

ADAM TOKARSKI

Udział wapienia muszlowego w budowie Przedgórze Karpat

STRESZCZENIE: Dolny wapień muszlowy z Przedgórze Karpat, poznany w piętnastu wietceniach od Mielca po Busko, jest wykształcony w dwóch facjach: świętokrzyskiej i krakowsko-śląskiej. Sięga tu także, charakterystyczna dla pewnych rejonów występowania drugiej z wymienionych facji, epigenetyczna dolomityzacja wapienia muszlowego. Wapień muszlowy został sfałdowany podczas kilku faz ruchów od labińskich do środkowokimeryjskich włącznie, a następnie ścięty dwiema powierzchniami: podkajprową i podmalmską. Powierzchnie te zostały z kolei zdeformowane i zdyslokowane podczas ruchów laramijskich i śródmioceńskich. Poznanie facji dolnego wapienia muszlowego na tle budowy geologicznej może mieć znaczenie poszukiwawcze. Labińska i środkowokimeryjska tektonika w tym rejonie może mieć wpływ na migrację węglowodorów.

WSTĘP

Według dotychczasowych danych, wapień muszlowy na Przedgórze Karpat (Polskich) ocalał od denudacji przedkajprowej i przedmalmskiej oraz przedtorbońskiej jedynie w strefie biegnącej od Niwisk koło Mielca ku północnemu zachodowi do okolic Buska (fig. 1) (Wdowiarz 1954, Obuchowicz, Olewicz, Tokarski & Wdowiarz 1959, Karnikowski & Głowacki 1961, Moryc 1961). Dalej ku północy zdaje się on mieć połączenie z wychodniami w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Kowalczewski 1926, Czarnocki 1948, Senkowiczowa 1957), a ku zachodowi może mieć odpowiedniki w rozwiertanym ostatnio podłożu niecki miechowskiej (J. Kruczek — wiadomość ustna).

Możliwie szybkie syntetyczne ujęcie dotychczasowych danych było możliwe i potrzebne zarówno ze względu na stwierdzoną na Przedgórze obecność dwóch odrębnych facji dolnego wapienia muszlowego, jak i celem uwypuklenia znaczenia struktur labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich.

Stosownie do ustnych sugestii doc. dr Z. Kotańskiego, redaktora tej pracy, któremu wyrażam głęboką wdzięczność za podjęty trud, określiłam fazy ruchów, które łącznie doprowadziły do powstania zrekon-

struowanych struktur, jako labińskie oraz staro- i środkowokimeryjskie. Pierwsza z nich datowana jest wyraźnie niezgodnością podkajprową, a dwie późniejsze dały wspólny efekt niezgodności podmalmskiej. Charakterystyczne jest, że podjęta w tej pracy próba rekonstrukcji tych starych form tektonicznych dotyczy obszaru najbliższej strefie wierzchowej Tatr, w której Z. Kotański (1961) odtworzył właśnie struktury labińskie oraz staro- i środkowokimeryjskie.

W opracowaniu tym zostały wykorzystane rdzenie i wykresy profilowania elektrycznego szesnastu wierceń, dość równomiernie rozmieszczonych na całym omawianym obszarze (fig. 2—7). Z tego trzy-nastu profili opisałem osobiście (Ma, M-3, Md-1, N-3, Nw-4, Nw-7, Pac, P-10, Ra-1, Ra-2, Sw-9, St-1, T-3). Jeśli chodzi natomiast o wiercenie Ż-1, to oparłem się tu na opisach J. Czarnockiego (1956) i H. Senko-

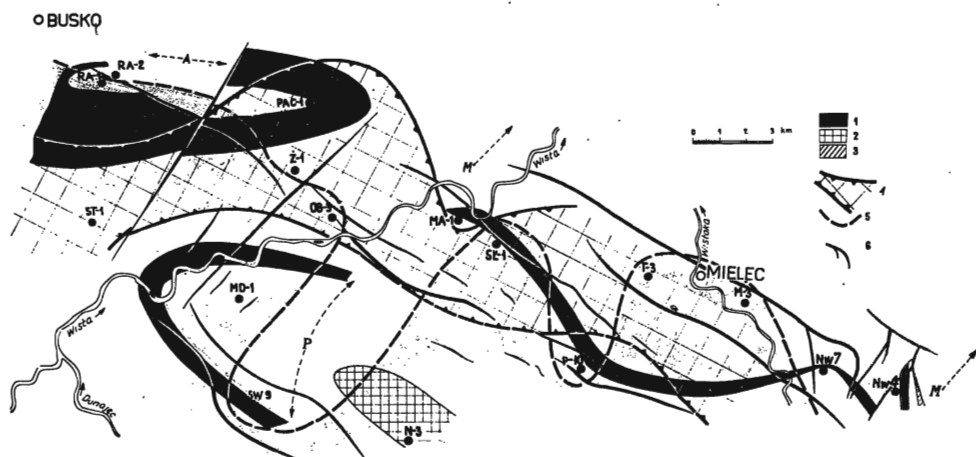


Fig. 1

Szkic paleogeologiczny strefy struktur labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich na Przedgórzu Karpat

1 podkajprowe i podmalmskie wychodnie środkowego wapienia muszlowego, 2 podmalmskie wychodnie retu, 3 podtrzeciorzędowe wychodnie cechsztynu, 4 zasięg pokrywy kajprowej, 5 granica facjalna pomiędzy świętokrzyskim typem dolnego wapienia muszlowego na północnym wschodzie i krakowsko-śląskim na południowym zachodzie, 6 dyslokacje laramijskie, przeważnie odmłodzone w miocenie. A labińska antyklina Pacanowa, P staro- i środkowokimeryjska peryklina Mędrzechowa, M labińska monoklina Trzciana

Palaeogeological map of the zone of the Labianian-, old-Cimmerian and middle-Cimmerian structures in the Carpathian Foreland

1 sub-Keuper and sub-Malm outcrops of the Middle Muschelkalk, 2 sub-Malm outcrops of the Röt, 3 sub-Tertiary outcrops of the Zechstein, 4 extent of the Keuper cover, 5 facial boundary between the Holy Cross Mts. type of the Lower Muschelkalk in the north-east and the Cracow-Silesian type in the south-west, 6 Laramide dislocations, mainly rejuvenated in the Miocene. A Labianian anticline of Pacanów, P old- and middle-Cimmerian pericline of Mędrzechów, M Labianian monocline of Trzciana

wiczowej (1959), częściowo odmiennie je interpretując. Opisy profilów Ob-3 i Sł-1 wzięłam z nieopublikowanych raportów E. Jawora.

W pracach tych bardzo pomocni mi byli geolodzy Przemysłu Naftowego — E. Jawor, K. i J. Kicułowie, J. Kleinowa oraz W. Moryc, z którymi poczyniłem wiele wspólnych obserwacji oraz miałem możliwość wymiany spostrzeżeń. Liczne dyskusje prowadzone z nimi były ożywione entuzjazmem bieżącego rozpoznania podłoża kraju, postępującego krok w krok wraz z rozwijającą się akcją wiertniczą. Wszystkim wymienionym osobom składam serdeczne podziękowania.

TYPY PROFILÓW WAPIENIA MUSZLOWEGO NA PRZEDGÓRZU KARPAT

Niezgodności nad i pod utworami kajprowo-retyckimi

W najpełniejszych profilach ponad powierzchnią podmałmską leżą kolejno następujące utwory: piaszczysty wapień z *Patoceras* i *Proplanulites* wyższej części dolnego keloweju (o miąższości do 23,3 m), pstrze wapienie z belemnitami należące prawdopodobnie do wyższego keloweju (o miąższości do 37 m) i ciemnoszare margle (o miąższości do 33,5 m). Przykrywają je wapienie scyfiowe, lokalnie wtórnie zdolomityzowane, zapewne wieku oksfordzkiego. W kilku profilach na powierzchni tej leżą w przekraczającym ułożeniu coraz wyższe wymienione wyżej ogniwa, aż do wapieni scyfiowych włącznie (Tokarski 1962b).

Pod tą powierzchnią w najpełniejszych profilach leżą utwory retyku, których miąższość dochodzi do 68,5 m. Są to od góry czerwone i białe piaskowce z *Avicula* cf. *contorta* Portl. (Pachucki in Tokarski 1962b), a w niższej czerwone i zielone mułowce i piaskowce, z *Darvinula* i *Cytherella*. Niżej leżą tły czerwone i zielone, częściowo ciemnoszare z *Darvinula* i *Cytherella* o miąższości do 37,1 m, należące zapewne do wyższego kajpru. Pod nimi spoczywają ciemnoszare i czarne mułowce z takimi samymi małżoraczkami (oznaczenia małżoraczków wg nieopublikowanych materiałów H. Jurkiewicza) oraz z *Anoplophora* o miąższości do 74,4 m, reprezentujące utwory „węglowe“ niższego kajpru. Wkładki piaskowca glaukonitowego w tych mułowcach, sporadyczne u góry, tworzą większe nagromadzenia u dołu, pozwalając na wyodrębnienie tu osobnego kompleksu o miąższości do 36,6 m. Mimo znajdowania w tym kompleksie odcisków podobnych do unionidów, występowanie glaukonitu przemawia za morskimi warunkami sedymentacji.

