu niewątpliwie wyjaśniłoby tę sytuację.

Nawierconemu podłożu w otworze wiertniczym Niwiska 1 poświęciliśmy nieco więcej uwagi, gdyż ma ono szczególnie ważne znaczenie dla wyjaśnienia budowy geologicznej tego rejonu. W wypadku bowiem występowania w tym otworze kajpru, jak to wynikało z pierwotnych oznaczeń pyłkowych, budowa ta byłaby bardziej skomplikowana niż wynika to z innych wierzeń w tym rejonie lub rejonach sąsiednich. Ostatecznie nasuwa się przypuszczenie o niezgodnym ułożeniu w tym rejonie retyku wprost na podłożu paleozoicznym.

Przewiercone miąższości piaskowca w poszczególnych otworach (pod wyżej występującym obecnie triasem środkowym) przedstawiają się następująco: Mędrzechów 1 98 m, Żółcza 1 87 m, Trzciana 3 102 m, Wojsław 3 110 m, Niwiska 4 150 m, Niwiska 7 33 m i Podborze 10 329 m. Upady warstw na ogół nie przekraczają 20°.

Ret. Utwory retu wykształcone są w postaci margli dolomitycznych, margli wapiennych, wapieni, gipsów i anhydrytów, piaskowców oraz rzadziej dolomitów i łupków ilastych. Barwa osadów jest od jasno do ciemnoszarej lub szarokremowej. Margle i wapienie wykazują strukturę od skrytą do mikrokryształicznej, dolomity zaś są przeważnie drobnokryształiczne i niekiedy zawierają liczne rozrzucone szczątki organiczne oraz utwory oolityczne. Gipsy i anhydryty są też drobnokryształiczne. Piaskowce wykazują strukturę drobnoziarnistą oraz składają się prawie wyłącznie z ziarenek kwarcu i spoiwa kalcytowego.

Przy omawianiu utworów retu należy podkreślić, że podany wyżej zespół skał nie występuje we wszystkich otworach w komplecie i brak jest niekiedy przede wszystkim piaskowców lub gipsów i anhydrytów.

Przewodnią skamieniałością dla retu jest *Myophoria costata*. Formę tę podaje H. Senkowiczowa (1959) z opracowanych przez nią otworów (Mędrzechów i Żółcza).

Miąższości retu w poszczególnych otworach kształtują się następująco: Żółcza 1 49 m, Mędrzechów 1 40 m, Trzciana 3 62 m, Wojsław 3 48 m, Niwiska 4 50 m, Niwiska 7 45 m i Podborze 10 63 m.

Wapień muszlowy. Wapień muszlowy wykształcony jest głównie w postaci szarych lub szarokremowych wapieni i szarych margli. H. Senkowiczowa (1959) w przeciwieństwie do J. Wdowiarza (1954) wspomina o występowaniu w otworze Wojsław 3 również wkładek dolomitycznych. Na ogół jednak wkładki dolomitów nie są spotykane. Margle z serii wapienia muszlowego są mniej lub bardziej ilaste i o pelitycznej struk-

turze. Budowa mikroskopowa wapieni jest dość zróżnicowana — od skryto- do drobnokrystalicznej. Szczególnie w górnych partiach bardzo często występują w nich drobno- lub grubokrystaliczne wprysnięcia i żyłki kalcytowe. Kalcyt w tych utworach zwykle wykazuje polisyntetyczne zbliżniaczenie. Typowe wapienie organodetrytyczne nie są powszechne, a występujące w nich szczątki organiczne są dość silnie przekrystalizowane. Wspomnieć jeszcze należy, że w omawianych wapieniach często spotykane są ziarenka kwarcu detrytycznego oraz niekiedy ziarenka glaukonitu. Uławicenie wapieni jest cienkie lub grube, a na powierzchniach uławiceń zwykle występuje ciemna substancja ilasta. Miejscami występuje również typowe wykształcenie faliste.

W niektórych otworach wiertniczych, tam gdzie górne partie triasu nie są zniszczone przez erozję, obserwujemy stopniowe przejście serii wapienno-marglistej w szarozielonawe piaskowce i ciemne łupki ilaste. W otworze Wojsław 3, w porównaniu z innymi otworami, przejście to następuje dość wcześnie, co by świadczyło o istnieniu w tym rejonie większego wpływu ładu, skąd obficie napływał materiał detrytyczny.

H. Senkowiczowa (1959) w niektórych z objętych jej opracowaniem otworach wiertniczych stara się podzielić serię wapienia muszlowego według podziału stosowanego w Górach Świętokrzyskich. Wprowadzenie takiego podziału napotyka jednak na pewne trudności, szczególnie z braku pełnego rdzeniowania, jak również nieco odmiennego wykształcenia litologicznego.

Przewodnimi skamieniałościami dla wapienia muszlowego według wspomnianej wyżej autorki są: *Pecten discites* — wapień muszlowy górny, *Lima striata* — wapień muszlowy dolny. Środkowy wapień muszlowy przewodnich skamieniałości nie zawiera.

Miażdżość utworów wapienia muszlowego w poszczególnych otworach jest następująca: Radzanów 1 26 m (nie przewiercone do spodu), Mędrzechów 1 70 m (zerodowana górna partia), Trzciana 3 141 m, Wojsław 3 105 m, Zółca 1 143 m, Niwiska 4 130 m, Niwiska 7 140 m i Podborze 10 88 m (zerodowana górna partia).

Kajper. Już w górnej części wapienia muszlowego, jak to wspomniano wyżej, zaznacza się wyraźnie spłylenie morza oraz pojawienie się glaukonitowych piaskowców i ciemnych łupków ilastych. Tak więc przejście od wapienia muszlowego do kajpru jest jak najbardziej ciągłe.

Występujące na przejściu od wapienia muszlowego do kajpru piaskowce są początkowo barwy szarozielonawej, a następnie brunatnawej. Przejście takie dokładnie prześledzono w otworze Trzciana 3 i Niwiska 7. Piaskowce te są drobnoziarniste i o spoiwie ilasto-wapnistym lub ilasto-żelazistym. W skład materiału detrytycznego wchodzi ziarenka kwarcu i skaleni oraz blaszki muskowitu i biotyту. Poza tym zdarzają się też ziarenka rogowców. Stosunkowo dużo, gdyż około 12%, przypada na skalenie (potasowe i plagioklasy). Glaukonit występuje dość licznie.

Nad omówioną serią piaskowcowo-łupkową występują ciemne iłowce z cienkimi tylko wkładkami piaskowców i muszłowców. W iłowcach tych występują bardzo liczne skorupki małżów oraz zwęglone szczątki roślin.

Ciemne iłowce przechodzą w łupki i mułowce z cienkimi wkładkami

piaskowców o zabarwieniu pstrym. Skład piaskowców jest podobny jak w partii przejściowej, coraz rzadziej tylko spotykany jest glaukonit.

Następnie mamy zdecydowane przejście do piaskowców przeważnie gruboziarnistych, początkowo barwy szarozielonawej (spirytyzowanych), a następnie barwy czerwono-brunatnej (zhematyzowanych). Piaskowce te są bardzo bogate w skałenie (głównie potasowe), ziarenka wapienne oraz kolce jeżowców i inne szczątki organiczne. Kwarce często wykazują agregatową i mozaikową budowę. Spoiwo tworzy w nich głównie drobno- lub grubokrystaliczny kalcyt. Hematyt natomiast ogranicza się najczęściej do drobnych interstycji oraz impregnuje szczątki organiczne i otacza ziarna detrytyczne. Ogólna zawartość węgla wapnia jest niejednokrotnie tak duża, iż ściśle biorąc mamy do czynienia z przejściem do piaszczystych wapieni.

Najwyższa partia piaskowców w otworze Wojsław 3 została zaliczona przez J. Wdowiarza (1954) do liasu. W identycznej prawie partii piaskowcowej z otworu Trzciana 3 C. Pachucki stwierdza występowanie *Avicula contorta*, a więc skamieniałości charakterystycznej dla retyku.

Słodkowodne małże, występujące w ciemnych iłowcach, zostały oznaczone przez tego samego autora jako *Anodontophora lettica* Q u. W tych samych iłowcach H. Jurkiewicz stwierdził licznie występujące małżoraczki z rodziny *Darwinula* i oogonie z rodziny *Charales*.

Miąższości utworów kajpru, tam gdzie nie zostały one zerodowane, są następujące: Trzciana 3 95 m, Wojsław 3 67 m (według J. Wdowiarza), Niwiska 4 50 m i Niwiska 7 60 m.

JURA

Jura w podłożu miocenijskim na przedgórzu występuje na bardzo dużej przestrzeni. Została ona nawiercona w bardzo licznych otworach w okolicach Mielca i Dąbrowy Tarnowskiej, na wschód od Buska (już po lewej stronie Wisły) oraz w okolicach Lubaczowa. Pełniejszych danych o wykształceniu jury dostarczyły głównie otwory głębokie.

Na wstępie należy zaznaczyć, że osady jurajskie mają bardzo dużą miąższość (około 1000 m) i charakteryzują się dużą zmiennością zarówno w profilach pionowych, jak również poziomych, jako osady okresami nawet płytkomorskie. W ramach niniejszego opracowania można je scharakteryzować tylko bardzo ogólnie.

Pewna różnica zarysowuje się jeśli chodzi o wykształcenie jury występującej w zachodniej strefie przedgórza w stosunku do wschodniej, czyli rejonu Lubaczowa. Bardzo istotne jest głównie to, że w okolicach Lubaczowa występują starsze jej poziomy, czego nie stwierdzamy obecnie w strefie zachodniej. Z tego powodu wypada omówić ją oddzielnie w obu tych strefach.

STREFA ZACHODNIA

Na tym obszarze jura jest wykształcona od keloweju do kimerydu włącznie. Charakterystyka lito-stratygraficzna jury w tej części przedgórza przedstawia się w sposób następujący:

Kelowej. Kelowej w spagowej partii wykształcony jest przeważnie w postaci wapieni marglistych lub margli barwy czerwonej i zielonej. Jest to zaledwie cienka wkładka, która przechodzi w wapienie margliste i margle o zabarwieniu szarym. Pod względem mikroskopowym utwory te charakteryzują się skryto- lub mikrokrystaliczną budową, dużą zawartością fragmentów skorupki małżoraczków, igieł gąbek (często skrzemionkowych), drobnych kongrecji krzemionkowych oraz miejscami ziarenek kwarcu detrytycznego. Tak wykształconą najniższą serię jury, w której występuje *Belemnites hastatus*, stwierdzono w Radzanowie, Mędrzechowie, Trzcianie i innych miejscowościach.

Ogólna miąższość keloweju nie przekracza kilku metrów i przejście do oksfordu jest stopniowe.

Oksford. Zaledwie po kilkumetrowej serii kelowejskiej z *Belemnites hastatus* następują ciemne margle gruzelkowate z często występującymi, lecz słabo zachowanymi odciskami amonitów. Z tego poziomu zostały oznaczone przez C. Pachuckiego następujące formy: *Pachytheuthis panderi* (d'O r b.), *Perisphinctes* sp. ind. aff. *biplex* (S o w.), *Lacunosella arollica* (O p p e l) Wi ś n.

Margle gruzelkowe zawierają liczne igły gąbek, drobne kongrecje krzemionkowe i są piaszczyste. Gruzelki wapienne występują wśród słabo marglistej substancji ilastej, intensywnie niekiedy przyprószonej tlenkami żelaza. Miąższość tych margli dochodzi tylko do kilkunastu metrów.

Po marglach gruzelkowatych występują wapienie nieco margliste barwy brudnokremowej z ciemniejszymi plamkami, przekładane szarymi marglami. Wyższe poziomy wapieni oksfordu są przeważnie typu skalistego, barwy jasnokremowej lub jasnej, również z szarymi marglami. Struktura wapieni oksfordu jest przeważnie skrytokrystaliczna, z nieznacznymi przejściami do mikrokrystalicznej. Ze szczątków organicznych widoczne są w nich pod mikroskopem głównie igły gąbek, rzadziej fragmenty glonów i innych szczątków. Wapienie szarokremowe niższych parti wykazują ślady dolomityzacji. Poza tym na całej przestrzeni tu i ówdzie zdarzają się skrzemienienia. Na ogół wszędzie w wapieniach, a także i w marglach pospolite są stylolity, niekiedy z naciekami limonitu.

Wykształcenie oksfordu, jakie podano wyżej, stwierdza się w zachodniej strefie w większości wypadków. Niemniej jednak należy tu podać jeden ważny fakt, iż na Podborzu i w Nieczajnej zostały stwierdzone grube partie dolomitów (do 260 m) silnie skawernowanych i spękanych, wyraźnie pochodzenia metasomatycznego. Szczeliny często wypełnione są anhydrytem. Wspomniany wyżej proces dolomityzacji obejmuje w obydwu wypadkach wyższe partie wapieni oksfordu, leżące pomiędzy wapieniami szarokremowymi a grubą serią margli, jednak do samego spagu margli nie dochodzi.

Miąższość oksfordu wykształconego w postaci wyżej opisanej wraz z leżącą wyżej grubą serią margli, która być może częściowo należy do rauraku, wynosi około 500 m.

