

CZESŁAW PESZAT

Litologia jurajskich skał węglanowych między Tokarnią a Chmielnikiem

STRESZCZENIE: W pracy przedstawiono wyniki badań litologicznych nad utworami jurajskimi (kelowej-kimeryd) SE części obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, między Tokarnią a Chmielnikiem. Utwory te wykazują duże zróżnicowanie facjalne, co ilustrują liczne profile syntetyczne zestawione dla różnych jednostek tektonicznych. Z badań mikroskopowych i chemicznych wynika, że w omawianych utworach nie ma żadnego związku między zawartością węglanu wapnia, a genezą materiału skalnego, zmienność zaś składu chemicznego związana jest wyłącznie z zaznaczającym się w pewnych okresach wpływem lądu. Z własności fizycznych wynika, że omawiane utwory wykazują różny stopień lityfikacji, co nie jest związane z ich wykształceniem strukturalnym. Uzyskane wyniki badań pozwoliły wyciągnąć szereg wniosków dotyczących warunków sedimentacji, przemian diagenetycznych i panujących wówczas stosunków paleogeograficznych.

WSTĘP

Wapień górnej jury pd.-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich znane były już od dawna i stanowiły przedmiot wielu opracowań. Publikacje dawniejszych badaczy (Pusch, Zeuschner, Hempel, Michalski), datujące się jeszcze z ubiegłego wieku, posiadają obecnie znaczenie historyczne. Pierwsze dokładne opisy utworów jurajskich z podaniem podziału stratygraficznego oraz stosunków paleogeograficznych znajdujemy dopiero w opracowaniu J. Lewińskiego (1912). Z okresu późniejszego znane są liczne komunikaty J. Czarnockiego (1922, 1925, 1926, 1927, 1928, 1931, 1932, 1936), w których wymieniony autor przedstawił szereg poglądów na stratygrafię i budowę geologiczną omawianego obszaru. Do podstawowych należą tu prace H. Świdzińskiego (1931, 1932), w których opisanych jest wiele szczegółowych profilów oraz omówiona jest stratygrafia terenów położonych między Małogoszczem a Czarną Nidą, ponadto znajduje się pierwsza mapa stratygraficzno-litologiczna fałdu skórковского. E. Senkowicz (1959), opisując utwory kredowe w obszarze między Jędrzejowem a Nidą, podaje szereg uwag dotyczących serii jurajskiej. C. Peszat i M. Moroz-Kopczyńska (1959) charakteryzują pod względem litologicznym i chemicznym poszczególne ogniwa jury w profilu między

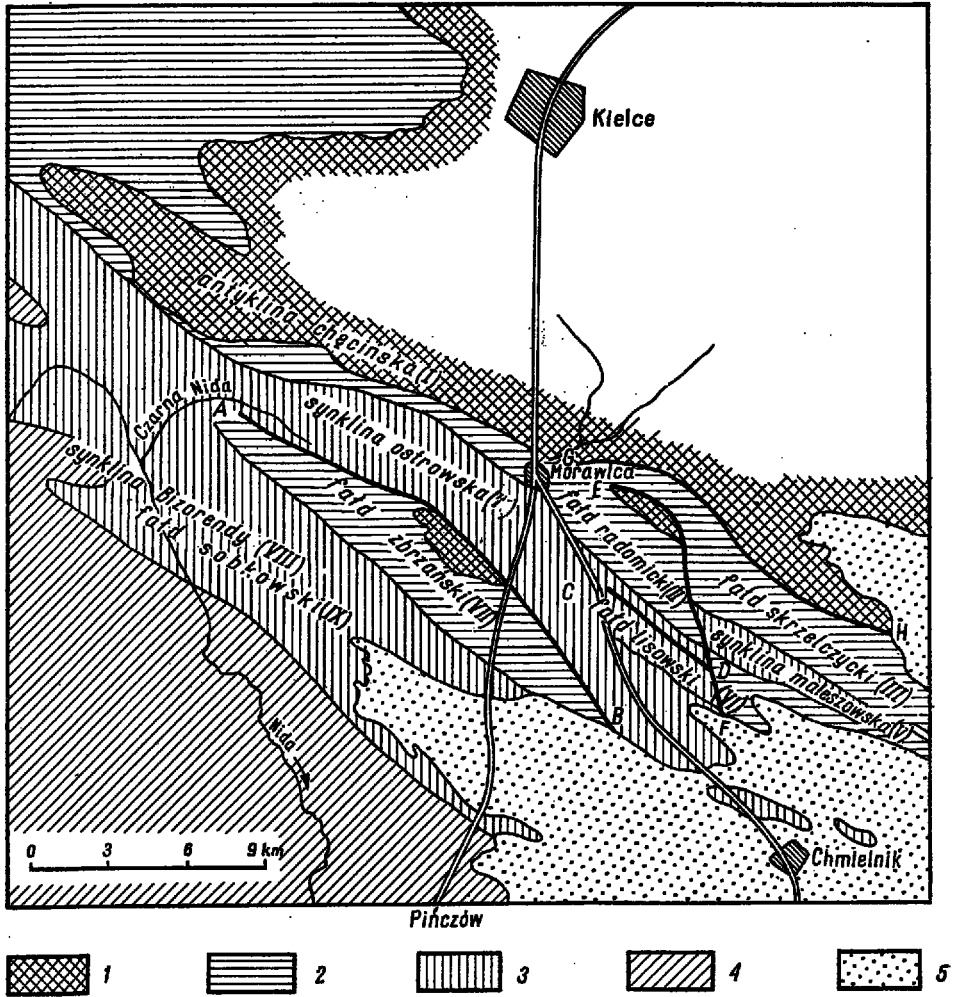


Fig. 1

Schematyczna mapka strukturalna utworów mezozoicznych południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (według H. Senkowiczowej (1957) z uzupełnieniami autora) 1 paleozoik, 2 trias, 3 jura, 4 kreda, 5 trzeciorzęd. A-B, C-D, E-F, G-H dyslokacje i nasunięcia