Prócz ścienia utworów wapienia muszlowego, transgresja kajpru zaznacza się istnieniem niezgodności kątowych, zaobserwowanych w wierceniach (M-3, St-1), obecnością zlepieńca podstawowego (Md-3, fig. 8) oraz śladami działalności skałotoczy widocznymi na powierzchni skał górnego wapienia muszlowego (St-1, fig. 8). Powierzchnia podkaj-

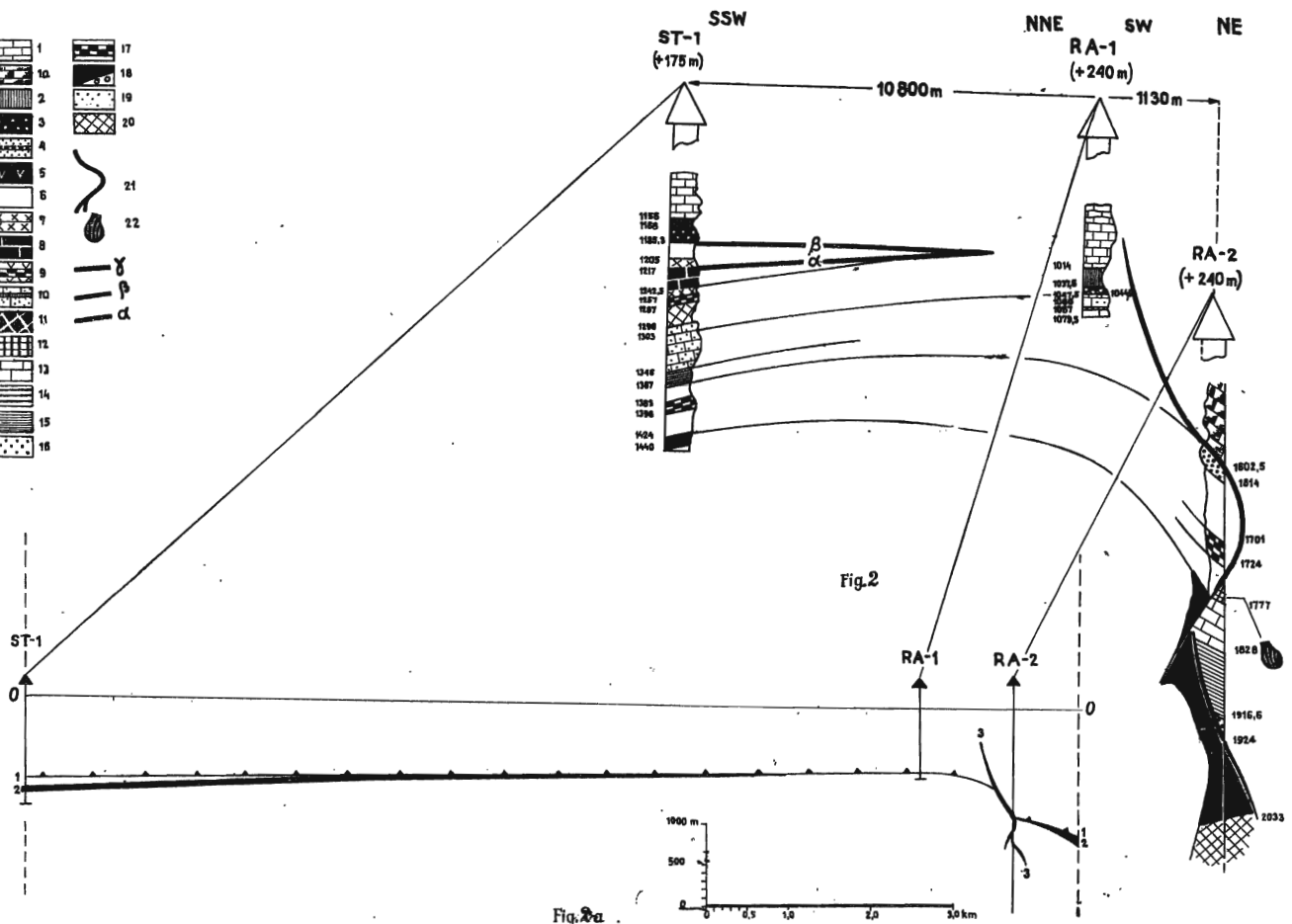
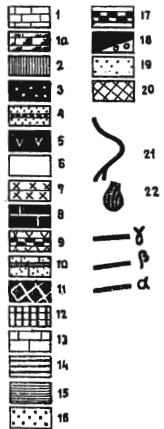


Fig. 2a

Fig. 2 i 2a

Fig. 2

Przekrój „syntetyczny“

Objaśnienia do figur 2—7: 1 wapień malmu lub utwory malmu w ogóle (1a wapień zdolomityzowane), 2 wapień i margle ciemne oraz wapień pstre niższego oksfordu i wyższego keloweju, 3 wapień piaszczyste i oolitowe niższego keloweju, 4 piaskowce retyku z pstryimi mułowcami, 5 pstre mułowce wyższego kajpru, 6 górna część utworów ilowęglowych dolnego kajpru, 7 dolna część utworów ilowęglowych dolnego kajpru, 8 wapień górnego wapienia muszlowego, 9 dolomity i margle dolomityczne środkowego wapienia muszlowego z wkładką anhydrytowa 10 wapień piankowe warstw karchowickich i gorazdeckich facji śląsko-kra-kowskiej rozdzielone wapienisto-marglistymi warstwami terebratulowymi, 11 epigenetyczny dolomit facji krakowsko-śląskiej, 12 war-stwy z *Lima striata* facji świętokrzyskiej (miejscami całość dolnego wapienia muszlowego), 13 warstwy łukowskie facji świętokrzy-skiej, 14 seria falista, 15 seria marglista (przeważnie całość dolnej części dolnego wapienia muszlowego), 16 piaskowiec glaukonitowy najwyższego retu, 17 utwory węglanowe górnego i środkowego retu z siarczanami w środku lub w dolnej części, 18 pstre pelity dol-nego retu, lokalnie z brekcją transgresywną, 19 piaskowce środkowego pstrego piaskowca, 20 przedpermskie utwory paleozoiczne, 21 dys-lokacje laramijskie, przeważnie odmłodzone w miocenie, 22 znaleziska *Lima* ex. gr. *striata* Schloth., γ powierzchnia podmiocenska, β powierzchnia podmalmska, α powierzchnia podkajprowa

“Synthetic” section

Explanations to figs. 2—7: 1 Malm limestones or Malm deposits in general (1a dolomitised limestones), 2 dark limestones and marls, as well as variegated limestones of the Lower Oxfordian and the Upper Callovian, 3 arenaceous and oolitic limestones of the Lower Callovian, 4 Rhaetic sandstones with variegated mudstones, 5 variegated mudstones of the Upper Keuper, 6 upper part of the Letten-kohle deposits of the Lower Keuper, 7 lower part of the Lettenkohle deposits of the Lower Keuper, 8 limestones of the Upper Muschel-kalk, 9 dolomites and dolomitic marls of the Middle Muschelkalk with an anhydrite intercalation, 10 “foamy” limestones of the Kar-chowice and Górażdża beds from the Cracow-Silesian facies, separated by the limy-marly Terebratula beds, 11 epigenetic dolomite of the Cracow-Silesian facies, 12 *Lima striata* beds of the Holy Cross Mts. facies (locally the whole Lower Muschelkalk), 13 Łuków beds of the Holy Cross Mts. facies, 14 undulated series, 15 marly series (mostly the whole lower part of the Lower Muschelkalk), 16 glauconitic sandstone of the uppermost Röt, 17 carbonate deposits of the upper and middle Röt with sulphates in the central or lower portion, 18 variegated pelites of the lower Röt, locally with transgressive breccia in its bottom, 19 sandstones of the Middle Bunter, 20 pre-Permian Palaeozoic deposits, 21 Laramide dislocations, mostly rejuvenated in the Miocene, 22 occurrence of *Lima* ex. gr. *striata* Schloth., γ sub-Miocene surface, β sub-Malm surface, α sub-Keuper surface

Fig. 2a

Przykład odwzorowania przekroju „syntetycznego“ na rzeczywisty

1 powierzchnia podmalmska, 2 środkowy wapień muszlowy, 3 dyslokacja laramijska. 0-0 linia dzisiejszego poziomu morza

An example of the transfer of the “synthetic” section onto the real section

1 sub-Malm surface, 2 Middle Muschelkalk, 3 Laramide dislocation, 0-0 line of present sea level