Raurak. Raurak reprezentują w dalszym ciągu wapienie i margle, które makroskopowo niewiele różnią się od górnego oksfordu. Są to głównie wapienie barwy jasnokremowej, białej lub jasnoszarej oraz skaliste

szare margle. Wapienie raurackie w stosunku do oksfordzkich zawierają ze szczątków organicznych, poza igłami gąbek, również dużo fragmentów skorupki małżów i brachiopodów oraz kolców jeżowców. Zawartość szczątków organicznych na ogół wzrasta w miarę przejścia do astartu. Na granicy rauraku i astartu przeważnie występują charakterystyczne wapienie pizolityczne. Miąższość rauraku wynosi 100÷150 m.

A s t a r t. Astart charakteryzuje się przeważnie wapieniami oolitowymi. Rozwój tych wapieni nie jest wszędzie jednakowy. Niekiedy wapienie te dominują (Radzanów, Kółko Zabieckie), niekiedy zaś stanowią tylko cienkie wkładki wśród innych (Podborze). Obok wapieni oolitowych znane są w astarcie wapienie organodetrytyczne i pseudoolitowe, rzadziej skaliste o nieznacznej zawartości szczątków organicznych. Wapieniom towarzyszą szare margle, niekiedy silnie ilaste i nieco piaszczyste. Przejścia od wapieni do margli są stopniowe, często poprzez wapienie gruzłowe lub gęsto laminowane marglem. Z makroskopowych obserwacji na podkreślenie może jeszcze zasługuje na ogół nieregularne uławicenie wapieni i częste występowanie na ich nieregularnych powierzchniach uławicenia zielonawej lub szarej substancji ilastej. Barwa wapieni jest jasnokremowa lub jasnoszara.

Wapienie oolitowe są na ogół drobnoziarniste i o drobnokrystalicznym spoiwie kalcytowym. Zawarte w nich oolity są przeważnie dobrze wykształcone, o strukturze koncentryczno-promienistej, z ośrodkami pochodzenia organicznego lub wapiennego (tabl. II, fig. 8). Obok opisanych oolitów w wapieniach tych występują detrytyczne ziarenka wapienne i szczątki organiczne, posiadające najwyżej wąskie i zbite obwódki. Gdy występują elementy głównie tego ostatniego typu, wówczas wapienie takie określa się jako pseudooolitowe.

Wapienie organodetrytyczne są mniej lub bardziej zasobne w bardzo rozdrobniony detrytus organiczny i detrytyczne ziarenka wapienne. Elementy detrytyczne są w nich w dużej mierze spojone kalcytem drobnokrystalicznym, podobnie jak w wapieniach oolitowych. Poza tym detrytus ten tkwi w masie wapiennej o strukturze mikro- do skrytokrystalicznej.

Obserwowane pod mikroskopem w różnych typach wapieni fragmenty szczątków organicznych należą głównie do skorupki małżów i ramienionogów, kolców jeżowców i odłamków liliowców. Szczątki tych zwierząt obserwowane są również makroskopowo. Wyraźne fragmenty koralii obserwuje się raczej rzadko.

Miąższość astartu wynosi 150÷200 m.

K i m e r y d. Wśród utworów kimerydu na ogół brak jest wapieni oolitowych. Podobnie jak w astarcie, w dalszym ciągu występują wapienie organodetrytyczne, które jednak bardzo często drobnymi partiami przechodzą w skaliste, z nieznaczną tylko zawartością szczątków organicznych. Wapienie kimerydzkie może częściej niż w niższych poziomach przeławicane są szarymi marglami, charakteryzującymi się dużą ilastością i nieznaczną piaszczystością. Sporadycznie zdarzają się wkładki piaskowców glaukonitowych o spoiwie ilasto-wapnistym (zaobserwowano w otworze Nieczajna 1). Wapienie gruboławicowe i zbite przechodzą co kilka metrów

w typ wapieni gruzłowych z obfitą zawartością substancji marglistej, o zabarwieniu szarym lub szarozielonawym, a nawet żółtobrunatnawym. Zmiana zabarwienia tej substancji spowodowana jest najprawdopodobniej procesem wietrzenia w okresie trzeciorzędu. Barwa wapieni jest jasnoszara, szara, biała i jasnokremowa, rzadziej brunatnawa.

Szczałki organiczne obserwowane w wapieniach kimerydzkich pod mikroskopem są podobne jak w wapieniach astarcckich. Prawdopodobnie tylko odłamki korałi występują sporadycznie i ograniczają się głównie do niższych partii. Miejscami obserwuje się dobrze zachowane okazy rynchonel, terebratul, trygonii i innych form.

Mięszczość utworów kimerydu wynosi około 200 m. Być może, że była ona większa, tylko najwyższe partie zostały zerodowane.

REJON LUBACZOWA

W rejonie Lubaczowa, w przeciwieństwie do zachodniej strefy przedgórze, jurajską serię węglanową podścielają utwory piaszczysto-mułowcowo-lupkowe, których mięszczość wynosi około 150 m, a w Łukawcu nawet ponad 300 m. Kompleks detrytyczny zaczyna się przeważnie drobno- lub średnioziarnistymi piaskowcami lub wprost piaskami, o mięszczości wynoszącej od kilku do kilkudziesięciu metrów. Z kolei piaskowce te przechodzą w serię mułowcowo-lupkową z cienkimi tylko wkładkami piaskowców. W stropie całej tej serii znowu dominują piaskowce, które są w stosunku do podścielających bardziej i niekiedy z zielonawym odcieniem. Materiał detrytyczny piaskowców z obydwóch głównych partii oraz z wkładek piaskowcowych składa się prawie wyłącznie z ziarenek kwarcu, a więc jest bardzo wyselekcjonowany. Spoiwo ich jest najczęściej ilaste lub częściowo wapniste w górnym horyzoncie. Mułowce i lupki są bezwęglanowe.

Wykształcenie dolnej części jurajskiej w otworze wiertniczym Doliny 1 (na północ od Cieszanowa) jest nieco odmienne od wyżej przedstawionego dla najbliższego rejonu Lubaczowa. Występują tu bowiem wyłącznie piaskowce drobnoziarniste, których stropowe partie zawierają dużo limonitu, a spągowe węglanu wapnia i detrytusu organicznego (skorupki małżów). Mięszczość tych piaskowców wynosi 78 m.

Ogólnie w całej serii utworów detrytycznych i we wszystkich odwiertach spotykane są licznie występujące zwęglone szczątki roślin, którym towarzyszą zwykle obfite spirytywowania. Poza tym w środkowej i górnej części występują skamieniałości fauny, nawet amonitowej. Zebrane okazy fauny i flory z tej serii zostały oznaczone przez C. Pachuckiego. Oznaczone przez tego autora formy są następujące: *Tragophyloceras* sp. ind. ex *wechleri* P o m p., *Holcophyloceras* sp. ind., *Pholadomya decorata* Goldf., *Pecten demissus* Goldf., *Inoceramus polyplocus* S o w., *Inoceramus laevigatus* M ü n s t., *Eurystomiceras polyhelictum* B ö c k l., *Parallelodon concinum* P h i l., *Zeillera subbuculenta* C h a p., *Leda lacrima* S o w., *Pseudomonotis substriata* M ü n s t., *Goniomya duboisi* A g., *Holcobelus blanvillei* V o l t z, *Nucula eudorae* d' O r b., *Avicula* sp., *Lima* sp., *Hastites* sp., *Rhynchonella* sp., *Lucina bellona* d' O r b., *Lucina plana* Z i e t., *Cucullaea concina* P h i l., *Belemnopsis* cf. *canaliculatus*

Schloth., *Perisphinctes multicostatus* Lissajous., *Acanthothyris spinosa* Schl., *Pseudomonotis* sp. ind. ex aff. *deslogchampsii* Defr., *Hecticoceras* sp. ind. ex aff. *haugi* Papp., *Belemnites canaliculatus* Schl., *Belemnites* sp. ind. ex gr. *hastatus*, *Corbula* sp. ind. aff. *striatula*, *Podozamites* sp. Poza tym z otworu Lubaczów 2 E. Panow oznaczył: *Morisiceras* sp. i *Posidonomya alpina* Gros.

Jurajską serię detrytyczną z rejonu Lubaczowa zalicza się do doggeru. Być może, że najniższe piaskowce, w których brak jest fauny, należą do liasu.

Seria węglanowa (wapienno-marglista) w omawianym rejonie rozwinęta jest od keloweju (górnego) do kimerydu, a w każdym bądź razie do astartu włącznie (wyższe poziomy są tu na znacznym obszarze rozmyte). Charakterystyka tych utworów jest następująca.

Kelowej. Do keloweju należałyby tylko cienka wkładka spagowa, wykształcona w postaci szarozielonawych wapieni i margli. W utworach tych pod mikroskopem widoczne są liczne igły gąbek (częściowo skrzemionkowane), odłamki skorupki małżoraczków, konkrecje krzemionkowe i ziarenka kwarcu detrytycznego. Nierzadko zachowane są w nich odłamki belemnitów.

Oksford i raurak. Utwory oksfordu i rauraku trudno jest na podstawie dotychczasowych obserwacji rozdzielić i omówić oddzielnie.

Ogólnie, w kierunku od dołu ku górze, powyżej cienkiej wkładki należącej do keloweju występują szarokremowe i szare wapienie oraz szare, z odcieniem zielonawym margle. Wapienie te charakteryzują się skrytokrystaliczną budową oraz obfitą zawartością igieł gąbek.

Wyżej występują wapienie szarokremowe o charakterze detrytycznym i organodetrytycznym, często też gruzłowe. W tego typu wapieniach ze szczątków organicznych, poza igłami gąbek, widoczne są także kolce jeżowców i inne. Dość powszechny jest glaukonit. Poza tym zdarzają się konkrecje krzemionkowe oraz ziarenka kwarcu detrytycznego.

Dalej następują wapienie skaliste barwy szarej, jasnokremowej i białej, z wkładkami szarych margli. Wapienie te są na ogół skrytokrystaliczne i ze szczątków organicznych widoczne są w nich pod mikroskopem głównie igły gąbek. Skrzemienienia są tu zjawiskiem dość powszechnym.

Podana wyżej charakterystyka niższego malmu oparta jest głównie na podstawie obserwacji materiału skalnego z otworu Lubaczów 2, 3 i 11. Z tej partii z otworu Lubaczów 2 E. Panow oznaczył *Meagerlea* sp., A. Tokarski zaś z tego samego otworu — *Rhynchonella* cf. *pinguis* Roem.

Astart. Utwory astartu, poznane głównie z otworu Lubaczów 9 i Wielkie Oczy 1, reprezentowane są przez jasne lub jasnokremowe wapienie z wkładkami szarych margli. Wapienie astartyckie z tych otworów są dość charakterystyczne. Są one bowiem silnie przekrystalizowane i z obfitą zawartością rozdrobnionego detrytus wapiennego i organicznego, tudzież z nielicznymi oolitami. Oolity w tych wapieniach są na ogół słabo wykształcone. Szczątki organiczne należą do fragmentów skorupki małżowców, ramienionogów, koleców jeżowców, łodyg liliowców i glonów. Tu i ówdzie występują też otwornice. Igły gąbek w wapieniach z otworu Wielkie Oczy spotykane były głównie poniżej głębokości 1813 m i to w bar-

dzo małej ilości. Z otworu Lubaczów 9 z osadów astartu C. Pachucki oznaczył następujące formy: *Septaliphoria astieriana* d'Orb. i *Septaliphoria pinguis* var. *astieriana* d'Orb.

Kimeryd. Kimeryd w najbliższej okolicy Lubaczowa nie został definitelywnie stwierdzony. H. Jurkiewicz na podstawie badań mikrofaunistycznych wyróżnia go z zastrzeżeniem w otworze Lubaczów 3 i Lubaczów 10. W otworze Lubaczów 2, usytuowanym w bliskim sąsiedztwie otworu Lubaczów 3, przyjmuje się co najwyżej dolny astart (Z. Obuchowicz, A. Tokarski i S. Wdowiarski, 1958). Wydaje się, że utwory kimerydu w północno-zachodniej części bloku lubaczowskiego są rozmyte, a dopiero mogą być zachowane w części południowo-wschodniej lecz wiercenia jeszcze na nie nie natrafiły. Jeżeli bowiem kimeryd rzeczywiście występowałby w otworze Lubaczów 3, wówczas należałoby przyjąć dość gwałtowne wyklinowywanie się całej serii węglanowej w kierunku zachodnim, natomiast z porównania niższych partii wynika tylko wyniesienie całej partii w tym kierunku. Ze względu na niewyjaśnioną sytuację, kimerydu w tym rejonie omówić obecnie nie możemy.

Całkowita miąższość serii węglanowej (keloweju i malmu) w omawianym najbliższym rejonie Lubaczowa nie jest znana. Na przykład w otworze Lubaczów 2, gdzie kończyłaby się ona na dolnym astartie, wynosi około 310 m, w otworze Wielkie Oczy 1 zaś sama miąższość astartu wynosi około 400 m.

W. W. Głuszko i W. T. Skliar (1958) podają, że na terenie USRR miąższość malmu w rejonie Kochanówki wynosi około 700 m, a koło Stryja 830 m.

Kompleks górnej jury nawiercony w otworze Doliny 1 jest bardzo zróżnicowany i trudny do bezpośredniego nawiązania z otworami wyżej wymienionymi. Występują tu na przemian wapienie i margle z wkładkami dolomitów. Nawet w partii spągowej występują wkładki wapieni oolitycznych, czego nie spotyka się na przykład w zachodnim rejonie przedgórze. Miąższość przewierconej serii węglanowej wynosi 630 m. Według badań mikrofaunistycznych H. Jurkiewicza stropowa partia tej serii należy do astartu.

Wykształcenie jury w zachodniej strefie przedgórze jest zupełnie podobne jak na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (J. Czarnocki, 1927; H. Swidziński, 1931 i M. Moroz-Kopczyńska, 1959), natomiast jura w części północno-wschodniej ma bezpośredni związek z jurą niecki lubelskiej i lwowskiej (J. Lewiński, 1933; W. Pożaryski, 1956 i O. M. Anastazjewa, 1957, 1958). Dla rozpoziomowania utworów jurajskich mają znaczenie przede wszystkim badania kompleksowe — makrofaunistyczne, mikrofaunistyczne i petrograficzne, jak również porównanie karotaży geofizycznych. Dla badań mikrofaunistycznych mają znaczenie nie pojedyncze formy, lecz pewne zespoły. Jedynie dla astartu jest dość charakterystyczna forma *Pseudocyclamina sequana*.

KREDA

Kreda w zachodniej części przedgórze została nawiercona w szeregu otworów wiertniczych po prawej i po lewej stronie Wisły, w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej i koło Pilzna, w części wschodniej zaś jedynie w od-

wiercie Basznia 1, usytuowanym na północny wschód od Lubaczowa. Zarówno w części zachodniej, jak i wschodniej, kreda wykształcona jest od cenomanu do senonu włącznie. Typ osadów w tych rejonach jest bardzo zbliżony.

Cenoman. Cenoman w zachodniej części wykształcony jest w postaci silnie wapnistych piaskowców lub piaszczystych wapieni barwy jasnej lub zielonawej, z obfitą zawartością glaukonitu (tabl. II, fig. 9). W Baszni natomiast został stwierdzony piaskowiec jeszcze bardziej glaukonityczny, miejscami rozsypliwy i z nieznaczną zawartością fosforytu.

Turon. W turonie na ogół występują wapienie, opoki i margle, często smugowane. Wapienie i opoki są barwy jasnej lub kremowej, margle zaś jasnoszarej lub szarej. Znane są tu wapienie oligosteginowe (tabl. II, fig. 10), o których wspomina Z. Sujkowski (1931) z głębokiego wiercenia koło Lublina oraz S. Cieśliński (1956) z obszaru nad Pilicą. Wynikałoby z tego, że wapienie te w turonie mają bardzo duże rozprzestrzenienie i mogą stanowić dobry poziom korelacyjny.

Senon. Senon wykształcony jest na ogół w postaci szarych lub szarozielonawych margli, rzadziej opok.

W utworach turonu i senonu, jakkolwiek piaskowce nie występują, to jednak zaznacza się wyraźna domieszka kwarcu detrytycznego, na ogół zmniejszająca się w wyższych poziomach. Obok kwarcu detrytycznego miejscami bardzo licznie występują pojedyncze mikroskopijne ziarenka lub drobne agregaty i kongrecje krzemionkowe. W dalszym ciągu obecny jest glaukonit. Ze szczątków organicznych we wszystkich poziomach kredowych bardzo licznie występują igły gąbek oraz otwornice. Igły gąbek w partiach zbudowanych z opoki są na ogół skrzemionkowane. Okazy makrofauny w rdzeniach są na ogół rzadko spotykane. Formy znalezione i oznaczone przez C. Pachuckiego są następujące: *Inoceramus* aff. *anomalus* Heine, *Inoceramus* aff. *cardissoides* Goldf., *Inoceramus* aff. *cycloides* Wegner, *Inoceramus* aff. *latisulcatus* Heine, *Actinocamarus* Müller, *Porosphaera globularis* Fhil., *Echinocorus perconicus* Hag.

Duże znaczenie dla rozpoziomowania tych utworów mają otwornice, z których najważniejsze są globotrunkany.

Stwierdzona dotychczas miąższość utworów kredowych na przedgórzu nie przekracza 600 m.

UWAGI PALEOGEOGRAFICZNO-TEKTONICZNE

Zasięg i kierunek rozwoju basenu młodoprekambryjskiego trudno jest obecnie ustalić. Z dotychczasowych danych, jeśli chodzi o obszar przedgórze i wołyńsko-podolski, w najogólniejszych zarysach wynika, że basen ten został uformowany na południowo-zachodnim stoku krystalicznej płyty wschodnioeuropejskiej i sięga na południe po najprawdopodobniej istniejący krystaliczny masyw Prakarpat. Obejmowałby on tym samym stosunkowo szeroką strefę o kierunku NW—SE. J. Samsonowicz (1955) wspomina o występowaniu tego samego typu skał nie tylko w Dobrudży, lecz także w Banacie i Anatolii. Zatem basen ten miałby jeszcze szerszy zasięg lub tworzył odnogi od wyżej określonego. Do sfałdowania utworów

ryfejskich doszło pod koniec prekambru, a więc przed orogenezą kaledońską, która rozpoczyna się w kambrze. Na podstawie obserwacji J. Wdowiarza (1954), J. Samsonowicza (1955), Z. Obuchowicza, A. Tokarskiego i S. Wdowiarza (1958) oraz naszych własnych utworów prekambryjskie (ryfejskie), które mają charakter fliszowy, są bardzo intensywnie zaburzone i słabo zmetamorfizowane oraz silnie spękane. Upady wynoszą w nich na ogół $70 \div 90^\circ$, i tak: w otworze Gwoździec 1 80° , Brzyście 1 75° , Niwiska 3 70 do 90° itd. Metamorfizm tych utworów zapewne wiąże się z ruchami, w których zostały one sfałdowane.

Ukształtowanie sfałdowanego i wypiętrzonego elementu młodoprekambryjskiego miało niewątpliwie na przedgórzu duży wpływ na późniejszy rozwój basenów i osadów. Jeśli chodzi o obecnie zarysowujący się trzon prekambryjski, którego maksimum elewacji zaznacza się w rejonie Brzyścia, Jeżowego i Jarosławia, to wydaje się, że nie był on całkowicie zalewany przez morze od prekambru aż do trzeciorzędu albo paleogeńska erozja postąpiła tak daleko, iż zniszczyła na znacznej przestrzeni coraz bardziej przekraczającą spoczywające na nim utwory paleo- i mezozoiczne. Wpływ ten nie ograniczałby się jedynie do wspomnianego trzonu, lecz do szeregu grzbietów o znaczeniu regionalnym, leżących w głębszym podłożu. Najlepszym tego dowodem jest fakt stwierdzony w otworze Nieczajna 3, w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej, gdzie utwory karbońskie występują bezpośrednio na prekambrze².

Kontakt prekambru z kambrem nigdzie dotychczas nie został stwierdzony. Kontakt ten nie jest również znany w Górach Świętokrzyskich. Sądząc jednak z dotychczasowych obserwacji, niezgodne (kątowe) ułożenie kambru na prekambrze wydaje się nie ulegać wątpliwości. Dowodem tego może być fakt, iż utwory kambryjskie są w stosunku do prekambryjskich znacznie mniej zaburzone tektonicznie oraz nie wykazują cech epimetamorfizmu. Notowane upady w utworach kambryjskich tylko w niektórych miejscach wynoszą $50 \div 60^\circ$, a poza tym są znacznie mniejsze $20 \div 30^\circ$. Spękania i druzgoty tektoniczne nie występują w nich tak powszechnie jak w skałach prekambryjskich.

Utwory kambryjskie stwierdzone w rejonie Lubaczowa są podobnie jak w Górach Świętokrzyskich utworami geosynklynalnymi, za czym przemawiają podobne cechy litologiczne. Są to bowiem utwory fliszowe, powstające w basenie szybko pogłębiającym się i intensywnie zasypywanym materiałem terrygenicznym.

Kambr na przedgórzu został dotychczas stwierdzony jedynie w rejonie Lubaczowa, a nigdzie natomiast w południowej lub południowo-zachodniej części tego obszaru, mimo dojścia szeregu otworów wiertniczych, po przewierceniu młodszych formacji, do prekambru. W związku z tym nasuwa się przypuszczenie, że rozwój basenu kambryjskiego na omawianym obszarze ograniczał się głównie do strefy północnej oraz najprawdopodobniej wdzierał się też w obniżenia śródgórskie od strony Gór

² Dane z otworu Nieczajna 3 nie zostały uwzględnione w opisie litologiczno-stratygraficznym, gdyż otrzymaliśmy je już po napisaniu tej części opracowania. Ze względu jednak na ważność tego otworu, zwłaszcza dla zagadnień paleogeograficzno-tektonicznych, podajemy w tym miejscu jego profil stratygraficzny: 0-688 m — miocen, 688-809 m — kreda, 809-1898 m — jura, 1898-2084 m — trias, 2084-2220 m — karbon, poniżej 2220 m — prekambr.

Świętokrzyskich. Po stronie północnej zatem istniałaby zasadnicza bruzda łącząca basen Gór Świętokrzyskich z wołyńsko-podolskim. Występowanie kambru w południowej strefie nie jest jednak wykluczone. Wspomniana północna bruzda, zarysowująca się w kambrze, wyraźnie zaznaczała się w późniejszych okresach, o czym wspomina W. Pożaryski (1958).

Osady kambryjskie zostały sfałdowane i wynurzone w okresie ruchów kaledońskich w fazie sardyjskiej, zwanej przez J. Samsonowicza sandomierską.

Osady ordowiku i syluru w Uszkowcach spoczywają niezgodnie na kambrze, w Mędrzechowie zaś wprost na prekambrze. Pomiędzy ordowikiem a sylurem, podobnie jak w Górach Świętokrzyskich, zaznacza się wyraźna przerwa sedymentacyjna spowodowana ruchami fazy takońskiej. W czasie wspomnianej przerwy erozja osadów ordowiku przypuszczalnie postąpiła bardzo daleko, o czym świadczy wprost szczątkowa ich miąższość przede wszystkim w Uszkowcach, wynosząca zaledwie kilka metrów. Sylur zaczyna się nową transgresją morską i w stosunku do ordowiku rozwinięty jest nie w płytkowodnej facji piaskowcowo-wapiennej, lecz nieco głębszej — ilasto-marglistej. Osady sylurskie we wspomnianych wyżej rejonach wykazują bardzo duże podobieństwo litologiczne, co świadczy o unifikacji warunków sedymentacyjnych w tym okresie na większym obszarze.

Po osadzeniu się utworów syluru nastąpił okres wypiętrzenia i gradacji. Do wyraźnego sfałdowania utworów w tym okresie jednak nie doszło, o czym świadczą stosunkowo płaskie i regularne upady warstw ($15\div 25^\circ$). Niezgodność kątowna między ordowikiem a sylurem raczej nie występuje. Jest to zupełnie podobne zjawisko jak w regionie kieleckim (J. Samsonowicz, 1953).

Według obecnych danych, bardziej regularnego występowania utworów ordowiku i syluru na przedgórzu należy spodziewać się przede wszystkim w strefie północnej, natomiast w strefie południowej będzie ono ograniczone raczej głównie do pewnych obniżzeń synklijalnych, gdzie nie zostały one zerodowane przede wszystkim przed transgresją dewońską.

Trudno jest dzisiaj wnioskować, czy morze ordowickie i sylurskie zalewało cały obszar przedgórze. Chodzi tu głównie o centralną jego część, gdzie obecnie wyraźnie zaznacza się wielki trzon prekambryjski. Jeżeli tak, to już przeddewońska erozja musiała zniszczyć jego osady na znacznej przestrzeni. Istnieje pewne prawdopodobieństwo, iż ograniczał się on do rozległych obniżzeń istniejących pomiędzy wielkimi grzbietami (zwłaszcza w strefie południowej), o których wspomniano przy omawianiu prekambru. W każdym razie obszar przedgórze w okresie ordowiku i syluru był niewątpliwie pomostem pomiędzy basenem Gór Świętokrzyskich a wołyńsko-podolskim.

Sedymentacja dewońska rozpoczyna się w warunkach kontynentalno-lagunowych i trwa przez cały okres dewonu dolnego. W tym to okresie jednak zaznaczają się kilkakrotnie zwilgotnienia klimatu, na co wskazuje obecność wkładek ciemnoszarych łupków ilastych z zawartością zwęglonych szczątków roślin. W środkowym dewonie następuje pogłębienie

basenu i sedymentacja skał węglanowych. Pod koniec dewonu górnego zaznaczałyby się ponowne spłylenie.

Do sfałdowania i wypiętrzenia utworów doszło pod koniec dewonu w fazie bretońskiej. Sfałdowanie to było raczej łagodne, gdyż upady warstw na ogół nie przekraczają 45° , a przeciętnie wynoszą od $10\div 30^\circ$.