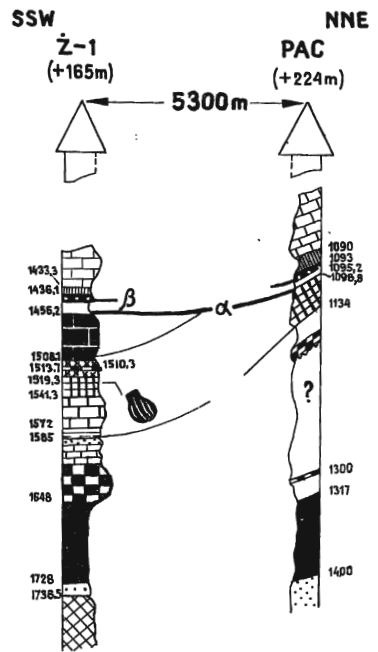


Fig. 3

Przekroje „syntetyczne“

Objaśnienia jak do fig. 2

“Synthetic” sections

For explanations see fig. 2

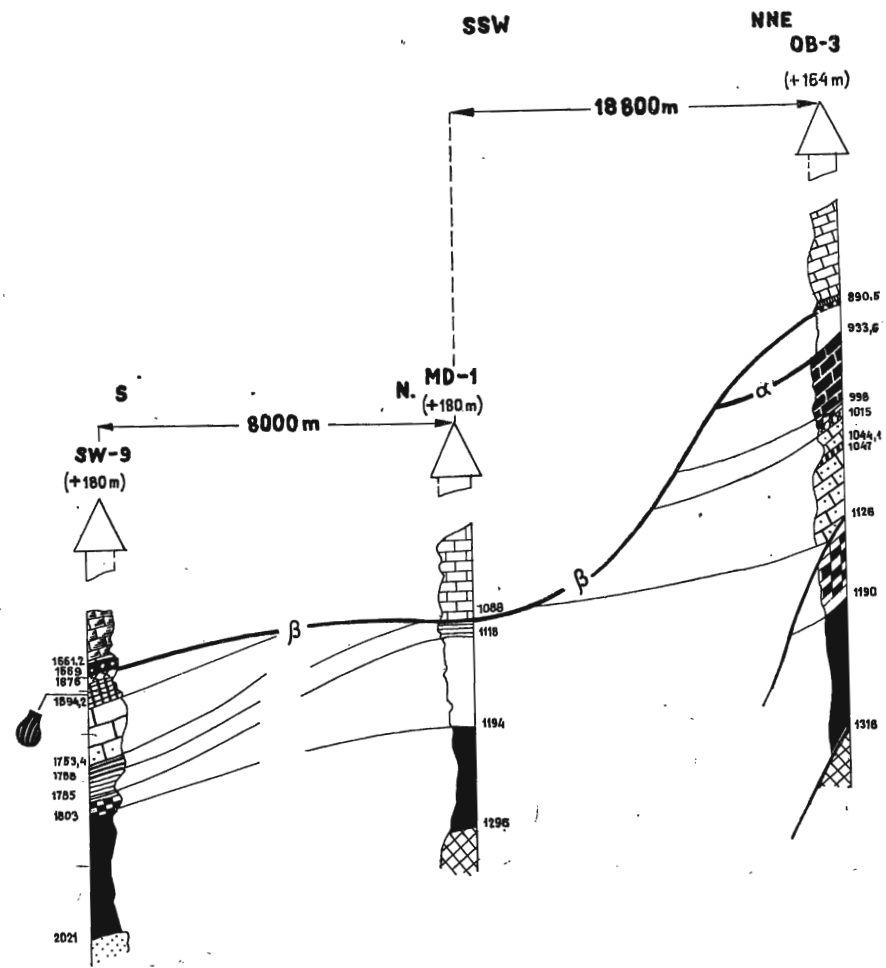


Fig. 4

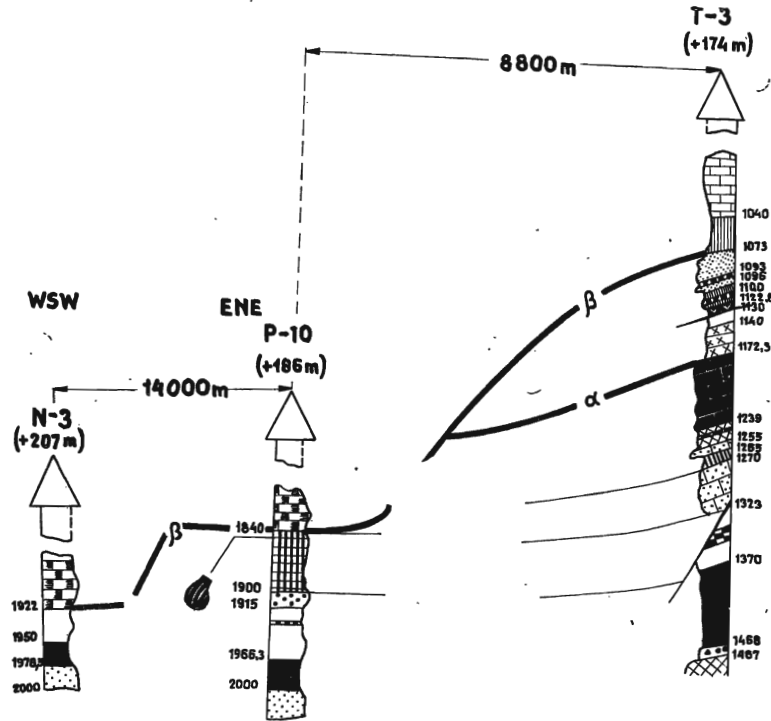


Fig. 5

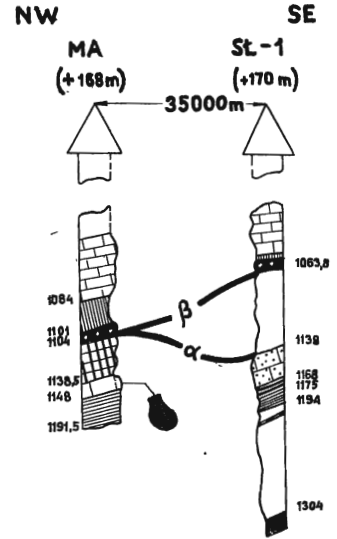


Fig. 6

Przekroje „syntetyczne“

Objaśnienia jak do fig. 2

“Synthetic” sections

For explanations see fig. 2

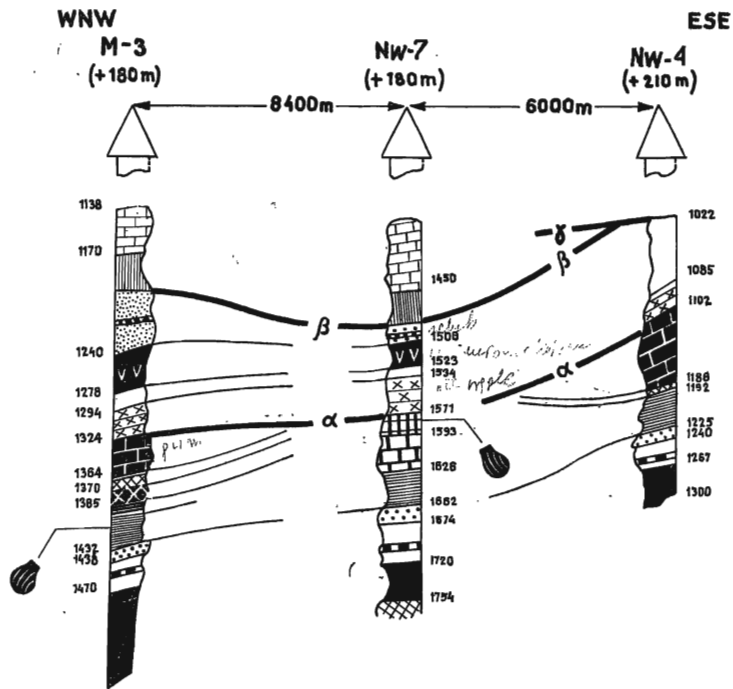


Fig. 7

Przekrój „syntetyczny“

Objaśnienia jak do fig. 2

“Synthetic” section

For explanations see fig. 2

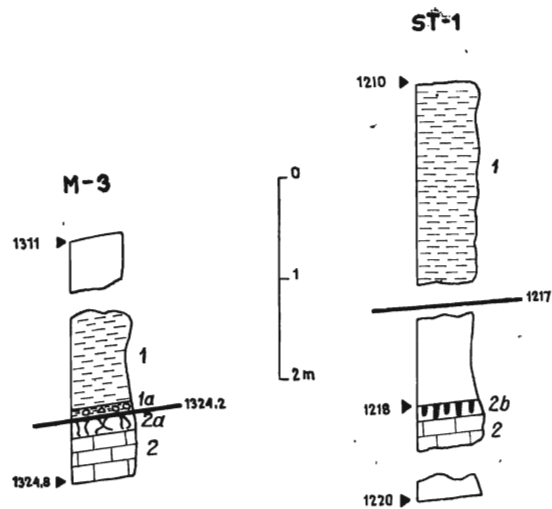


Fig. 8

Rdzenie wyznaczające transgresję kajpru

1 ciemne mułowce z piaskowcami glaukonitowymi utworów ilowęglowych, 1a brekcja podstawowa ilowęgeli z fragmentami wapienia muszlowego, 2 wapienie górnego wapienia muszlowego, 2a strefa spękań i szczelin pod powierzchnią podkajprową, 2b ślady działalności skałotoczy

Cores indicating the Keuper transgression

1 dark mudstones with glauconitic sandstones of the Lettenkohle deposits, 1a basal breccia of the Lettenkohle with fragments of the Muschelkalk, 2 limestones of the Upper Muschelkalk, 2a zone of fractures and fissures below the sub-Keuper surface, 2b lithophag borings

prowa ścina labińskie formy tektoniczne, sama zaś została z kolei poddana działaniu ruchów staro- i środkowokimeryjskich, a następnie została ścięta powierzchnią podmałmską, łącznie z utworami kajprowo-retyckimi¹.

W wyniku połączonego działania następujących po sobie już ruchów i etapów erozji doszło miejscami do powstania wielkiej luki stratygraficznej, jak na przykład w profilu wiercenia N-3, w którym wapienie scyfiowe małmu leżą wprost na utworach retu (fig. 6).

Utwory labińskiego piętra strukturalnego

Górny i środkowy wapień muszłowy

Utwory górnego wapienia muszłowego są w różnym stopniu ścięte od góry powierzchnią podkajprową, lub może ich w profilu brakować w ogóle, w wyniku zupełnego zdenudowania przed transgresją kajprową lub małmską.

Małksymalna miąższość górnego wapienia muszłowego dochodzi do 65 m. Składa się ona u góry (do 15 m) z wapieni przekładanych niefalistymi warstewkami marglu, z nagromadzeniem skorup terebratul u samego stropu. Niżej wapienie przekładane marglami wykazują teksturę gnuźlowo-falistą. W całym tym zespole występuje *Pecten discites* Schloth.

Utwory środkowego wapienia muszłowego o pierwotnej miąższości zmiennej — od 5,6 do 45 m, tworzą cyklotem ewaporatowy. Jest to przewodni kompleks, bez którego nie można by wydzielić w profilach utworów górnego wapienia muszłowego. Są to dolomity syngenetyczne, żółtawe, margliste, lokalnie w stropie z kilkumetrową warstwą czarnych margli. W wielu profilach warstwy i przerosty anhydrytowe i gipsowe, o łącznej miąższości 2—10 m, występują bądź w środku zespołu dolomitów, bądź nad nim. W drugim przypadku w stropowej części środkowego wapienia muszłowego brak jest czarnych margli, gdyż są one zastąpione przez anhydryt i gips.

Dwie facje dolnego wapienia muszłowego

Kryteria litostratygraficzne wyodrębnienia i podziału dolnego wapienia muszłowego. —

Charakterystyczne poziomy litostratygraficzne w stropie i w spagu

¹ Doc. dr Z. Kobański uprzejmie zasugerował mi podaną w tej pracy nomenklaturę faz tektoniki przedkaramijskiej. Z dyskusji przeprowadzonej z nim wynikało, iż wyróżnione przeze mnie formy tektoniki labińskiej oraz staro- i środkowokimeryjskiej byłyby odpowiednikami analogicznych form wykrytych przez niego w pasmie wierzchowym Tatr, zarówno co do wietku, amplitudy, jak i równoleżnikowej składowej ich kierunku (Kobański 1961).

dolnego wapienia muszlowego. Osady dolnego wapienia muszlowego omawianej strefy wiążą się sedymentacyjnie zarówno z charakterystycznymi osadami retu w spągu, jak i z równie charakterystycznymi utworami środkowego wapienia muszlowego w stropie. Jest to zgodne z ogólnym przebiegiem sedymentacji tych utworów w pozaalpejskim basenie triasowym zachodniej i środkowej Europy.