Dewon na przedgórzu został dotychczas stwierdzony tylko w strefie południowej w pobliżu podmiocenijskich wychodni prekambriu. W pasie tym leży on bezpośrednio na prekambrze, co stwierdzono w otworach wiertniczych Niwiska 3, 6 i 7 oraz Trzebowniko 1. Dość zagadkowy jest brak dewonu w otworze wiertniczym Mędrzechów 1, gdzie karbon leży bezpośrednio na sylurze, oraz w otworze Nieczajna 3, gdzie karbon występuje wprost na prekambrze. Zjawisko to zdaniem autorów należy tłumaczyć daleko posuniętą erozją, która odsłoniła stare grzbiety. Za większym zasięgiem dewonu w tej strefie przedgórza przemawia jego występowanie daleko na południowy zachód w odwiercie Łapczyca 2 koło Bochni. Brak dewonu w rejonie Lubaczowa należy również tłumaczyć zjawiskiem erozji, gdyż utwory te znane są nieco dalej na wschodzie z paleozoicznej niecki lwowskiej. Czy centralna część przedgórza była zalana przez morze dewońskie, trudno jest powiedzieć, lecz zapewne w znacznie większym stopniu niż to wynika z obecnego obrazu. Oderwany płat dewonu w okolicy Sokołowa jest bardzo problematyczny, gdyż starsze utwory paleozoiczne nawiercone w otworze Hucisko 1 nie zostały bliżej określone.

Transgresja morza karbońskiego wtargnęła na silnie zdenudowaną powierzchnię dewonu oraz zalała grzbiety sylurskie i prekambryjskie odsłonięte przez erozję podewońską, ewentualnie wystające od czasu ich powstania. W początkowym okresie sedymentacja karbonu odbywała się w dość zmiennych warunkach, na co wskazują różne osady (węglanowo-detrytyczne), później jednak warunki te wyrównują się na większym obszarze i osadzają się głównie utwory węglanowe. Jeżeli nawiercony karbon w otworze Podborze 10 jest młodszy od głównych wapieni wizeńskich znanych z innych otworów (Mędrzechów 1, Niwiska 7 i Bratkowice 1), wówczas mielibyśmy do czynienia ze zdecydowaną zmianą tych warunków na korzyść osadów detrytycznych, spowodowaną być może regresją. Na obszarze płyty wołyńsko-podolskiej, według autorów radzieckich, w osadach karbońskich również zaznacza się duża zmienność litologiczna oraz regresja morza przypadająca na okres pomiędzy turnem a wizenem oraz pod koniec wizenu (A. W. Chiżniakow, 1958).

Już na podstawie obecnych materiałów można się zorientować, że osady dolnego karbonu na przedgórzu wykazują duże podobieństwo do regionu śląsko-krakowskiego i wołyńsko-podolskiego, zatem występowała tu zapewne łączność tych wszystkich basenów. W regionie łysogórskim sedymentacja dolnego karbonu odbywała się w facji kulmowej.

Karbon górny na omawianym obszarze nie jest znany, lecz jego występowanie w jakichś nieckach dotychczas nie odkrytych, szczególnie w pobliżu Karpat lub nawet pod Karpatami, jest prawdopodobne, na co wskazują bryły węgla kamiennego występujące we fliszu karpackim koło Dębicy. Możliwość występowania górnego karbonu pod Karpatami przypuszcza wielu autorów, jak K. Tołwiński (1951), M. Książkiewicz (1954), F. Mitura (1957) i H. Świdziński (1953).

Sfałdowanie i wypiętrzenie dolnego karbonu na przedgórzu przypada najprawdopodobniej na okres między karbonem dolnym a górnym i związane jest z fazą sudecką. Fałdowanie sudeckie w Górach Świętokrzyskich według J. Samsonowicza (1953) odbyło się pod naciskiem skierowanym od północy ku południowi. Ruchy te doprowadziły do powstania odkłuć i nasunięć. W rejonie zapadliska przedkarpackiego, w przeciwieństwie do Gór Świętokrzyskich, podobnych odkłuć utworów paleozoicznych raczej nie obserwuje się. Zjawisko to można tłumaczyć tym, że naciskom tym przeciwdziałał wznoszący się tutaj zeszytniały trzon prekambryjski. Podczas fałdowania waryscyjskiego w Górach Świętokrzyskich powstały znane dyslokacje podłużne, wzdłuż których nastąpiło odkłucie i nasunięcie antyklinorium łysogórskiego na synklinorium kielecko-łagowskie oraz liczne dyslokacje transwersalne, jak np. na linii Bosław — Nowa Słupia — Łagów. W tym okresie powstała przypuszczalnie dyslokacja Wisły, zwana przez W. Teisseyre'a dyslokacją Zawichost — Kurdwanów, która odżyła w okresie trzeciorzędu. Obniżenie obszaru na zachód od tej dyslokacji mogło przyczynić się do intensywniejszego sfałdowania waryscyjskiego orogenu świętokrzyskiego.

Po tych wielkich ruchach nastąpił okres gradacji obszaru, który trwał do dolnego permu włącznie.

Nowy cykl sedymentacyjny, zapoczątkowany w cechszynie, trwał przez cały okres triasu. Na rozwój cechszyny zwracaliśmy już uwagę przy opisie litologiczno-stratygraficznym. Początek tego rozwoju przypada na warunki kontynentalno-lagunowe, tak że osady cechszyny i pstrego piaskowca zasypują wielkie nierówności. Materiał do zbiorników napływał z wypiętrzonego ładu, gdzie odbywało się intensywne wietrzenie fizyczne i chemiczne. Właściwa transgresja morska następuje w recie. Początkowo widzimy osady płytkiego morza, jak piaskowce, gipsy i margle dolomityczne. W dolnym wapieniu muszlowym następuje pogłębienie zbiornika i osadzenie się głównie wapieni i margli. Warunki sedymentacyjne w tym okresie są dość wyrównane na większym obszarze (J. Czarnocki, 1927; J. Samsonowicz, 1929; H. Senkowiczowa, 1956, 1957; S. Siedlecki, 1948, 1952). Pod koniec górnego wapienia muszłowego morze zaczyna się cofać i następuje ogólne spłylenie zbiornika wodnego, o czym świadczy pojawienie się osadów terrygenicznych (piaskowców glaukonitowych i ciemnych łupków ilastych z wkładkami wapieni). Trzeba tu zaznaczyć, że w niektórych miejscach (Wojsław 3) wpływ ładu zaznacza się niemal przez cały okres wapienia muszłowego.

W kajprze mielibyśmy do czynienia z sedymentacją śródlądową rozwiniętą w facji łupkowej i piaskowcowej.

Pod koniec triasu (w kajprze) zaznacza się faza starokimeryjska, która doprowadziła do lekkiego sfałdowania osadów; osady te, jako wypiętrzone, uległy miejscami silnej erozji. Dowody istnienia erozji dadzą się zauważyć w otworach wiertniczych Mędrzechów 1, Radzanów 1 i Podborze 10, gdzie brak jest osadów kajpru i wyższych partii wapienia muszłowego. Nie dotknięty erozją wapień muszłowy z rozwiniętym nad nim kajprem obserwujemy natomiast w otworach wiertniczych Trzciana 3, Wojsław 3, Niwiska 7 i 4. Brak osadów kajpru w odwiercie Żółcza 1 J. Czarnocki

tłumaczy w ten sposób, że natrafiono tam na uskoki ścinający dolną część keloweju i cały kajper (J. Wdowiarz, 1954).

Do intensywniejszego, lokalnego wynurzenia serii triasowych przypuszczalnie doszło już w tym czasie, gdy na innych obszarach przedłużała się sedimentacja kajpru, na co wskazuje obecność żarenek wapiennych w najwyższych partiach kajpru (Trzciana 3), prawdopodobnie pochodzących z rozmycia wapienia muszlowego.

Utwory triasowe wraz z podścielającymi je miejscami utworami cechsztynu leżą niezgodnie bądź na karbonie, bądź na dewonie. Z różnych miąższości pstrego piaskowca widać, że rzeźba starszego podłoża była bardzo zróżnicowana. Notowane upady w utworach triasowych nie przekraczają 35° . Niektóre partie, szczególnie pstrego piaskowca, są sfałdowane i splekane.

Trias na przedgórzu wiąże się bezpośrednio z triasem rozwiniętym na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz od miejsc, gdzie został stwierdzony wierceniami, najprawdopodobniej rozwinięty jest dalej w kierunku południowo-wschodnim i zanurza się pod Karpaty.

Transgresja morza jurajskiego nie następuje równocześnie na całym obszarze przedgórza. W rejonie Lubaczowa nastąpiła ona wcześniej i dała ciągle osady od bajosu, a może nawet i liasu, do malmu włącznie. W rejonie południowo-zachodnim natomiast jura rozpoczyna się kelowejem i na ogół od razu osadami węglanowymi. Najwyższy dogger i malm w obydwóch rejonach są podobnie wykształcone (w facji wapienno-marglistej), co świadczy o ujednoczeniu warunków sedimentacyjnych na większym obszarze.

Centralna część przedgórza Karpat środkowych być może nie była zalana przez morze jurajskie i stanowiła w tym okresie wyspę. Z obecnie istniejących danych wynika jednak, że południowy zalew sięgał w kierunku południowo-wschodnim na strefę położoną pod obecnymi Karpatami i łączył się najdalej koło Stryja z basenem niecki lubelsko-lwowskiej. Na obecność jury pod Karpatami wskazują liczne egzotyki jurajskie we fliszu karpackim, a szczególnie w rejonie Przemyśla (K. Wójcik, 1913). Na południe od Przemyśla występują też duże ujemne anomalie grawimetryczne, które wskazują na dużą miąższość serii skał osadowych. Wypiętrzenie osadów jurajskich wiąże się z fazą młodokimeryjską. Wypiętrzenie i denudacja na omawianym obszarze trwała przez cały okres dolnej kredy.

Nowy zalew morski na obszarze przedgórza następuje dopiero w cenomanie i trwa do senonu włącznie. Kreda w południowo-zachodniej strefie tego obszaru bezpośrednio wiąże się z basenem niecki nidziańskiej, a w północno-wschodniej z basenem niecki lwowsko-lubelskiej. Jak widać z charakteru osadów, przez cały okres sedimentacji zaznaczał się dopływ materiału terrygenicznego, na ogół zmniejszający się ku górze. Osady kredowe spoczywają wszędzie na utworach jurajskich i mniej więcej na jednakowych poziomach (brak niezgodności katowej).

Nowe nasilenie ruchów górotwórczych następuje po górnej kredzie, w fazie laramijskiej, kiedy to zostały sfałdowane utwory mezozoiczne osłony Gór Świętokrzyskich. W tym okresie obszar przedgórza zostaje przede wszystkim wydźwignięty i zdeformowany dysjunktywnie. Po-

wstają tu wielkie dyslokacje i rozczłonkowania na poszczególne bloki. Odżyły tu zapewne starsze założenia tektoniczne (kaledońskie i warscyjskie). Z ruchami tymi wiążą się zapewne jakies o niewielkiej amplitudzie wypaczenia fałdowe, których na podstawie obecnych materiałów nie można bliżej ustalić.

Przez okres paleogenu obszar ulega intensywnej gradacji, wtedy to zostały usunięte na znacznej przestrzeni osady górnej kredy i jury, a nawet starsze. Największej gradacji uległa najprawdopodobniej centralna część tego obszaru, o czym można wnioskować na podstawie wyraźnego ścięcia wychodni podmiocenijskich utworów mezo- i paleozoicznych przed trzonem prekambryjskim. Materiał detrytyczny z obszaru przedgórze w tym okresie był znoszony głównie do geosynkliny karpackiej. Z tego okresu zaznaczają się w podłożu szerokie obniżenia (jakby koryta rzeczne) o kierunku południkowym. Na podstawie map sejsmicznych i częściowo wierceń można by wyróżnić przynajmniej dwa takie obniżenia. Jedno na południe od Kolbuszowej, a drugie na północny wschód od Rzeszowa, ciągnące się w kierunku Karpat.

W neogene (miocene) równocześnie z intensywniejszym wypiętrzaniem się Karpat tworzy się zapadlisko przedgórze, które zostaje zalane przez morze. Przychylić się tutaj należy do zdania wielu autorów (W. Teisseyre, 1921; J. Nowak, 1927; S. Dżułyński, 1953), na co istnieje zresztą szereg dowodów, o przelewaniu się morza z obszaru Karpat na obszar przedmurza. Zalew ten na obszar przedgórze Karpat środkowych wtargnął w dolnym tortonie. Osady tortonu i sarmatu, które wypełniły wspomniane zapadlisko, leżą niezgodnie na wszystkich starszych utworach począwszy od prekambry (ryjefu) do kredy włącznie. Największą miąższość, gdyż ponad 2500 m (w otworze Bratkowice 1 2508 m), osiągają one w pobliżu Karpat.

Pod koniec sarmatu morze wycofuje się z przedgórze, co jest związane z najmłodszymi ruchami alpejskimi (fazą attycką). W tymże okresie w Karpatach czynne były jeszcze ruchy górotwórcze, które wywarły wyraźny wpływ, szczególnie w strefie przybrzeżnej, na utwory miocenijskie, a może i starsze.

Reasumując powyższe rozważania, możemy na omawianym obszarze wyróżnić następujące natężenia górotwórcze:

- I. Fałdowanie młodoprekambryjskie.
- II. Orogeneza kaledońska:
 1. Faza sandomierska (koniec kambru do ordowiku);
 2. Faza takońska (ordowik — sylur).
- III. Orogeneza warscyjska:
 1. Faza bretońska (pod koniec dewonu);
 2. Faza sudecka (po dolnym karbonie);
 3. Faza fałdowań młodowarscyjskich.
- IV. Fałdowania kimeryjskie:
 1. Faza starokimeryjska (trias — jura);
 2. Faza młodokimeryjska (górna jura — dolna kreda).
- V. Fałdowania alpejskie:
 1. Faza laramijska (górna kreda — paleogen);
 2. Faza attycka (miocen — pliocen).