Z piętnastu zbadanych profilów omawianej strefy, w siedmiu wierceniach dolny wapień muszlowy został nawiercony pod jego pierwotnym stropem (M-3, Nw-4, Ob-3, St-1, Sw-9, T-3, Ż-1), a w jedenastu — nad pierwotnym spągkiem (M-3, Md-1, Nw-4, Nw-7, Pac, P-10, Ra-2, Sł-1, St-1, Sw-9, Ż-1). W pięciu wierceniach dolny wapień muszlowy jest ograniczony zarówno pierwotnym stropem, jak i spągkiem (M-3, Nw-4, St-1, Sw-9, Ż-1). W pozostałych wierceniach dolny wapień muszlowy jest ścięty powierzchnią podkajprową lub podmałmską, lub jest odcięty dyslokacjami zarówno u góry, jak i w dole. Niemniej jednak w każdym z piętnastu zbadanych profilów dolnego wapienia muszlowego znaleźli się przynajmniej jeden element korelacji litostratygraficznej (granica lub kompleks przewodni niższego rzędu), pozwalający na wkomponowanie go w porównawcze zestawienie całości (fig. 9).

Zasadniczo cała stratygrafia profilów omawianych w tej pracy oparta jest o opisy rdzeni pobieranych dostatecznie gęsto dla udokumentowania przedstawionych też, przy normalnym wykorzystaniu profilowania elektrycznego dla sprecyzowania głębokości granicznych. Wyjątkiem jest profil wiercenia Nw-4, omówiony już uprzednio (Tokarski 1962b), gdzie pozycja dolomitów środkowego wapienia muszlowego została wyznaczona na odcinku nie rdzeniowanym jedynie w oparciu o wyższe opory pozorne, wykazane profilowaniem elektrycznym.

Drugim wyjątkiem jest wiercenie St-1, w którym, przy dobrze udokumentowanych rdzeniami utworach tworzących pierwotny strop i spąg dolnego wapienia muszlowego, brak jest w ogóle rdzeni z niego samego. Niemniej jednak cechy jedynej przyjętej tu granicy w jego obrębie, tj. spągu porowatych wapieni typu „piamkowego“ nad wapieniami marglistymi i manglami dają się jednoznacznie wykryć na wykresie profilowania elektrycznego.

To samo dotyczy wiercenia Md-1. Utwory keloweju zostały tu zauważone przez W. Moryca, co było dużym osiągnięciem ze względu na skąpy materiał rdzeniowy i monotonną litologię. Niżej następuje 30 m odcinka nie rdzeniowanego, gdzie — moim zdaniem — powinny się znajdować utwory najniższej części dolnego wapienia muszlowego, gdyż poniżej uzyskano w rdzeniach utwory retu.

Analogie dolnego wapienia muszlowego na Przedgórzu Karpat do facji krakowsko-śląskiej i świętokrzyskiej. W rezultacie tych badań powstała możliwość ustalenia zasad dokładniejszego podziału litostratygraficznego zarówno w profilach południowo-zachodniej części omawianej strefy, gdzie istnieje krakowsko-śląski typ facjalny wapienia muszlowego (Assmann 1944, Siedlecki 1952), jak i w północno-wschodniej części, gdzie wapień muszlowy jest wykształcony w facji świętokrzyskiej

(Senkowiczowa 1957). Profile obu typów facjalnych rozdzielone są dość krętą linią graniczną (fig. 1 i 9).

W obu typach facjalnych dolna część dolnego wapienia muszlowego o miąższości 13—70 m składa się bądź z ciemnoszarych margli z prze-warstwieniami szarych wapieni typu falistego, bądź odwrotnie — z wapieni falistych z wkładkami szarych margli, bądź wreszcie z margli na dole, a wapieni na górze. W ostatnim przypadku zespół margli o miąższości 19—37,45 m stanowi odpowiednik dolnych warstw gogolińskich (warstwy z *Pecten* i *Dadocrinus*) w krakowsko-śląskim typie facjalnym. Natomiast w świętokrzyskim typie facjalnym są to warstwy woliciekie o miąższości 17 m. Zespół wapieni o miąższości 11,55—14,6 m stanowi odpowiednik górnej części warstw gogolińskich (wapienie faliste i międzyfaliste), a w facji świętokrzyskiej — „serii falistej“, wykazując miąższość 13 m.

Dopiero w górnej części wapienia muszlowego zaznacza się wyraźne zróżnicowanie obu facji. W facji krakowsko-śląskiej jest to kompleks białych wapieni, ziarnistych, krystalicznych lub oolitowych, o cechach mniej lub więcej zbliżonych do wapieni „piankowych“. Stanowią one odpowiednik warstw gorazdeckich, terebratulowych i karchowickich łącznie (Assmann 1944, Siedlecki 1952). W trzech profilach (Ob-3, Ra-1, T-3) występuje wkładka wapienno-marglista o miąższości 2,7—9 m, będąca odpowiednikiem warstw terebratulowych, która oddziela warstwy gorazdeckie od warstw karchowickich, które osiągają tu miąższość do 20.

W wierceniu M-3 zamiast wapienia „piankowego“ występuje szary dolomit jamisty o miąższości 15 m takiego samego typu, jak w obszarze krakowsko-śląskim, gdzie jako epigenetyczny dolomit „kruszconośny“ zastępuje warstwy gorazdeckie, terebratulowe i karchowickie, dzięki ich dobrej przepuszczalności dla roztworów dolomityzujących (Kuzniar 1932). Natomiast dolomit diploporowy, który w regionie krakowsko-śląskim tworzy lokalną fację w dolnej części środkowego wapienia muszlowego (Pastwa-Leszczynska & Śliwiński 1960), nie sięga na teren omawiany w tej pracy, podobnie zresztą, jak to jest na Górnym Śląsku, gdzie zanika on ku północnemu zachodowi (Assmann 1925, 1929).

W facji świętokrzyskiej górna część dolnego wapienia muszlowego w czterech wierceniach (Nw-7, Ma, Sw-9 i Ż-1) składa się u dołu z jasnoszarych wapieni skalistych warstw łukowskich, korelowanych przez H. Senkowiczową (1957) z warstwami gorazdeckimi. Miąższość ich wynosi tutaj od 30,7 do 59 m. Wyżej występują szare, gruzłowo-faliste wapienie z ciemnoszarymi marglami, określane przez H. Senkowiczową jako „warstwy z *Lima striata*“. Miąższość ich waha się od 18 do 50 m. Zawierają one formę *Lima ex gr. striata* Schloth., która — według H. Senkowiczowej (1957) i A. Kleczkowskiego (1959) — nie przechodzi ponad górną granicę dolnego wapienia muszlowego. Warstwy z *Lima*