Odnosnie do ogólnego rozwoju geologicznego w strefie przedgórz na podkreślenie zasługuje przede wszystkim to, że począwszy od ordowiku a skończywszy na górnej kredzie zalewy morskie w poszczególnych okresach geologicznych miały charakter epikontynentalny. Całkowitą miąższość paleozoiku (ordowiku, syluru, dewonu, karbonu) oraz mezozoiku można oceniać na około 3000÷3500 m. Jak na tak długi okres rozwoju, miąższość ta jest stosunkowo mała, gdyż miąższość samego kambriu w Górach Świętokrzyskich wynosi około 2000 m. Praktycznie i tej miąższości, ze względu na istniejące różne luki, nie stwierdzamy. Zatem w ciągu wspomnianego okresu obszar przedgórz wykazywał cechy platformowe.

Ogólne ramy budowy geologicznej omawianego obszaru zostały już nakreślone w rozdziale trzecim niniejszego opracowania. Między innymi w rozdziale tym zwrócono uwagę na występujący w centralnej części tego gmachu trzon prekambryjski (ryfejski) oraz monoklinalne zanurzenie się warstw paleo- i mezozoicznych ku południowi lub południowemu zachodowi po południowej stronie tego trzonu oraz ku północnemu wschodowi po północnej stronie. Odnosnie do tego zjawiska na podkreślenie zasługuje przede wszystkim to, że bardziej regularnie pod tym względem, mimo pewnych zaburzeń i pionowych przemieszczeń wzdłuż linii dyslokacyjnych, zachowują się serie mezozoiczne. Nieco inaczej sprawa przedstawia się, jeśli chodzi o utwory paleozoiczne, które są bardziej tektonicznie zaburzone oraz wykazują szereg grzbietów i obniżzeń, jak też luk natury tektoniczno-erozyjnej lub sedymentacyjnej. Utwory prekambryjskie, które podścielają osady paleozoiczne, wykazują też grzbiety i obniżenia dużej wagi, jak to wykazało wiercenie w Nieczajnej (karbon spoczywa bezpośrednio na prekambrze).

Budowy głębszego podłoża ze struktury pokrywy mezozoicznej nie da się odczytać, gdyż nie ma ono w niej odzwierciedlenia. Dla przykładu podamy, że otworem Nieczajna 3 natrafiono na podkarboński grzbiet prekambryjski, mimo iż w rejonie tym pod pokrywą mioceniską zaznacza się synklinalne obniżenie kredowe. Na tę niezgodność form strukturalnych w głębszym podłożu w stosunku do wyżej leżących serii mezozoicznych zwraca również uwagę S. Dżułyński (1953) przy omawianiu tektoniki Wyżyny Krakowskiej. Autor ten stwierdza, że młoda tektonika tej wyżyny nie powtarza starych planów waryscyjskich i nie odmładza dawnych form strukturalnych, jakkolwiek stare założenia mogą wywierać pewien wpływ na przebieg młodszych elementów tektonicznych. A. Tokarski (1958) przy omawianiu struktur wału metakarpackiego wyraźnie wypukła struktury laramijskie i starsze, przyjmując piętrową budowę tego elementu.

Jak duże zróżnicowania istnieją w starszym podłożu, mogą nam dla przykładu posłużyć wyniki uzyskane z dość dowolnie wybranych wierceń, jak Niwiska 7, Nieczajna 3 i Mędrzechów 1, z których dane odnośnie starszego podłoża podajemy w niżej zamieszczonej tabeli 3.

Dodać tu jeszcze należy, że karbon we wszystkich trzech otworach zaczyna się tym samym poziomem.

Dzięki kolejno zachodzącym po sobie różnym ruchom tektonicznym mamy miejscami obecnie do czynienia z zupełną inwersją, tj. występowaniem pewnych wypiętrzeń w miejscu istnienia niegdyś, po sfałdowa-

niu się danej serii i wypiętrzeniu, obniżenia synklijalnego lub rowu tektonicznego. Przykładem takim może być sytuacja odkryta w otworze Niwiska 3, gdzie zachowany byłby na wyraźnym obecnie zrębie dewon górny, mimo iż nie występuje on w otworze Niwiska 7, gdzie utwory dewonu dolnego i środkowego zostały nawiercone o prawie 700 m niżej.

Ostateczną rolę w ukształtowaniu się budowy geologicznej podłoża

Tabela 3

Wyniki wierceń Niwiska 7, Nieczajna 3 i Mędrzechów 1

Nazwa otworu	Nawiercone serie paleozoiczne i prekambru			
	strop pre-kambru w m	ordowik i sylur w m	dewon w m	karbon w m
Niwiska 7	2240	brak	1990 ÷ 2240	1758 ÷ 1990
Nieczajna 3	2220	brak	brak	2084 ÷ 2220
Mędrzechów 1	1849	1570 ÷ 1849	brak	1297 ÷ 1570

miocenińskiego, jak również w procesie uformowania się neogeńskiego zapadliska, należy przypisać dysjunktywnym dyslokacjom powstałym lub odmłodzonym w trzeciorzędzie. Dyslokacje te przecinają w różnych kierunkach zarówno trzon prekambryjski, jak również osłonę paleo- i mezozoiczną (fig. 1 i 2). Na podstawie badań geofizycznych, jak też wierceń, możemy obecnie wyróżnić szereg dyslokacji transwersalnych (poprzecznych) i podłużnych. Do najważniejszych dyslokacji transwersalnych, zbliżonych do kierunku N—S lub SW—NE, należą:

1. Dyslokacja Wisły, zwana przez W. Teisseyre'a (1920) dyslokacją Kurdwanów — Zawichost.

2. Wschodnia dyslokacja Niwisk o kierunku N—S, która wyraźnie zrzuca starsze utwory paleo- i mezozoiczne po stronie wschodniej.

3. Szereg dyslokacji o kierunku SW—NE w rejonie Rzeszowa, Łańcuta, Jarosławia i Przemyśla, które wynikają z badań geofizycznych i ogólnego dotychczasowego rozeznania geologicznego.

Do najważniejszych zaś dyslokacji o kierunku podłużnym należą:

1. System dyslokacji stwierdzonych wierceniami w rejonie Lubaczowa, mających kierunek NW—SE. Amplitudy zrzutów tych dyslokacji są niekiedy bardzo znaczne (Z. Obuchowicz, A. Tokarski i S. Wdowiarz, 1958). Według autorów radzieckich dyslokacje te, przedłużające się na obszarze zachodniej Ukrainy, mają zrzuty do 2000 m (W. W. Głuszko i W. T. Skliar, 1958).

2. Szereg dyslokacji podłużnych występujących dalej na południe od rejonu Lubaczowa, o podobnym kierunku, które stwierdzono badaniami geofizycznymi i wierceniami.

3. Szereg dyslokacji mniej więcej o kierunku równoleżnikowym w rejonie Mielca, Niwisk i Dąbrowy Tarnowskiej, potwierdzonych wierceniami i badaniami geofizycznymi.

Walne dyslokacje podłużne powstały według W. Teisseyre'a (1920) w trzeciorzędzie. Natomiast dyslokacje transwersalne, zdaniem wspomnianego autora, mają założenia starsze, a tylko częściowo zostały w trzeciorzędzie odnowione.

Trzeciorzędowe zapadlisko przedkarpackie mogło wyraźnie zarysować się wzdłuż dwóch zasadniczych linii dyslokacyjnych, a mianowicie: od strony północno-zachodniej wzdłuż linii Wisły (Zawichost — Kurdwanów) oraz od strony północno-wschodniej wzdłuż linii występującej na północ od Lubaczowa i Cetyni, która pokrywałaby się przypuszczalnie z teoretyczną linią Tornquista, oddzielającą platformę wschodnioeuropejską od bardziej labilnej strefy południowej. To północne, intensywniejsze obniżenie jest już częściowo potwierdzone wierceniami. O wyraźnej dyslokacyjnej granicy zapadliska przedkarpackiego z niecką lubelską wspomina również W. Pożaryski (1956). Ostrą granicę dyslokacyjną (wzdłuż jednego lub szeregu uskoków) pomiędzy płytą wołyńsko-podolską a zapadliskiem przedgórskim Karpat Wschodnich stwierdzają również geolodzy radzieccy, o czym pisze W. W. Głuszko (1958). Zasadniczą rolę w tym procesie odegrał system uskoków podłużnych i poprzecznych, w licznych miejscach przecinających podłoże na całym obszarze.

Większe przemieszczenie mas skalnych zarówno w czasie wypiętrzania pokredowego, jak też w okresie tworzenia się zapadliska, nastąpiło prawdopodobnie wzdłuż dyslokacji podłużnych, jakkolwiek rola dyslokacji poprzecznych jest wyraźna.

O dyslokacyjnym obniżeniu się podłoża przedgórze w kierunku Karpat pisał już W. Teisseyre. Dodać tu jeszcze należy, że to ogólne obniżenie następuje poprzez szereg zrębów i obniżeń, ponadto w niektórych partiach podłoże to podnosi się u czoła Karpat (obszar na południe od Przeworska).

ZAGADNIENIE ROPO- I GAZONOŚNOŚCI PRZEDGÓRZA

Obszar przedgórze, jak już wspomniano, położony jest w strefie labilnej, rozprzestrzeniającej się pomiędzy południowo-zachodnią krawędzią płyty wschodnioeuropejskiej, a północnym brzegiem niegdyś wznoszącego się krystalicznego masywu Prakarpat. Na obszarze tym od okresu młodoprekambryjskiego do trzeciorzędu włącznie gromadziły się skały osadowe, z wyjątkiem okresów, kiedy obszar ten stanowił wydźwignięty ląd i ulegał silnej gradacji.

Z punktu widzenia organicznego pochodzenia ropy istniały tu w szeregu okresów geologicznych sprzyjające warunki do gromadzenia się w skałach osadowych substancji organicznej, która mogła się stać wyjściowym produktem do powstania złóż bitumicznych. Jako szczególnie sprzyjające okresy, w których mogła gromadzić się tutaj materia organiczna, można by wymienić epoki: kambr, sylur i dolny karbon, środkowy trias, jura i kreda, a wreszcie miocen. W utworach z tych okresów zaznacza się obfitość substancji organicznej, przy czym często te skały od rozproszonej substancji organicznej mają czarne lub szare zabarwienie. Spośród wszystkich wymienionych osadów najwięcej ciemnych substancji bitumicznych zawierają sylurskie łupki i mułowce doggeru (rejonu Lubaczowa).

Do skał zbiorników, w których najobficiej mogłaby się gromadzić ropa lub gaz, należy zaliczyć często nieco skawernowane wapienie i dolomity dewońskie, wapienie dolnego karbonu o dużej porowatości wtórnej,

następnie piaskowce triasowe, wapienie, dolomity i piaskowce jurajskie, wreszcie piaskowce kredowe.

Dolomity oksfordu (Podborze), powstałe na drodze metasomatycznej, tworzą bardzo porowatą skałę, a zatem stanowią szczególnie dobry zbiornik. Również wyższe ogniwa malmu są nie mniej ważne, ze względu na organodetrytyczny charakter tych osadów, cechujący się dużą porowatością pierwotną i wtórną. Z kredowych osadów największe znaczenie mają piaszczyste warstwy cenomanu.

Oprócz wymienionych skał zbiorników, bituminy często koncentrują się na kontaktach niezgodności stratygraficznych, gdzie płaszczyną ekranującą są nieprzepuszczalne skały. Strefami ekranowania mogą być również w specjalnych warunkach płaszczyny dyslokacyjne, które izolują i zamykają drogę migracji bituminów i stanowią dla nich trwałą zaporę. A zatem bituminy powstałe na drodze organicznej mogą znaleźć pomieszczenie zarówno w różnorodnych skałach porowatych, jak też w strefach niezgodnego ułożenia.

Z punktu widzenia migracji i formowania się złóż na obszarze przedgórza można by wydzielić trzy sprzyjające czynniki, które mogły odegrać znaczną rolę w procesie przemieszczania i akumulacji bituminów.

a. Pierwszym znamienym faktem jest na ogół monoklinalne zanurzenie się utworów paleo- i mezozoicznych od wypiętrzonego trzonu prekambryjskiego w kierunku SE—S, czyli ogólnie ku Karpatom z jednej strony oraz w kierunku NE ku zapadlisku niecki lubelsko-lwowskiej z drugiej strony.

b. Drugim — kilkakrotne dyskordantne nakładanie się utworów różnych formacji (fig. 2), a w tym szczególnie osady mioceńskie niezgodnie i na ogół płasko leżące na starszym podłożu.

c. Wreszcie trzecim znamienym czynnikiem jest istnienie szeregu poprzecznych i podłużnych dyslokacji, które mogły ułatwić wędrówkę bituminów zarówno w skali regionalnej, jak i lokalnej. Jeżeli weźmiemy pod uwagę gazonośny obszar lubaczowski, to widzimy, że znajduje się on w strefie, która głęboko zapada poprzez szereg schodkowatych podłużnych dyslokacyjnych obniżień. Ta strefa dyslokacyjna ciągnie się z obszaru Polski dalej na wschód (zachodnia Ukraina) poprzez Swidnicę, Sądową Wisznę, Rudki, gdzie jak wiadomo występują bogate złoża gazu ziemnego, a nawet i ropy (Sądowa Wisznia — Kochanówka). Także i inne rejony ropo- i gazonośne, jak Podborza i Jarosławia, znajdują się w partiach, gdzie w głębi przebiegają strefy dysjunktywnych nieciągłości. Utwory podłoża, które bardziej są sfałdowane od płasko leżącego płaszcza mioceńskiego, cechują się tym, że ze wzrostem wieku osadów wzrasta też intensywność zaburzenia i zdyslokowania. Oprócz dyslokacji wędrówkę węglowodorów ułatwiają także porowate skały.

Obecnie wielu autorów, a zwłaszcza radzieckich, jak: N. A. Kudriawcew (1959), W. B. Porfiriew (1959), G. N. Dolenko (1959), wiąże występowanie wielkich złóż ropy i gazu z istnieniem w głębi stref dyslokacyjnych. Ten ich pogląd ma również i głębsze aspekty, albowiem utrzymują oni, że ropa mogła powstać na drodze nieorganicznej przez działanie ekshalacji magmowych na wody juvenile i skały. Stąd też pochodzenie

węglowodorów odnoszą do dużych głębokości. Jest więc sprawą jasną, że powstała tą drogą ropa lub gaz w myśl przytoczonych poglądów musi się przemieszczać w pierwszym rzędzie wzdłuż dysjunktywnych nieciągłości tektonicznych. Wychodząc z punktu widzenia organicznego pochodzenia ropy, za czym obecnie wypowiada się większość uczonych, także i w przypadku przedgórze przebieg stref dyslokacyjnych odgrywa korzystne znaczenie. Szereg złóż w ZSRR, w Europie i w Ameryce występuje w takich właśnie dyslokacyjnych strefach (Dolina, Borysław, Basen Wiedeński i in.).

Przyjmując strefy dyslokacyjne za jeden z ważnych czynników przemieszczania się bituminów, można podkreślić dwojakie formy tejszej migracji, a mianowicie pionowej oraz podłużnej, w wyniku której gromadzą się ślady lub złoża ropy i gazu. Zjawisko to daje się zauważyć na przedgórze Karpat w okolicy przebiegu walnych dyslokacji (występowanie objawów w Żółczy, w Kółku Żabieckim, w Niwiskach, Mielcu) lub złóż o znaczeniu przemysłowym (Lubaczów, Jarosław, Podborze). A zatem znajomość przebiegu stref dyslokacyjnych ułatwia znalezienie obszarów perspektywicznych. Takie samo znaczenie jak strefy dyslokacyjne mogą mieć porowate skały piaskowcowe lub węglanowe ciągnące się na większym obszarze, tworzące horyzont migracyjny. I tak na przedgórze należą do nich bez wątplenia porowate piaskowce mioceneskie, częściowo anhydryty z serią piaskowców baranowskich, następnie piaskowce cenomańskie, węglanowe skały malmu i inne porowate ogniwa niższego mezozoiku i paleozoiku.

Na obszarze przedgórze śledzimy dwojaki przebieg stref dyslokacyjnych: o kierunku SE—NW i poprzecznych, zbliżonych do kierunku NS. Sądząc z tych kierunków można wnioskować, że migracja odbywa się wzdłuż tychże stref dyslokacyjnych w kierunku ich wzniosu, a więc od SE ku NW, i z kierunku południowego ku północy. W tym świetle obszarem autochtonicznym, z którego odbywałaby się wędrówka węglowodorów, byłyby obszary położone na południowy wschód i na południe od dzisiejszych krańców przedgórze, czyli w pobliżu Karpat lub pod Karpatami. Niektórzy polscy geologowie, jak W. Teisseyre (1929, 1933), K. Tołwiński (1956), M. Książkiewicz (1954), F. Mitura (1957), Z. Obuchowicz i inni wskazują na możliwy związek macierzysty rop karpaccich nie tylko z utworami fliszu, lecz także z podłożem Karpat, gdzie spodziewają się występowania utworów paleozoicznych. Podobne utwory paleozoiczne występują po północnej stronie wału prekambryjskiego (niecka lubelsko-lwowska). Autorzy radzieccy, W. W. Głuszko i W. T. Skliar (1959), próbują łączyć złoża ropy na zachodniej Ukrainie z migracją bituminów pochodzących z silnie zaburzonych utworów paleozoicznych leżących głęboko w podłożu.

Oprócz sprzyjających warunków należy wspomnieć o czynnikach destruktywnych. Do czynników tych można w pierwszym rzędzie zaliczyć działalność erozyjną i tektoniczną. W historycznym rozwoju podłoża zapadliska przedkarpacciego najbardziej zaznaczyły się ruchy orogenezy waryscyjskiej i laramijskiej, kiedy to po sfałdowaniu i wypiętrzeniu utworów obszar ulegał przez długi okres gradacji. Zostały wtedy zdarte olbrzymie ilości skał osadowych i obnażony był zapewne głęboko trzon prekambryjski (faza laramijska). Następnie zostały silnie zerodowane wypiętrzenia strukturalne, co z kolei mogło doprowadzić do zniszczenia

ewentualnych z666 bitumicznych. Ta dzia6alno66 tektoniczno-erozyjna spowodowa6a, 6e dzisiaj w pod666u spotykamy si6e ze zbyt wielkim zr666nicowaniem utwor66w, tworz66cych niekiedy mozaik66 skaln66 (Niwiska). Dopiero neog66nska transgresja, kt66ra pozostawi6a mi666szy p666szcz osad66w miocenu, i ostatnio ruchy orogenezy alpejskiej wp66lyni6y na powstanie z666, z kt66rymi si6e obecnie spotykamy.

Horyzontami produktywnymi stw66rdzonymi dotychczas na przedg66rzu s66 nast66puj66ce ogniwa stratygraficzne b66d 66 strefy kontaktu:

1. Utworki piaszczyste i piaszczysto-ilaste tortonu i sarmatu, w kt66rych wyst66puje zwlaszcza gaz suchy (metanowy).

2. Seria anhydrytowa 66cznie z wapieniami litotamniowymi i piaskowcami baranowskimi. Tutaj obserwuje si6e gaz mokry, cz66sto z zawarto66ci66 H₂S.

3. Kontakt stratygraficzny miocenu z pod6666em o r6666nowiekowym nast66pstwie i o r6666nym wykszta66ceni u petrograficznym. Tutaj wyst66puj66 najobfitsze z666a gazu mokrego i ropy, a w rejonie Lubaczowa 66ady ropy asfaltowej.

4. Piaskowce cenomanu i margle turomu, zawieraj66ce przewa 66nie gaz mokry i 66ady ropy.

5. Organodetrytyczne ska66y w66glanowe malmu, w kt66rych zakumulowana jest ropa parafinowa i gaz mokry.

6. W utworach triasu i dewonu — gaz mokry.

7. W utworach dolnego paleozoiku (kambru, syluru), w kt66rych wyst66puje gaz ziemny bli 66iej nie zbadany.

W666nym problemem dla og666lnej znajomo66ci perspektyw ropo- i gazono66no66ci obszar66w jest ustalenie stref i horyzont66w migracyjnych oraz struktur, w kt66rych ropa lub gaz mog66yby znale 66c pomieszczenie.

Nast66pnym w666nym problemem jest ustalenie wieku migracji i uformowania si6e z666a. I tak dla rejonu przedg66rza daje si6e ustali66c, 6e wi666kszo66c z666 została utworzona po miocenie. Z666a na kontakcie anhydryt66w wraz z seri66 baranowsk66 z wapieniami jurajskimi nie mog66y przecie 66c istnie66c w tym czasie, kiedy ten obszar by66 wydz66wignie ty i ulega66 erozji lub gdy tworzy66 zapadnie ty basen morza miocenijskiego. Przemigrowanie bitumin66w i utworzenie si6e z666 mog66o nast66pi66c po osadzeniu si6e serii anhydrytowej i ilasto-piaszczystej, kt66re uszczelni66y wszystkie drogi migracji id66ce z g666bi ku g666rze. Z666a gazu ziemnego wyst66puj66ce w tortonie i w sarmacie mog66y by66 wieku miocenijskiego lub przemigrowa66y, a raczej przedyfundowa66y z ni 66szych osad66w, poniewa 66z s66 to gazy czysto metanowe, nie zawieraj66ce nawet 66ad66w ci6666szych w66glowodor66w.

Odn666nie do horyzont66w wyst66puj66cych w pod6666u mezo- i paleozoicznym nie wyklucza si6e tam istnienia z666 powsta66ych ju 66 przed okresem trzeciorz66dowym. Wiele z nich mog66o ulec zniszczeniu poprzez procesy grad66cji lub ruchy g666rotw66rcze, ale istniej66y podstawy do przypuszczenia, 6e wiele mog66o r666wnie 66c przetrwa66c do czas66w p6666niejszych, kiedy to wskutek uszkodzenia izolacji przez ruchy g666rotw66rcze b66d w jaki66s inny spos66b przez naruszenie r6666nowagi mog66y sta66c si6e 66r66dkiem migracji i da66c pocz66tek powstawaniu nowych z666.

Być może, że ostatnie ruchy alpejskie spowodowały między innymi olbrzymią migrację w młodszym trzeciorzędzie i sprzyjały uformowaniu się złóż w wyższych partiach podłoża lub na kontaktach stratygraficznych z mioceniem, jak też w samym miocenie. Nie wyklucza się również, że osady miocenijskie mogły same dla siebie stanowić skały macierzyste dla powstania gazu, ponieważ zbyt często spotyka się tu rozproszoną substancję organiczną.

Ze względu na sposób gromadzenia się bituminów i formę pułapki możemy na obszarze przedgórze wyróżnić trzy zasadnicze typy złóż:

1. Typ złóż warstwowych, które charakteryzują się tym, że występują w skale porowatej ograniczonej od stropu i spagu skałą nieprzepuszczalną. Złoża te podścielone są w spagu wodą okalającą. Do tego typu należą złoża gazowe występujące zwłaszcza w obrębie serii ilastopiaszczystej tortonu i sarmatu.

2. Typ złóż litologicznie ograniczonych charakteryzuje się tym, że występuje w serii skał porowatych mających niewielki zasięg, a złoża ze wszystkich stron ograniczone jest skałą nieprzepuszczalną bądź wodą. Złoża te noszą często nazwę soczewkowatych. Najczęściej występują w utworach sarmatu bądź w starszym podłożu.

3. Typ złóż masywowych. Złoża te odznaczają się tym, że od stropu ekranowane są skałą nieprzepuszczalną, natomiast od spagu podścielone jedynie wodą okalającą. Złoża te z reguły występują w masywach wapienno-dolomitycznych i wypełniają wyniosłości tektoniczne bądź erozyjne; w przypadku przedgórze izolowane są od stropu nieprzepuszczalnymi skałami miocenu. Złoża masywowe ze względu na litologiczne wykształcenie zbiornika mogą być jednorodnie lub niejednorodnie przepuszczalne, dlatego też wykazują często cechy złóż warstwowych. Rozróżnienie więc danego typu złoża wymaga dokładnej analizy — kompleksowych badań.

Złoża lubaczowskie, jak i występujące w okolicach Mielca na kontakcie miocenu z podłożem, wykazują właśnie cechy złóż masywowych na wyniosłościach częściowo erozyjnych i tektonicznych, ekranowanych stratygraficznie utworami miocenijskimi, o niejednorodnym zbiorniku przepuszczalności.

W podłożu daje się wyróżnić dwojaki skład chemiczny węglowodorów:

a. Gęste ropy asfaltowe o zawartości części asfaltowych ponad 40%. Ta duża zawartość asfaltów jest zjawiskiem wyjątkowym i rzadko w świecie spotykanym. Ropa ta jest czarna, bezparafinowa, o dużej zawartości siarki (do 8%). Ciężar właściwy przy 15°C — 1,019 g/cm³.

b. Ropa parafinowa o c. wł. przy 15°C 0,844 g/cm³, zawierająca około 7,27% parafiny, barwy ciemnozielonej.

Powyższy skład chemiczny wskazuje na odmienne cechy genetyczne tych rop i być może, że różnią się one niejednakowym wiekiem powstania. Według niektórych autorów ropy gęste asfaltowe są ropami młodszymi niż ropy parafinowe.

Występujące gazy dają się zaliczyć również, jak już wspomniano wyżej, do dwojakiego typu:

- a. Gazy suche — metanowe, występujące w utworach mioceńskich.
b. Gazy mokre — zawierające cięższe węglowodory C_3+ w ilości około 50 g/m^3 .

Złoża gazu występujące w Lubaczowie zdają się wskazywać na pochodzenie od złóż ropnych.

Zakład Geologiczno-Wiertniczy P. N. w Jaśle

Nadesłano dnia 14 lipca 1960 r.