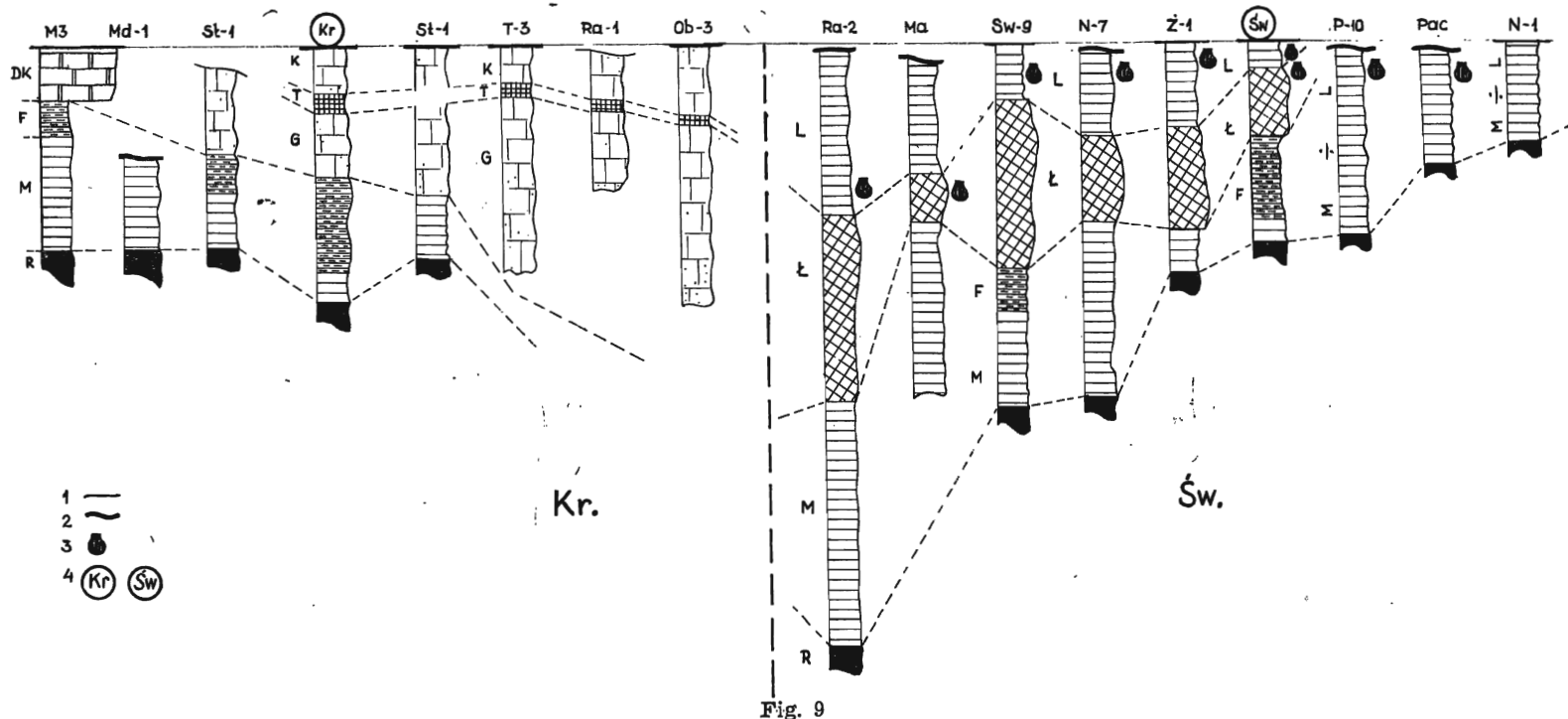


Fig. 9

Korelacja profili wiertniczych dolnego wapienia muszlowego

R ret. Dolny wapień muszlowy: M seria marglista (przeważnie całość dolnej części dolnego wapienia muszlowego), F seria falista; facja krakowsko-śląska (Kr.): G warstwy gorazdeckie, T warstwy terebratulowe, K warstwy karchowickie, DK epigenetyczny dolomit; facja świętokrzyska (Św.): Ł warstwy łukowskie, L warstwy z *Lima striata*, M-L całość profilu o typie gruzłowo-falistym. 1 ciągłość stratygraficzna dolnego wapienia muszlowego ze środkowym wapieniem muszlowym, 2 ścięcie dolnego wapienia muszlowego przez powierzchnię podkajprową lub podmalmską, lub przez dyslokację laramijską (Ra-2), 3 wystąpienie *Lima striata*, 4 wzorcowe profile dolnego wapienia muszlowego (Kr) w facji krakowsko-śląskiej (Siedlecki 1952) i (Św) świętokrzyskiej (Senkowiczowa 1957)

Correlation of borehole profiles in the Lower Muschelkalk

R Röt. Lower Muschelkalk: M marly series (mainly the whole lower part of the Lower Muschelkalk), F undulated series; Cracow-Silesian facies (Kr.): G Górażdża beds, T Terebratula beds, K Karchowice beds, DK epigenetic dolomite; Holy Cross Mts. facies (Św.): Ł Łuków beds, L *Lima striata* beds, M-L complete profile of a clumpy-undulated type. 1 stratigraphic continuity between the Lower and Middle Muschelkalk, 2 degradation of the Lower Muschelkalk below the sub-Keuper or the sub-Malm surface, or its truncation by the Laramide dislocation (Ra-2), occurrence of *Lima striata*, 4 standard profiles of the Lower Muschelkalk (Kr) in the Cracow-Silesian facies (Siedlecki 1952) and (Św) in the Holy Cross Mts. facies (Senkowiczowa 1957)

striata paralelizowane są z warstwami terebratulowymi i karchowickimi facji krakowsko-śląskiej (Senkowiczowa & Szypersko-Sliwczynska 1961).

Omówione siedem profilów dolnego wapienia muszlowego facji krakowsko-śląskiej i cztery profile facji świętokrzyskiej dają na zestawieniu (fig. 9) zbiór korelujący się wzajemnie mimo różnic miąższości, spowodowanych zapewne nierównomiernym obniżaniem dna w czasie sedymentacji (Tokarski 1962a, b). Klasyczne profile, ustalone przez S. Siedleckiego (1952) i H. Senkowiczową (1957) na wychodniach wapienia muszlowego w obu wzorcowych regionach, wchodzą w ten zbiór w polu zbliżonym do jego średnich wartości.

Na tym tle wiercenie Ma, w strefie występowania świętokrzyskiej facji dolnego wapienia muszlowego, ze zbyt małą miąższością warstw łukowskich, może być lokalnym wyjątkiem, tym bardziej że w trzech innych wierceniach (Nw-4, Pac i P-10) warstwy całego dolnego wapienia muszlowego mają teksturę „gruzłowo-falistą“, przy czym w dwóch ostatnich wierceniach w górnej części tych warstw występuje forma *Lima ex gr. striata* Schloth. Profile te mogą odpowiadać całkowitemu zanikowi wapienia skalistego warstw łukowskich w obrębie facji świętokrzyskiej.

Przebieg granicy facji krakowsko-śląskiej i świętokrzyskiej. — Linia graniczna obu facji przebiega ogólnie od północnego zachodu na południowy wschód na odcinku 60 km, tworząc dwie wysunięte ku południowi zatoki facji świętokrzyskiej — zachodnią o długości 25 km i wschodnią długości 11 km. Linia ta zostawia po stronie facji krakowsko-śląskiej wiercenia St-1, Ra-1, Ob-3, Md-1, Sł-1, T-3 i M-3, a po stronie facji świętokrzyskiej wiercenia Ra-2, Pac, Ż-1, Sw-9, Ma, P-10, Nw-7 i Nw-4. Ponieważ, jak zaznaczyłem wyżej, dolny wapień muszłowy w wiercieniu P-10 wykazuje litologię dość wyjątkową w obrębie facji świętokrzyskiej, istnienie wschodniej zatoki jest hipotetyczne.

Ważne jest to, że na omawianym obszarze natrafiono na daleki wschodni zasięg krakowsko-śląskiej facji dolnego wapienia muszlowego, mimo że od klasycznych wychodni tego regionu facjalnego strefa badanych wierceń oddzielona jest strukturami pogrzebanymi, pozbawionymi utworów wapienia muszlowego, częściowo wtórnie (Zaręczny 1894, Stemplak & Jawor 1963). Należy podkreślić, że jest to nie tylko zasięg samego typu facjalnego, ale także związanej z nim epigenetycznej dolomityzacji.

Litostratygrafia dolnego wapienia muszlowego siedmiu profilów wiertniczych omawianego obszaru nawiązuje w ogólnych zarysach do litostratygrafii dolnego wapienia muszlowego typu krakowsko-śląskiego. Jednak jeden z tych profilów, M-3, dość gęsto rdzeniowany, już przy opisywaniu go w 1949 r. zwrócił moją uwagę, gdyż posiada pewne bardziej szczegółowe elementy tego właśnie podziału (fig. 7).

Dolna część wapienia muszlowego jest tu utworzona z piaskowca glaukonitowego, horyzontu przewodniego dla najwyższego retu (Tokarski 1962a). Nad nim

leży wapień krynoidowy, a wyżej wapienie przekładane marglami o warstwowaniu na przemian poziomym i „falistym“, ze szczątkami kolców jeżowców i *Lima ex gr. striata* Schloth. w górnej części. Są to warstwy odpowiadające warstwowaniu z „*Pecten* i *Dadocrinus*“ S. Siedleckiego (1952). Nad nim leżą typowe wapienie faliste, odpowiednik wapieni falistych i międzyfalistych. Przykryte są one przez szare, ziarniste dolomity jamiste, co wskazuje na ich epigenetyczną naturę. Nad nimi nawiercone były żółtawe, margliste dolomity syngenetyczne, przykryte anhydrytami, a zatem utwory przewodnie dla środkowego wapienia muszlowego.

Podłoże wapienia muszlowego

W omawianych profilach pod utworami wapienia muszlowego występuje w ciągłości sedymentacyjnej zespół dolomitów i margli dolomitycznych górnego i środkowego retu z *Myophoria costata* Zenk., o miąższości do 90 m. W kilku profilach (M-3, Nw-4, Nw-7, Ra-2 i Ż-1) pomiędzy utworami retu i dolnego wapienia muszlowego pojawiają się piaskowce glaukonitowe lub piaszczyste margle glaukonitowe najwyższego retu o miąższości od kilku metrów do 17,67 m (Tokarski 1962a)². Natomiast wśród utworów dolomitycznych górnego i środkowego retu, lub w ich dolnej części, wyodrębnia się zespół dolomitów i margli dolomitycznych o miąższości do 40 m, przekładanych warstwami i warstewkami anhydrytu i gipsu, oraz często przetkanych żyłkami anhydrytowymi i gipsowymi.

Dolny ret reprezentowany jest przez pstre pelity o miąższości do 218 m, w których najwyższej części J. Czarnocki (1956) znalazł formę *Myophoria costata* Zenk. Pelity te leżą wprost na nierównej powierzchni pohercyńskiej, lub są podesełane brekcją transgresywną o miąższości ponad 10 m. Tylko miejscami pod pstryimi pelitami dolnego retu zostały nawiercone piaskowce środkowego i dolnego pstręgo piaskowca, a także fragmenty utworów piaskowcowych należących być może do cechsztynu i czerwonego spągowca, które wypełniają depresje powierzchni pohercyńskiej.

TEKTONIKA LABIŃSKA ORAZ STARO- i ŚRODKOWOKIMERYJSKA

Metoda przekrojów „syntetycznych“ i rzeczywistych

Dla ilustracji struktur labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich służy przedstawiona poniżej metoda przekrojów „syntetycznych“

² Profil wiercenia Ż-1 podaję według opisu J. Czarnockiego (1956), reinterpretowanego przez H. Senkowiczową (1959). Dolną granicę wapienia muszlowego kładę na górnej granicy piaszczystych margli z glaukonitem, poniżej których zaczynają się wkładki i przerosty anhydrotowe w wapieniach, marglach i dolomitach. W tym ujęciu leży ona o 62,3 m wyżej niż w ujęciu J. Czarnockiego, a o 23 m wyżej niż w ujęciu H. Senkowiczowej. W ten sposób wapienie z członami liliowców znalazły się w tym profilu w obrębie utworów retu. Na możliwość występowania członów liliowców w recie zwróciła uwagę H. Senkowiczowa (1959), która znalazła je w wierceniu Mid-1 wraz z *Myophoria costata* Zenk.

i rzeczywistych. Metodę tę zastosowałem już uprzednio przy analizie wglębnej budowy sąsiedniej struktury Niwisk (Tokarski 1962b). Metoda ta została tam określona jako „kombinacje przekrojowe“ i dotyczyła mniej złożonych form, niż struktury przedstawione w tej pracy.

Pary i trójki profilów zostały ujęte w „syntetyczne“ przekroje o kierunku północnym i północno-wschodnim (fig. 2—5), to znaczy mniej więcej w poprzek stwierdzonego lub przypuszczalnego dzisiejszego biegu warstw utworów podmiocenijskich. Jeden przekrój jest łamany (fig. 7), a jeden na ogół równoległy do dzisiejszego biegu warstw (fig. 6).

Wzajemne odległości profilów na tych przekrojach zostały zmniejszone tak, aby granice litostratygraficzne z każdego profilu, ekstrapolowane poza jego linię zgodnie z upadem warstw zaobserwowanym w rdzeniach, łączyły się pomiędzy profilami w sposób ciągły. Wrażenie ciągłości możliwie największej ilości granic zostało wywołane przez odpowiednie przesunięcie profilów względem siebie w pionie. W ten sposób można było uzyskać w każdym „syntetycznym“ przekroju obrazy dwóch różnowiekowych struktur.

Jednym obrazem jest odwzorowanie przekroju struktury labińskiej pod śladem powierzchni transgresji kajpru oraz struktury staro- i środkowokimeryjskiej pod śladem powierzchni transgresji malmu. Obraz ten został świadomie zniekształcony, dla uwydatnienia znaczenia każdego profilu w rekonstrukcji struktur labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich, przez uwidocznienie niezgodności kątowe, oraz konsekwentne narastanie luk stratygraficznych, w zależności od kolejności profilów w przekroju.

Drugi obraz przedstawia strukturę laramijską, nałożoną na formy labińskie oraz staro- i środkowokimeryjskie, widoczną zwłaszcza w wygięciach śladu powierzchni podmalmskiej.

Obraz ten jest zupełnie fikcyjny, ponieważ w rzeczywistości prawie każdy profil znajduje się w obrębie jakiejś oddzielnej formy laramijskiej. Został on jednak celowo przedstawiony, dla zobrazowania minimum możliwych przekształceń, jakie spowodowała tektonika laramijska w strefie struktur labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich.

Przejście od przekrojów „syntetycznych“ do rzeczywistych (fig. 2a) i do mapy paleogeologicznej (fig. 1) polegało na znalezieniu intersekcji poszczególnych granic z powierzchnią podkajprową i podmalmską, traktowanymi jako płaszczyzny odniesienia, a druga z nich ponadto jako płaszczyzna pozioma ze śladem jej przecięcia się z pierwszą. Przy tych konstrukcjach nie operowałem już upadami widocznymi w rdzeniach (poza przypadkami wyraźnych niezgodności kątowych) i prowadziłem granice na przekrojach jako linie proste, w przybliżeniu równoległe, przy uwzględnieniu pierwotnych zmian miąższości poszczególnych kom-

pleksów litostratygraficznych. Z konstrukcji tej wynika, że upady warstw w strukturach labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich nie są większe od 3° , tak że widoczna w rdzeniach wiercenia St-1 podkajpnowa niezgodność kąтова 7° zdaje się być wyjątkiem.

Struktury labińskie oraz staro- i środkowokimeryjskie

Formy tektoniczne wapienia muszlowego

Fakt ocalenia utworów górnego wapienia muszlowego pod powierzchnią podkajpnową w trzech profilach (Ob-3, St-1 i Ż-1 — fig. 1—4) skłania mnie do poglądu o równoleżnikowym przebiegu osi starokimeryjskiej północnej struktury antyklinalnej, którą nazywam antykliną Pacanowa. Oś ta kieruje się przez profile Pac i Ra-1, w których brak jest utworów górnego i środkowego wapienia muszlowego pod powierzchnią podkajpnową w pierwszym z nich, a pod powierzchnią podkelowejką w drugim. Przebieg północnego skrzydła tej struktury został ekstrapolowany hipotetycznie jedynie w oparciu o dane profilu wiercenia Ra-2. Co do niego bowiem, na skutek trzykrotnego przecięcia go przez rozdwojoną ku dołowi laramijską dyslokację skotnicką (fig. 2), potomnie uruchomioną w miocenie (Czarnocki 1939, Tokarski 1962a)³, nie można być pewnym, czy właśnie ona nie spowodowała braku górnego i środkowego wapienia muszlowego. Wschodnie zakończenie peryklinalne labińskiej antykliny Pacanowa może wynikać z pełnych profili wapienia muszlowego z wierceń T-3 i M-3, wysuniętych daleko w tym kierunku.

Na południe od wierceń Ob-3, St-1, Ra-1 i Ż-1, w wierceniu Md-1 (fig. 4) istnieje tylko najniższa część dolnego wapienia muszlowego, leżącego bezpośrednio pod powierzchnią podmałmską. Profil ten zajmuje w przybliżeniu centralne położenie w obrębie staro- lub środkowokimeryjskiej perykliny Mędrzechowa, zanurzającej się ku WNW. Forma ta została wyrysowana w oparciu o przekroje poprowadzone od wiercenia Md-1 ku NNE i WNW do wierceń Ż-1 i St-1, gdzie pod powierzchnią podkajpnową zachował się górny wapień muszlowy. Natomiast dalej ku południowi w wierceniu Sw-9, pod kelowejem została napotkana dolna część środkowego wapienia muszlowego.

Podnoszenie się osi perykliny Mędrzechowa ku SEE znajduje potwierdzenie w wierceniu N-3 (fig. 5), gdzie bezpośrednio pod kelowejem leżą warstwy górnego i środkowego retu (fig. 5).

Grupa wierceń Ma, St-1, P-10 i Nw-7 rozmieszczona jest ogólnie w kierunku NW-SE, na łuku wypukłym ku południowemu zachodowi. We wszystkich wierceniach występują tutaj jedynie utwory dolnego wa-

³ Przy obserwacjach i rozważaniach związanych z antykliną Pacanowa korzystałem z nieopublikowanych wyników prac terenowych K. i J. Kiciułów oraz W. Moryca, uprzejmie udostępnionych mi przez tych geologów.

pienia muszlowego. W wierceniach P-10, usytuowanym na wypukłości wspomnianego łuku, nawiercono je pod utworami malmu, a w pozostałych wierceniach — pod kajprem. Natomiast na NE od tej linii w dwóch wierceniach T-3 i M-3 pod powierzchnią podkajprową napotkano utwory górnego wapienia muszlowego.

Z przedstawionego powyżej materiału można wnioskować o istnieniu poprzecznie zundulowanej monokliny Trzciany, pochylonej ku północnemu wschodowi. Jest to jakby oderwane i przemieszczone o 7 km w tymże kierunku północno-wschodnie skrzydło perykliny Mędrzechowa. U wschodniego krańca monokliny Trzciany, na wschód od wiercenia Nw-4, wapień muszlowy, nawiercony tam pod kajprem, prawdopodobnie wychodzi na powierzchnię podmiocenijską razem z kajprem. Biegi są tutaj południkowe, a upady zachodnie pod kątem 15—30° (Tokarski 1962b). Tu widocznie ruchy laramijskie oderwały i do tego stopnia przekształciły południowo-wschodni kraniec monokliny Trzciany, że został on obrócony i znalazł się następnie w zasięgu denudacyjnej powierzchni przedmiocenijskiej.

Tektonika pokrywy kajprowo-retyckiej

Utwory kajprowo-retyckie leżą niezgodnie i przekraczają na utworach wapienia muszlowego, co świadczy o znaczeniu labińskiej fazy ruchów. Utwory kajpro-retyku jednak, wraz z powierzchnią podkajprową, ścięte są z kolei powierzchnią podmalmską, powstałą po ruchach staro- i środkowokimeryjskich. W rezultacie tych kilku faz ruchów szczególnie wyraźnie wyodrębniła się peryklina Mędrzechowa, która jest pozbawiona pokrywy kajprowo-retyckiej, obrzeżającej ją regularnie tylko od strony północnej. Pokrywa ta, wypełniając depresję labińską, wyznaczoną wierczeniami Ob-3, St-1 i Ż-1, w intersekcji przebiega niezgodnie w stosunku do struktur labińskich, w których skład wchodzi wapień muszlowy, istniejący w jej podłożu dalej ku północy. Leży tam ona przekraczając na antyklinie Pacanowa, której zachodnia część zapewne jeszcze dofałdowała się podczas ruchów staro- i środkowokimeryjskich i została zdenudowana przed transgresją malmu. Natomiast labińska monoklina Trzciany, cała pokryta niezgodnie leżącym kajprem, za wyjątkiem wiercenia P-10 na jej podniesionym brzegu, prawdopodobnie była już formą usztywnioną w czasie ruchów staro- i środkowokimeryjskich. Zaburzenia jej wschodniego krańca są późniejsze, laramijskie (fig. 1).

Przekształcenia struktur labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich w fazie laramijskiej i śródmiocenijskiej

Silnie zaakcentowane ruchy laramijskie, mimo zasadniczych przekształceń, jakich dokonały w strukturach labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich, nie zmieniły obrazu intersekcji tych ostatnich na mapie.

Dlatego nie wnoszę zarysu form laramijskich na mapę paleogeologiczną (fig. 1), aby nie zaciemniać obrazu dokonanej rekonstrukcji. Jedyne sieć linii dyslokacji laramijskich, poprzecznych i podłużnych, ponownie uruchomionych w fazie ruchów śródmioceńskich, została nałożona na mapę paleogeologiczną (fig. 1). Ich wpływ na dzisiejszą intersekcję na mapie uprzednio powstałych struktur zaznaczony został hipotetycznie jedynie tam, gdzie (np. w środkowej części antykliny Pacanowa i na wschodnim krańcu monokliny Trzciany) przyjmowane są młode poziome przesunięcia poprzeczne. Poza tym północno-zachodni kierunek podłużnych dyslokacji laramijskich podkreśla niezgodność kierunku tych młodych form tektonicznych względem struktur labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich o bardziej równoleżnikowych kierunkach.

Omówiona strefa labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich struktur wapienia muszlowego Przedgórze posiada zapewne szerszy zasięg ku północy i północnemu zachodowi. Natomiast ku północnemu wschodowi i wschodowi (fig. 1) głębokie obramowanie tej strefy ma charakter dyslokacyjny. Dyslokacje laramijskie wyniosły tutaj wysoko podłoże triasu tak, że dostało się ono następnie w strefę zasięgu uformowanej później denudacyjnej powierzchni podmiocenińskiej. Możliwe jest przy tym, że północno-wschodnia strefa dyslokacyjna była już czynna w czasie ruchów labińskich. Nie jest bowiem wykluczone, że na północny wschód od niej kajper leży wprost na utworach dolnego karbonu (Tokarski 1962b).