PIŚMIENNICTWO

- АНАСТАСЬЕВА О. М. (1957) — Некоторые данные о верхнеюрских разрезах. Геол. сбор. Львов. Геол. Общ., 4. Львов.
- АНАСТАСЬЕВА О. М. (1958) — Об условиях формирования юрских отложений львовско-волынского каменноугольного бассейна, Геол. сбор. Львов. Геол. Общ., 5—6. Львов.
- БРАЖНИКОВА Н. Е., ИЩЕНКО А. М., ИЩЕНКО Т. А., НОВИК Е. О., ШУЛЬГА П. Л. (1956) — Фауна и флора каменноугольных отложений Галицко-Волынской впадины. Акад. Наук СССР. Киев.
- BROD I. O., JEREMIENKO A. A. (1957) — Geologia złóż ropy i gazu ziemnego. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S. (1956) — Stratygrafia i tektonika kredy między Dobromierzem i Józefowem a Przedborzem nad Pilicą. Biul. Inst. Geol., 113, p. 139—171. Warszawa.
- ХИЖНЯКОВ А. В. (1957) — Девонские отложения юго-западной окраины Русской платформы, Геология нефти, 9. Москва.
- ХИЖНЯКОВ А. В. (1958) — Фацции и мощности среднепалеозойских отложений волынского-подольского окончания Русской платформы в связи с особенностями его тектонического строения. Геол. сборник Львов. Геол. Общ., 5—6. Львов.
- CZARNOCKI J. (1927) — Sprawozdanie z badań dokonanych w 1926 r. w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu chęcińskiego. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol. 17, p. 4—14. Warszawa.
- ДОЛЕНКО Г. Н. (1959) — Условия формирования нефтяных месторождений восточных Карпат. Проблема миграции нефти и формирования скоплений нефти и газа. Москва.
- DRWIŁA S., ŻYTKO J. (1957) — Wyniki badań sejsmicznych w rejonie Przedgórza Karpat. Nafta, 13, p. 275—278, nr 10. Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S. (1953) — Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geol., Pol., 3, p. 325—440, nr 3. Warszawa.
- GŁOWACKI E., JURKIEWICZ H. i KARNKOWSKI P. (1958) — Występowanie karbonu w otworze Bratkowice 1. Prz. geol., 6, p. 437—442, nr 10. Warszawa.
- ГЛУШКО В. В. (1958) — Основные черты тектоники предкарпатского прогиба и прилегающей части Русской платформы. Геол. сбор. Львов. Геол. Общ., 5—6. Львов.
- ГЛУШКО В. В., СКЛЯР В. Т. (1959) — Нефть во внешней зоне Предкарпатского прогиба. Геология нефти и газа, 4. Москва.

- KISŁOW A. (1946) — Plan prac geofizycznych w Karpatach i na Przedgórzu. *Nafta*, 2, p. 28—30. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1953) — Zarys geologii Polski. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1954) — Budowa geologiczna Karpat i koncepcje poszukiwawcze. *Arch. Inst. Geol.*, maszynopis.
- КУДРЯВЦЕВ Н. А. (1959) — Нефть, газ и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах. Москва.
- LEWIŃSKI J. (1933) — Jura w głębokim wierceniu w Lublinie. *Postędz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 35, p. 36—38. Warszawa.
- MICHNIAK R. (1959) — Notes on the Petrography and Micropalaeophytology in the Oldest Strata of the Holy Cross Mts. *Bull. Acad. Sc.*, 7, nr 6. Warszawa.
- MITURA F. (1957) — Z zagadnień gazonośności karbonu w Zagłębiu Górnio-śląskim. *Prz. geol.*, 5, p. 356—358, nr 8, p. 555—558, nr 12. Warszawa.
- NOWAK J. (1927) — Zarys tektoniki Polski. Kraków.
- OBUCHOWICZ Z. (1955) — Zarys budowy Przedgórza oraz plan prac poszukiwawczych za gazem na rok 1956. *Arch. Przem. Naft.*, maszynopis. Kraków.
- OBUCHOWICZ Z. (1956) — Założenia do planu szczegółowych prac sejsmicznych w rejonie Niwisk. *Arch. Przem. Naft.*, maszynopis. Kraków.
- OBUCHOWICZ Z., TOKARSKI A., WDOVIARZ S. (1958) — Struktura Lubaczowa. *Nafta*, nr 4. Kraków.
- OBUCHOWICZ Z. (1958) — Ostatnie wyniki poszukiwań na terenie Przedgórza Karpat środkowych. *Nafta*, nr 10. Kraków.
- PAWŁOWSKA K. (1954) — Nowe dane o paleozoiku na północ od Sandomierza. *Prz. geol.*, 2, p. 461—462, nr 11. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1939) — Pomiarы grawimetryczne w Polsce do roku 1938 włącznie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 18, p. 46—51. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1947) — Anomalie magnetyczne w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 44, p. 57—59. Warszawa.
- PESZAT C., MOROZ-KOPCZYŃSKA M. (1959) — O wykształceniu litologicznym wapieni jurajskich na południe od Chęcina. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 18, nr 3. Kraków.
- ПОРФИРЬЕВ В. Б. (1959) — К вопросу времени формирования нефтяных месторождений. Проблема миграции нефти и формирования скоплений нефти и газа. Москва.
- POŻARYSKI W. (1956) — Regionalna geologia Polski. T. II, Region lubelski, cz. I i II. Kraków.
- POŻARYSKI W. (1958) — Góry Świętokrzyskie. Warszawa.
- PRACA ZBIOROWA pod redakcją K. Tołwińskiego (1935) — Karpaty i Przedgórze. Warszawa-Borysław-Lwów.
- SAMSONOWICZ J. (1929) — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 5, p. 1—249, nr 1. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1955) — O górnym prekambry (ryfeju) w Polsce. *Biul. Pol. Akad. Nauk.* 3, nr 9, Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. (1956) — Wapień muszłowy na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 113, p. 65—120. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. (1957) — Wapień muszłowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem. *Biul. Inst. Geol.*, 122, p. 5—67. Warszawa.

- SENKOWICZOWA H. (1959) — Środkowy trias na obrzeżeniu zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. geol.*, 3, p. 57—70, nr 1. Warszawa.
- СЛАВИН В. И. (1959) — О тектонической истории Западной Украины в связи с тектоническим районированием этой территории. *Изв. Акад. Наук СССР, серия геол.*, 3. Москва.
- SIEDLECKI S. (1948) — Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 18, p. 191—243. Kraków.
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J. (1959) — Projekt mapy tektonicznej Polski jako części mapy tektonicznej Europy. *Kwart. geol.*, 3, p. 1—24, nr 1. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z. (1931) — Petrografia kredy Polski. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 6, p. 484—614, nr 3. Warszawa.
- ШАТСКИЙ Н. С. (1952) — О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. *Изв. Акад. Наук СССР, серия геол.*, 5. Москва.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1931) — Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 4, p. 793—849, nr 4. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1953) — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *Regionalna geologia Polski*, 1, z. 2. Kraków.
- TEISSEYRE W. (1907) — O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich przedmurza. *Kosmos*, 32, p. 393—402. Lwów.
- TEISSEYRE W. (1920) — O stosunku wewnętrznym brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 1, p. 103—121, nr 2. Warszawa.
- TEISSEYRE W. (1921) — Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. *Kosmos*, 46, p. 242—474. Lwów.
- TEISSEYRE W. (1926) — Tektonika Podkarpacia. *Kosmos*, 51. Lwów.
- TEISSEYRE W. (1929) — O znaczeniu Przedgórza Karpat dla poszukiwań naftowych. *Przem. naft.*, 4, p. 189—193, 249—256. Jasło.
- TEISSEYRE W. (1933) — Budowa wgłębna Podkarpacia w zastosowaniu do badań poszukiwawczych. *Przem. naft.*, 8, p. 129—133, 172—174, 254—256. Jasło.
- TEISSEYRE H. (1946) — Przewodnie rysy tektoniki Karpat i możliwości rozwoju polskiego kopalnictwa naftowego w Karpatach i na Przedgórzu. *Nafta*, 2, p. 7—10, nr 1. Kraków.
- TOKARSKI A. (1958) — O typach struktur wału metakarpackiego. *Kwart. geol.*, 2, p. 807—824, nr 4. Warszawa.
- TOLWIŃSKI K. (1946) — Na zachodnim brzegu Karpat. Odkrycie Dębowca. *Kraków*.
- TOLWIŃSKI K. (1950) — Brzeg Karpat. *Acta. Geol. Pol.*, 1, p. 13—35, nr 1. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1958) — Dolny ludlow w wierceniu w Mędrzechowie koło Tarnowa. *Kwart. geol.*, 2, p. 311—320, nr 2. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M. (1957) — Zlepieniec dewoński z wiercenia w Łapczycy. *Prz. geol.*, 5, p. 185, nr 4. Warszawa.
- УТРОВИН В. Н. (1958) — Особенности тектонического строения внешней зоны предкарпатского прогиба. *Геол. сбор. Львов. Геол. Общ.*, 5—6. Львов.
- WDOWIARZ J. (1951) — Geologia Karpat i Przedgórza okolic Tarnowa, Pilzna i Tuchowa. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 7, Warszawa.

- ВЯЛОВ О. С. (1953) — Общее структурное подразделение западных областей УССР. Изв. Акад. Наук СССР, 5, сер. геолог. Москва.
- WÓJCIK K. (1913) — Jura Kruhela Wielkiego pod Przemyślem. Spraw. Pol. Acad. Umiej., nr 7, p. 14, nr 10, p. 17. Kraków.

Пётр КАРНКОВСКИ, Евгениуш ГЛОВАЦКИ

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПОДМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДГОРЬЯ СРЕДНИХ КАРПАТ

Резюме

Район предгорья Средних Карпат расположен в разветвлении Вислы и Сана, простираясь к востоку до государственной границы. Южная граница определяется берегом Карпат, а северо-западная и северная — поднятыми палеозойскими и мезозойскими отложениями Сьвентокшских гор и меловыми Люблинской мульды. Естественное простираание Предкарпатского прогиба продолжается к востоку и западу за государственную границу.

Рассматриваемый район предгорья является великим краевым прогибом, образованным в верхнетретичном времени на предполье Карпат. Этот прогиб заполнился в миоцене главным образом молассовыми отложениями, материалом для которых послужили размытые породы свежоподнятых Карпат и частично Сьвентокшских гор и других смежных районов.

Строение подмиоценового фундамента, изученное благодаря многим бурениям, основывается на докембрийском, каледонском и варисцийском базисах. Развитие этого фундамента непосредственно связано с развитием Сьвентокшских гор, а также Сьвентокшско-добруджского вала. Фациально-литологический характер отложений фундамента предгорья проявляет по отношению к Сьвентокшским горам и их окаймлению в общем большое сходство. Некоторая дифференциация происходит только в известных периодах, особенно в отношении к Лысогурскому району. Также и напряжение горообразовательных процессов как в Сьвентокшских горах, так и на предгорье происходило в тех же самых периодах, хотя степень тектонического нарушения отложений на предгорье — в особенности же палеозойских — гораздо меньше чем в Сьвентокшском регионе. Основная разница в тектоническом стиле состоит в том, что на территории предгорья отмечаются преимущественно вертикальные движения. Более сильное нарушение палеозойских толщ Сьвентокшских гор объясняется тем, что в период варисцийских движений эта область была опущена ниже (вероятно вдоль дислокационной линии Вислы) и отсутствовал такой большой опорный массив, каким являлось на предгорье поднятое докембрийское ядро.

Самым главным элементом в подмиоценовом строении предгорья — это докембрийское ядро (рифейское), являющееся большей частью горстовым поднятием. Это ядро, состоящее из интенсивно нарушенных филлитов и кварцитов, обнажается в центральной части района на значительной площади, достигая местами 50—80 км ширины. Вокруг же этого ядра наблюдаем палеозойские и мезозойские отложения (фиг. 1). Палеозойские и мезозойские отложе-

ния, находящиеся на северной стороне упомянутого центрального элемента, погружаются в северо-восточном направлении, а с южной стороны — в южном или юго-западном. Погружение этих серий неравномерно, так как под покровом, который они составляют, находится ряд хребтов. Ордовик, девон и даже иногда карбон залегает непосредственно на докембрии (рифее).

Кроме самых древних образований принадлежащих к самому верхнему докембрию (рифее) в подмиоценовом фундаменте на предгорья встречаются отложения кембрия, ордовика и силура, девона, нижнего карбона, цехштейна, триаса, средней и верхней юры и верхнего мела. В общем между отдельными стратиграфическими толщами отмечается несогласное залегание и только между цехштейном и триасом существует четкая седиментационная непрерывность. Вследствие неравномерных поднимающих движений и эрозии, в некоторых районах ряд толщ отсутствует. Например, в районе Любачева юра залегает непосредственно на кембрию или на силуре.

Палеогеографические отношения в течении отдельных геологических эпох вероятно были разные. В особенности развитие кембрийских отложений ограничивалось вероятнее всего до северной зоны (борозды соединяющей бассейн Съвентокшиских гор с Вольню-подольским бассейном).

Отложения фундамента начиная с ордовика являются осадками эпиконтинентального моря или континентально-лагунными. Мощность этих отложений (без кембрия и докембрия) оценивается на около 3000—3500 м.