Dalej ku południowemu wschodowi utwory wapienia muszlowego na Przedgórzu Karpat zostały zerodowane przed transgresją malmu. W tym bowiem kierunku, w przedłużeniu wznoszącej się osi perykliny Mędrzechowa o 30 km na wschód od wiercenia N-3, wiercenie Ps weszło pod utworami keloweju wprost w skały prekambriu.

W odległości około 12 km na SW od wiercenia Sw-9 nawiercono wschodni kraniec obszaru pozbawionego wapienia muszlowego (w dużej mierze erozyjnie — Stemulak & Jawor 1963). Wapień muszłowy pojawia się dopiero w wychodniach koło Krzeszowic, na zachód od Krakowa (Zaręczny 1894).

FAZY MIGRACJI WĘGLOWODORÓW ORAZ FACJALNE I TEKTONICZNE UZASADNIENIE MOŻLIWOŚCI ISTNIENIA PUŁAPEK ZŁOŻOWYCH

Zarysy zachowanych części łagodnych struktur labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich widoczne są jak w palimpseście poprzez skomplikowaną budowę młodszej pokrywy. Na tle przypuszczalnej i już w różnym stopniu rozpoznanej migracji węglowodorów Przedgórze od ich najstarszych skupień do dzisiejszych złóż, jako procesu rozwijającego się poprzez poszczególne fazy koncentracji i dekoncentracji, zrekonstruowanie form labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich, „czynnych“

w jednej z tych faz, może mieć swoje znaczenie. Specjalnie charakterystyczne dla nowoczesnego syntetycznego ujęcia problemu migracji węglowodorów w ciągu geologicznej historii Przedgórze jest nieopublikowane opracowanie J. Strzetelskiego, uprzejmie mi udostępnione⁴.

Sięgnięcie ku wschodowi aż po rejon Mielca przejawów epigenetycznej dolomityzacji wapieni warstw gorazdeckich i karchowickich, typowej przecież dla okolic położonych na zachód i północny zachód od Krakowa, mówi o dużych ówczesnych możliwościach migracji roztworów dolomityzujących, wzdłuż tych wapieni. Migracja umożliwiona dla tych roztworów w mezozoiku, mogła też być możliwa dla węglowodorów wówczas, później i może się odbywać w tych wapieniach również i dzisiaj, choć może pochodzić z innych dróg wejściowych i przebiegać w innych kierunkach.

Granica facji krakowsko-śląskiej z facją świętokrzyską wapienia muszlowego może się okazać granicą przepuszczalności dla warstw gorazdeckich i karchowickich. Może ona stwarzać pułapki złożowe dla węglowodorów w kombinacji z resztkami struktur labińskich oraz staro- i środkowokimeryjskich, oraz z dzisiejszymi laramijskimi formami węglowymi, obramowanymi przez dyslokacje, które ożyły w miocenie.

Z powyższych rozważań wynika, że skomplikowana facjalna i tektoniczna problematyka wapienia muszlowego przedgórze polskich Karpat może mieć znaczenie nie tylko teoretyczne.

*Katedra Geologii Złóż Ropy i Gazu
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, Al. Mickiewicza 30
Kraków, w listopadzie 1964 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ASSMANN P. 1925. Die Tiefbohrung Oppeln. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 46. Berlin.
- 1929. Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. — Ibidem, Bd. 50.
- 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias, T. II Der Muschelkalk. — Abh. Reichsamts Bodenforsch., N.F., H. 208. Berlin.
- CZARNOCKI J. 1939. Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. (Field work in the Święty Krzyż Mountains in 1938). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 15. Warszawa.
- 1948. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947 (Guide pour XX Réunion de la Société Géologique de Pologne dans les Montagnes de Ste Croix en août 1947). — Roczn. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 17. Kraków.

⁴ Strzetelski J. 1962. Rola historycznej tektoniki w ocenie szans roponośności Przedgórze. Maszynopis. Instytut Naftowy. Kraków.

- 1956. Prace geologiczne. T. 5. Surowce mineralne w Górach Świętokrzyskich. Wyd. pośmiertne pod red. K. Pawłowskiej i S. Pawłowskiego. — Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), Warszawa.
- KARNKOWSKI P. & GŁOWACKI E. 1961. O budowie geologicznej utworów podmiocenijskich przedgórze Karpat środkowych (Geological structure of sub-Miocene sediments of the middle Carpathian Foreland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 5. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A. 1959. Wapień muszlowy północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na zachód od Skarżyska-Kamiennej (The Muschelkalk on the northern border of the Holy Cross Mts. west of Skarżysko-Kamienna). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 29, z. 1. Kraków.
- KOTAŃSKI Z. 1961. Tektonogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatruque dans les Tatras). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 11, nr 2/3. Warszawa.
- KOWALCZEWSKI B. 1926. O wapieniu muszlowym na zboczach południowych Gór Świętokrzyskich między rzeką Łośnią a Czarną Nidą (Sur le Muschelkalk du versant méridional du Massif de Święty Krzyż entre la Łośnia et la Czarna Nida). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, t. 3. Warszawa.
- KUŹNIAK C. 1932. Złóża miedzi w okolicy Siewierza (Bleierzlagerstätten der Umgegend von Siewierz). — *Ibidem*, t. 7.
- MORYC W. 1961. Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa (Geological structure of the region of Lubaczów). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 3. Kraków.
- OBUCHOWICZ Z., OLEWICZ Z. R., TOKARSKI A. & WDOWIARZ S. 1959. Obecny stan rozpoznania geologicznego i możliwości odkrycia nowych złóż ropy i gazu w Polsce (The present state of geological recognition and the possibilities of new oil and gas discoveries in Poland). — *Nafta*, nr 4. Katowice.
- PASTWA-LESZCZYŃSKA C. & ŚLIWIŃSKI S. 1960. Występowanie glonów (Dasycladaceae) w dolomitach kruszonośnych okolic Chrzanowa (Algae [Dasycladaceae] from ore-bearing dolomites in the vicinity of Chrzanów). — *Kwartalnik Geol.*, t. 4. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. 1957. Wapień muszlowy na południowym zboczach Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem (The Muschelkalk on the southern slope of the Święty Krzyż Mts. between Czarna Nida and Chmielnik). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 122. Warszawa.
- 1959. Środkowy trias na obszarze zapadliska przedkarpaccyjskiego (The Middle Trias on the area of the Pre-Carpathian depression). — *Kwartalnik Geol.*, t. 3, z. 1. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. & SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A. 1961. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 8. Trias (Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Fasc. 8. Triassic). Inst. Geol. Warszawa.
- SIEDLECKI S. 1952. Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwa-
czalą (Geologiczne obrazowanie i ułamek między Chrzanowem i Kwa-
czalą). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 60. Warszawa.
- STEMULA J. & JAWOR E. 1963. Wgłębna budowa geologiczna przedgórze Karpat na obszarze na zachód od Dunajca i Wisły (Deep geological structure of the Carpathian Foreland in the area west of the Dunajec and the Vistula rivers). — *Kwartalnik Geol.*, t. 7. Warszawa.
- TOKARSKI A. 1962a. Über die „statistische“ Stratigraphie des Rötis aus den Bohr-

profilen des polnischen Karpathenvorlandes. — Freiburger Forschungsh. C, 124. Freiberg/Sa.

— 1962b. Struktura Niwisk (La structure de Niwiska). — Prace Geol. PAN Oddz. w Krakowie, nr 13. Kraków.

WIDOWIARZ J. 1954. Zarys wstępnej tektoniki strefy na południowy wschód od Gór Świętokrzyskich. — Prace Spec. I.G. Warszawa.

ZARĘCZNY S. 1894. Atlas geologiczny Galicji, z. 3. Kom. Fizjogr. Akad. Um. Kraków.

A. TOKARSKI

MUSCHELKALK IN THE SUBSURFACE GEOLOGY OF THE POLISH CARPATHIAN FORELAND

(Summary)

ABSTRACT: The Lower Muschelkalk of the Carpathian Foreland, found in 15 boreholes between Mielec and Busko, displays two facial types of development: the Holy Cross Mts. type and the Cracow-Silesian type. The epigenetic dolomitisation of the Muschelkalk, which characterizes certain occurrence areas of the latter facies, is also observable here. The Muschelkalk was subjected to several movements, from the Labinian to the middle-Cimmerian; it was also degraded prior to the Keuper and the Malm transgressions. Both the sub-Keuper and the sub-Malm surfaces were, in turn, deformed and dislocated during Laramide movements. A study of the Lower Muschelkalk facies in relation to its geological structure may prove useful in oil prospecting. The Labinian and middle-Cimmerian tectonics in this area may affect the migration of hydrocarbons.

INTRODUCTION

The observation of core samples and electric logs from 16 borehole sections (fig. 1) in a zone stretching NW from Niwiska near Mielec to the vicinity of Busko has enabled the writer to synthetically analyse the Muschelkalk problem in the Polish Carpathian Foreland. According to current opinions it is the only zone where these deposits have survived the pre-Keuper, pre-Calloviaian and pre-Miocene denudation processes (Zaręczny 1894, Widowiarz 1954, Obuchowicz, Olewicz, Tokarski & Widowiarz 1959, Karnkowski & Głowacki 1961, Moryc 1961, Stemułak & Jawor 1963).

MUSCHELKALK PROFILES

Keuper-Rhaetic and Malm covers

The Keuper transgression onto the Labinian structures of the Muschelkalk is indicated in profiles by its degradation, by borings of lithophags on its upper surface, by transgressive Lower Keuper conglomerate, and by angular discordance (figs. 8, 9). The transgressively overlapping Keuper-Rhaetic series has a total thickness of 179.6 m. In the lower portion it consists of dark Lettenkohle pelites from the Lower Keuper, bearing *Anoplophora* sp. while a marine series containing

numerous intercalations of glauconitic sandstone is clearly distinguishable at the bottom. Higher up occur variegated pelites of the Upper Keuper, overlaid by variegated pelitic-sandstone deposits of the Rhaetic, with *Avicula* cf. *contorta* — bearing sandstone in the top (Pachucki in Tokarski 1962b).