Подмиоценовый фундамент предгорья раскалывается рядом продольных дислокаций с направлением СЗ-ЮВ и поперечных с направлением С-Ю или СВ-ЮЗ. Этим дислокациям, в особенности-же продольным, приписывается главная роль в процессе образования третичного предгорного прогиба. Подмиоценовый фундамент генерально опускается посредством ряда горстов и грабенов в южном и юго-восточном направлении, в котором одновременно возрастает мощность миоценовых отложений, достигающих вблизи карпатского края свыше 2500 м (фиг. 2). Тут следует прибавить, что в подмиоценовом рельефе кроме горстов и грабенов меньших размеров находятся также и большие продольные и поперечные понижения регионального значения. Из таких больших продольных понижений можно отметить прежде всего понижение к югу от Любачева, а из поперечных — в районе Жешова и Пшемьсяля.

В нефте- и газоносном отношении главное значение принадлежит на предгорья миоценовому покрову, создающему преграду мигрирующим битумам. Месторождения этих продуктов известны в миоценовых сериях и в зоне несогласия между фундаментом и миоценовыми отложениями.

Piotr KARNKOWSKI, Eugeniusz GŁOWACKI

GEOLOGICAL STRUCTURE OF SUB-MIOCENE SEDIMENTS OF THE MIDDLE CARPATHIAN FORELAND

S u m m a r y

Generally speaking, the area of the Middle Carpathian foreland is situated in the fork between the Vistula and San rivers, eastwards extending as far at the Polish frontier. The southern boundary is marked by the border of the Carpathians, the

northwestern and northern boundary by the emerging Palaeozoic and Mesozoic sediments of the Święty Krzyż Mountains and the Cretaceous sediments of the Lublin depression. The natural range of the Subcarpathian foreland extends further, both east- and westwards, beyond Poland's frontiers.

The discussed foreland area is a widespread submountain depression formed in the Younger Tertiary on the forefield of the Carpathians. This depression has been filled in, during the Miocene, chiefly by molasse deposits; the material is first of all derived from a washing out of the freshly uplifted Carpathians, partly too from the Święty Krzyż Mountains and other adjacent regions.

The structure of the Miocene substratum, recognized by numerous bore holes, shows Precambrian, Caledonian and Variscan predispositium. The development of this substratum is directly connected with the development of the Święty Krzyż Mountains as well as the Święty Krzyż — Dobrodzka ridge. The facial-lithological structure of the sediments of the substratum of the foreland shows, as a rule, a marked similarity with the Święty Krzyż Mountains and their cover. Certain differentiations exist solely during some periods, especially as far as the Lysogóry region is concerned. More intensive orogenic activities, both in the Święty Krzyż Mountains and in the foreland, went forth in identical periods, although the degree of disturbances in the deposits of the foreland, especially those of Palaeozoic times, is considerably lesser than in the Święty Krzyż region. The principal difference in structure is shown by the fact that in the area of the foreland the movements have chiefly been vertical. The greater disturbances of the Palaeozoic series in the Święty Krzyż region are probably due to the fact that at the period of the Variscan movements this region has been more lowered (probably along the line of dislocation of the Vistula river), and that here a larger, more rigid resistant massif was lacking, such as must have been the uplifted Precambrian block in the region of the foreland.

The most important element in the structure of the sub-Miocene foreland is the Precambrian (Riphean) block which to a large degree is a horst-type range. This block, built of intensely disturbed phyllites and quartzites, is uncovered on a marked distance in the central part of the region and locally reaches a width of 50 to 60 km. Only around this block we observe Palaeozoic and Mesozoic sediments (Fig. 1). The Palaeozoic and Mesozoic sediments occurring on the northern side of the discussed central element plunge northeastwards, those of the southern side south- and southwestwards. The plunging of these series is not uniform, due to the fact that a number of ridges have developed underneath the cover formed by these series. The Ordovician, the Devonian and, at times, the Carboniferous too rest directly on Precambrian (Riphean) sediments.

Besides oldest sediments belonging to the uppermost Precambrian (Riphean), there occur in the Miocene substratum of the Carpathian foreland sediments of the Cambrian, Ordovician and Silurian, Devonian, Lower Carboniferous, Zechstein, Triassic, Middle and Upper Jurassic and Upper Cretaceous. Lacking are sediments of the Upper Carboniferous, the Lower Permian as well as the Lower Jurassic and Lower Cretaceous. Generally speaking, among the series of various geological periods smaller or larger unconformities occur; only between the Zechstein and the Triassic a sedimentary continuity may be observed. Due to unequal movements of uplift and erosion, various stages are lacking in some regions. In the region of Lubaczów, e.g., the Jurassic rests directly on top of the Cambrian or Silurian.

In the various geological periods, palaeogeographical conditions have undoubtedly been very dissimilar. Especially the development of the Cambrian sediments

has most probably been limited to the northern zone (the furrow connecting the basin of the Święty Krzyż Mountains with the Volhynia-Podole basin).

The sediments of the substratum, beginning with the Ordovician, are sediments of an epicontinental or continental-lagoonal sea. The thickness of these sediments (excluding the Cambrian and Precambrian) is estimated to be about 3000 to 3500 m.

The Miocene substratum of the foreland is cut by a number of longitudinal dislocations of NW—SE direction, and by transversal dislocations of N—S or NE—SW direction. To these, especially to the longitudinal, dislocations there is being ascribed the main part played in the process of forming the Tertiary foredeep. In its main body, the Miocene substratum subsides through a number of horsts and depressions in a southern and southeastern direction; in this same direction increases simultaneously the thickness of the Miocene sediments, reaching more than 2500 m. near the border of the Carpathian ridge (Fig. 2). It should be added here that the sub-Miocene relief discloses, aside of horsts and depressions of smaller dimensions, larger longitudinal and transversal depressions of regional significance. Among such larger longitudinal depressions there should especially be distinguished a depression south of Lubaczów, — among transversal depressions occurring in the region of Rzeszów and Przemyśl.

As far as oil- and gasdeposits strata are concerned, of greatest importance in the foreland is the Miocene cover which constitutes a barrier to migrating bitumina. Hitherto, deposits of such bituminous crude materials are known till now from the Miocene series and from the zone of unconformity extending between the substratum and the Miocene.

TABLICA I

- Fig. 3. Sfylityzowany łupek o łupkowej teksturze — prekambr (otwór Jarosław 3).
Pow. 200 X, nikole skrzyżowane
Phyllitized shale with shaly texture — Precambrian (bore-hole Jarosław 3).
Enlarged X 200, crossed nicols
- Fig. 4. Kwarcyt kambryjski (otwór Cetynia 7). Pow. 40 X, nikole skrzyżowane
Cambrian quartzite. (bore-hole Cetynia 7). Enlarged X 40, crossed nicols
- Fig. 5. Wapień z pseudo-oolitami i oolitami kalcytowo-hematytowymi. Ordowik
(otwór Uszkowce 1). Pow. 90 X, bez analizatora
Limestone with pseudo-oolites and calcite-hematite oolites — Ordovician
(bore-hole Uszkowce 1). Enlarged X 90, without analyzer
- Fig. 6. Wapień ze szczątkami małżoraczków — turnej (otwór Niwiska 7). Pow. 40 X,
bez analizatora
Limestone with ostracod remnants — Tournaisian (bore-hole Niwiska 7).
Enlarged X 40, without analyzer

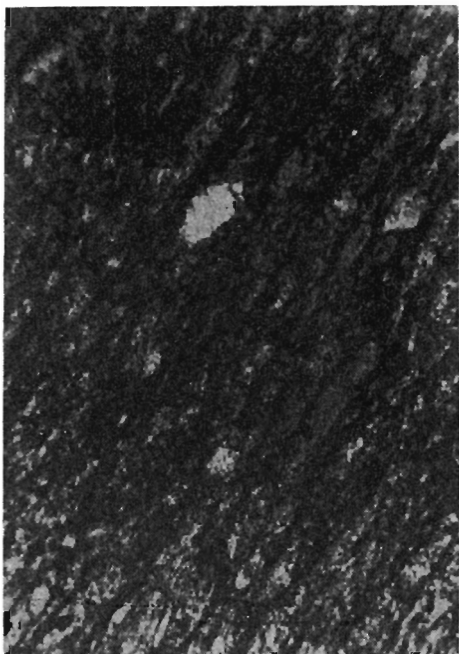


Fig. 3



Fig. 4



Fig. 5



Fig. 6

Plotr KARNKOWSKI, Eugeniusz GŁOWACKI — O budowie geologicznej utworów podmiocenijskich przedgórze Karpat środkowych

TABLICA II

- Fig. 7. Wapień z endotyrami — wizen (otwór Niwiska 7). Pow. 40 ×, bez analizatora
Limestones with endothyras — Visean (bore-hole Niwiska 7). Enlarged × 40, without analyzer
- Fig. 8. Wapień oolityowy — astart (otwór Radzanów 1). Pow. 40 ×, bez analizatora
Oolitic limestone — Astartian (bore-hole Radzanów 1). Enlarged × 40, without analyzer
- Fig. 9. Wapień piaszczysty z globotruncanami i glaukonitem — cenoman (otwór Swarzędów 1). Pow. 90 ×, nikiel skrzyżowane
Sandy limestone with globotruncans and glauconite — Cenomanian (bore-hole Swarzędów 1). Enlarged × 90, crossed nicols
- Fig. 10. Wapień oligosteginowy — turon (otwór Swarzędów 2). Pow. 90 ×, bez analizatora
Oligostegina limestone — Turonian (bore-hole Swarzędów 2). Enlarged × 90, without analyzer

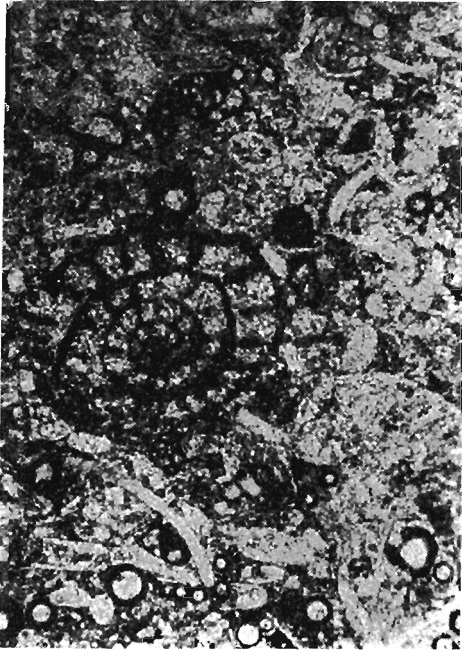


Fig. 7

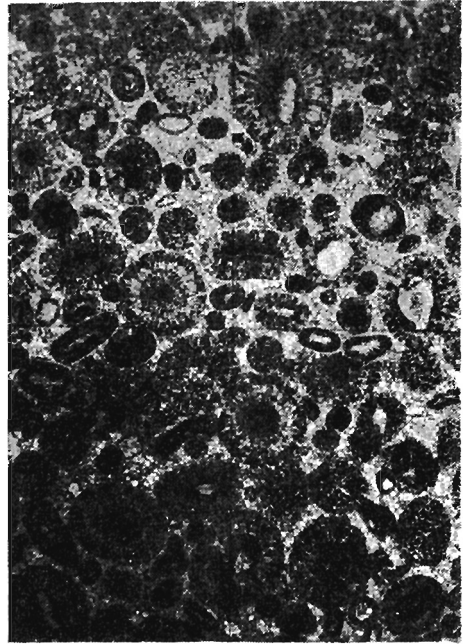


Fig. 8

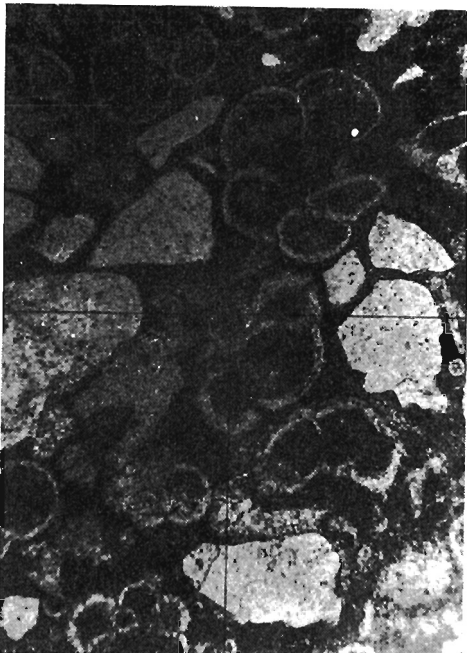


Fig. 9

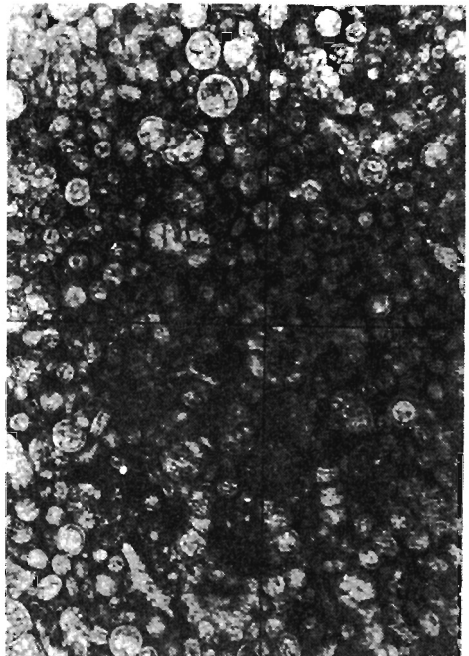


Fig. 10