The whole Keuper-Rhaetic series involved in the old-Cimmerian tectonic movements is — in the elevated parts of this younger structure — sheared off by the surface of the Malm transgression. In the profile of borehole N-3 the shearing attained its maximum resulting in the degradation of the whole Muschelkalk down to the Röt deposits (fig. 6)¹.

The degradation surface is transgressively overlaid by Callovian-Oxfordian sediments, up to 92.8 m. in thickness. These begin with Callovian limestones. At the bottom they are sandy or oolitic, with *Patoceras* sp. and *Proplanulites* sp., at the top variegated and with belemnites. Upwards they pass into dark marls with limestones, probably Lower Oxfordian. These are, in turn, overlaid by scyphium limestones of the Upper Oxfordian (locally subjected to epigenetic dolomitisation and dissected by a net of anhydrite veinlets).

Substratum of Muschelkalk

Deposits of the upper and middle Röt, up to 90 m. thick, have been pierced in sedimentary continuity with the bottom portion of the Muschelkalk of the here considered profiles. From the top downwards they are: glauconitic sandstones (locally), dolomites and dolomitic marls containing a fauna with *Myophoria costata* Zenk., with an anhydrite layer in the middle or at the bottom (Tokarski 1962a). Lower down occur variegated pelites of the lower Röt (218 m. in thickness), with *Myophoria costata* Zenk. at their top (Czarnocki 1956).

Still lower down, only fragments of sandstone deposits, from the Middle and Lower Bunter, the Zechstein and the Rotliegendes, occur in the particular profiles, filling in the depressions of the post-Hercynian surface. Variegated pelites of the lower Röt rest mainly on the convexities of the post-Hercynian surface, either directly or separated by a transgressive breccia (Tokarski 1962b).

TWO FACIES OF THE LOWER MUSCHELKALK

The calcareous deposits of the Upper Muschelkalk, up to 65 m. thick, could be distinguished within the profiles only thanks to the presence in their bottom of a characteristic series of the Middle Muschelkalk. It is evaporite in character and consists of dolomites and anhydrites whose original thickness ranged from 5.6 to 45 m.

The Lower Muschelkalk occurs, in turn, between the bottom of these deposits and the top of the Röt sediments, in sedimentary continuity with either of them, and ranges in thickness from 30 to 160 m. It displays two types of facial development: the Cracow-Silesian facies in the south-west of the borehole zone, and the Holy Cross Mts. facies to the north-east of that zone. The two types of profiles

¹ The nomenclature of the pre-Laramide tectonic phases here discussed have been suggested to the writer by Dr. Z. Kortański. This geologist has previously detected traces of the forms here considered in the high-tatric zone of the Tatra Mts. They have there a similar nearly E-W trend as well as a similar amplitude (Kortański 1961).

are separated by a boundary line that follows the whole 60 km. length of the zone, with two bends of the Holy Cross Mts. facies stretching southwards.

The lower part of the Lower Muschelkalk is analogous in its two facies, displaying a thickness from 13 to 17 m. It consists of limestones and marls whose bedding changes alternately from horizontal to undulated (fig. 9). In relation to the Cracow-Silesian type of facies (Assmann 1925, 1929, 1944) they are the equivalents of the "Pecten and Dacocrinus beds" at the bottom and of the Wellenkalk and Intra-Wellenkalk at the top (Siedlecki 1952). In the Holy Cross Mts. facies (Czarnocki 1948, Kowalczewski 1926) they are the equivalents of the Wolica beds in the bottom and the "undulated series" in the top (Senkowiczowa 1957).

In the upper part of the Lower Muschelkalk, which has a total thickness of 32—80 m., the Cracow-Silesian type is represented by the granular or "foamy" limestones. They either correspond to the whole series from the Górażdża beds in the bottom to the Karchowice beds in the top, or, a limestone-marly intercalation in the middle, corresponding to the Terebratula beds. The Holy Cross Mts. equivalent of these lithostratigraphic subdivisions (Senkowiczowa & Szyperko-Śliwczyńska 1961) are the massive limestones of the Łuków beds in the bottom — correlated with the Górażdża beds — and the clumpy-undulated limestones with marls from the Lima striata beds in the top. The last mentioned beds yielded a fauna with *Lima striata* in the profiles under description. According to H. Senkowiczowa (1957) and A. Kleczkowski (1959) this form does not pass above the upper boundary of the Lower Muschelkalk.

The thicknesses of borehole profiles of the Lower Muschelkalk from the two facies in the area here considered, are of such amplitudes, that the typical surface profiles from these two classic regions (Siedlecki op. cit., H. Senkowiczowa op. cit.) represent the mean thicknesses (fig. 9). Changes in thickness seem to correspond with a differentiated subsidence of the sedimentary basin.

In the Holy Cross Mts. facies the profiles which deviate from the standard type owing to either the insufficient thickness of the massive limestone in the Łuków beds (Ma), or to the complete lack of the latter (Nw-4, Pac, P-10), may result from lateral facial changes within this type.

The Cracow-Silesian facies of the Lower Muschelkalk in the borehole zone here considered is also indicated by the occurrence of dolomitisation — very characteristic for this facies — of limestones of the Górażdża, Terebratula and Karchowice beds. This dolomitisation is connected with their permeability to the dolomitising fluids (Kuzniar 1932). The most eastern profile of this facies, M-3, gives a more exact lithostratigraphic division of the Cracow-Silesian type of facies, showing the presence in its upper part (figs. 7, 9) of epigenetic dolomite.

LABINIAN, OLD-CIMMERIAN AND MIDDLE-CIMMERIAN MOVEMENTS

The "synthetic" and the real section method

The construction of a palaeogeologic map (fig. 1) of the heterogeneous Labinian, old- and middle-Cimmerian forms was preceded by the preparation of "synthetic" sections (figs. 2—7). By diminishing the distances between the profiles and a corresponding vertical shifting it was made clear what significance is assignable to every particular profile in the reconstruction of structures of Labinian (pre-Keuper), old-Cimmerian and middle-Cimmerian (pre-Malm) movements (angular discordances, as well as the consequence of lithostratigraphic breaks). The next step was to transfer the respective points onto the real sections (fig. 2a).

Labinian, old-Cimmerian and middle-Cimmerian structures

Tectonic forms of the Muschelkalk

We are dealing here with three major structures of the Muschelkalk whose dip does not, as a rule, exceed 3 degrees, being only exceptionally up to 7 degrees (figs. 1, 8).

They are as follows: in the north the W-E Labinian anticline of Pacanów, farther south the old- and middle-Cimmerian pericline of Mędrzechów, plunging NNW, and the Labinian monocline of Trzciana, inclined NE and stretching in a gentle arch, convex to the SW. The Trzciana monocline is probably the northern limb of the Mędrzechów pericline, broken off and shifted 7 km. to the NE. In the cores of the fold structures and in the elevated part of the monocline the Muschelkalk has been degraded to its lower layers, while it is lacking completely in the elevated part of the Mędrzechów pericline. There, in the section of borehole N-3, Malm deposits overlie Röt sediments, while 30 km. farther east they rest directly on the Precambrian (borehole Ps).

Tectonics of the Keuper-Rhaetic

The Keuper-Rhaetic series lies discordantly on the two structures occurring in the north-eastern part of the area here considered. However, in the centre of the elevated part of the Trzciana monocline (P-10) and in the western part of the Pacanów anticline (Ra-1, Ra-2), this series had been degraded before the Malm transgression. Most probably these structures had been completely formed by the Labinian movements.

On the other hand, only the plunged portion of the Mędrzechów pericline is covered by Keuper deposits, as if normally overlying Muschelkalk, but with a distinguishable stratigraphic break. Hence, this is the youngest one of the three above mentioned structures, and its formation may be referred to the old- and middle-Cimmerian movements.

Younger deformations of the Labinian, and old- and middle-Cimmerian structures

The Laramide movements, which played an important role in the sub-surface geology of the Carpathian foreland, are responsible for the deformation of the old- and middle-Cimmerian structures. Nevertheless, in the vertical projection they did not substantially distort the present picture of the palaeogeologic map. An exception is presented by the eastern periphery of the Trzciana monocline which has been rotated and elevated in a manner that subsequently placed it within the range of the sub-Miocene denudation surface. Another exception is presented by the transversal Laramide dislocation, directed NE, rejuvenated during the Miocene (Czarnocki 1939), which may have disturbed the central part of the Pacanów anticline.

The lines of the longitudinal Laramide dislocations, rejuvenated in the Miocene, when transferred onto the map shown in fig. 1, depict the oblique discordance of the Laramide structural arrangement in relation to the Labinian-Cimmerian system. Laramide strikes are directed north-west, while the Labinian-Cimmerian trends are nearer to W-E.

PHASES OF HYDROCARBON MIGRATION, WITH TECTONIC
AND FACIAL SUGGESTIONS ON THE PRESENCE OF POOL TRAPS

A reconstruction of the tectonic forms due to Labinian, old- and middle-Cimmerian movements, in addition to its significance in methodology and geological knowledge, also provides valuable suggestions in regard to two aspects of oil prospecting in the Carpathian foreland.

On the one hand it consists in the reconstruction of the structural relations of one of the phases of hydrocarbon migration from the original concentrations to the present pools.

On the other hand the faical boundary between the permeable limestones of the Górażdża and Karchowice beds and the impermeable limestones of the Luków and Lima striata beds provides a possibility for the formation of traps for hydrocarbons in combination with the geological structure. This is all the more probable in view of the supposition that this boundary had been an obstacle for the dolomitizing fluids in the vicinity of the borehole profile M-3.

*Department of Geology
of the Oil and Natural Gas Resources
at the College of Mining and Metallurgy Engineering
Kraków, Al. Mickiewicza 30
Cracow, November 1964*