A sketch map of the structure of the Mesozoic deposits of the southern margin of the Holy Cross Mts. (after H. Senkowicz (1957) supplemented by the writer) 1 Palaeozoic, 2 Triassic, 3 Jurassic, 4 Cretaceous, 5 Tertiary. A-B, C-D, E-F, G-H dislocations and overthrusts. I-IX major synclines and anticlines: I Chęciny anticline, II Radomice fold, III Skrzelczyce fold, IV Ostrów syncline, V Maleszów syncline, VI Lisów fold, VII Zbrza fold, VIII Bizorenda syncline, IX Sobków fold

Wolicą a Sobkowem. C. Peszat (1960, 1961, 1962) w krótkich sprawozdaniach omawia litologię keloweju oraz wapieni pasiastych najwyższego astartu. Równocześnie zajmuje się on występowaniem ciemnych wapieni w górnej jurze.

W niniejszym opracowaniu przedstawione zostały wyniki badań prowadzonych nad utworami jurajskimi wschodniej części południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich między Tokarnią a Chmielnikiem. Wschodnie skał jurajskich tworzą tutaj kilka równoległych stref wystąpień, należących do różnych jednostek tektonicznych (fig. 1). Rozmieszczenie poszczególnych pięter jury w obrębie tych jednostek ilustruje mapa geologiczna (fig. 2). Utwory jurajskie badanego obszaru wykazują duże zróżnicowanie w wykształceniu litologicznym. Powyższy fakt spowodował, że dla wydzielonych jednostek tektonicznych zestawiono szereg profilów, które obejmują odrębnie kelowej, oksford i raurak, odrębnie zaś astart i kimeryd. Rozmieszczenie profilów uzależniono od zmian w wykształceniu facjalnym, które zachodzą często na nieznaczących przestrzeniach, stąd też profile zestawiono w niewielkich od siebie odległościach (fig. 2). W przypadku profilów obejmujących niższe ogniwa jury, poziomem odniesienia była stropowa część keloweju, gdy przy astartie i kimerydzie za poziom odniesienia przyjęto zespół wapieni pasiastych najwyższego astartu. Dla obszarów wysuniętych najbardziej ku wschodowi nie udało się zestawić syntetycznych profilów. Związane jest to z zakryciem terenu, brakiem odpowiednich poziomów odniesienia, jak również tektoniką uskókową. Każdy z przedstawionych w pracy profilów zestawiony został na podstawie badań przeprowadzonych w odsłonięciach naturalnych i sztucznych, uzupełnianych obserwacjami materiału zwietrzelinowego. Dlatego też stanowią one syntetyczny obraz ilustrujący stosunki litologiczne oraz zmiany w rozwoju pionowym i poziomym serii, zachodzące w obrębie każdej jednostki tektonicznej. Wydzielone w poszczególnych profilach odmiany litologiczne skał węglanowych scharakteryzowane zostały badaniami mikroskopowymi, chemicznymi i własnościami fizycznymi.

Dla scharakteryzowania składu chemicznego autor wykonał ponad 180 analiz wskaźnikowych na zawartość CaO oraz 63 analiz pięcioskładnikowe. Wykorzystano także i uwzględniono wyniki analiz chemicznych załączone do karty rejestracyjnej dla złoża wapieni oksfordzkich w Morawicy, a poza tym analizy opublikowane uprzednio w pracy C. Peszata i M. Moroz-Kopczyńskiej (1959) oraz w pracy M. Moroz-Kopczyńskiej (1958). W analizach zamieszczonych w tej ostatniej pracy SiO₂ przyjęto jako część nierozpuszczalną.

Biorąc pod uwagę zestawione profile syntetyczne, podkreślono na tle stosunków paleogeograficznych zaznaczającą się w ówczesnym basenie morza jurajskiego zmienność facjalną. Nie wszystkie zagadnienia potraktowane tu zostały w jednakowym zakresie. Część z nich stanowi problem otwarty i wymaga dalszych studiów.

Charakteryzując poszczególne piętra jury, oparto się na wydzieleniach stratygraficznych dawniejszych badaczy, szczególnie zaś na publi-

kacjach J. Lewińskiego, J. Czarnockiego i H. Świdzińskiego. W świetle ostatnich prac J. Kutka (1962b) wydzielenia te wzbudzają pewne zastrzeżenia i mogą ulec zmianom. Problemy stratygraficzno-tektoniczne nie stanowiły przedmiotu moich badań, a wydzielone w górnej jurze piętra są poziomami litostratygraficznymi.

Panu Profesorowi Dr Marianowi Kamińskiemu oraz Pani Profesor Dr Kamili Ciszewskiej za opiekę w czasie wykonywania tej pracy składam serdeczne podziękowanie.

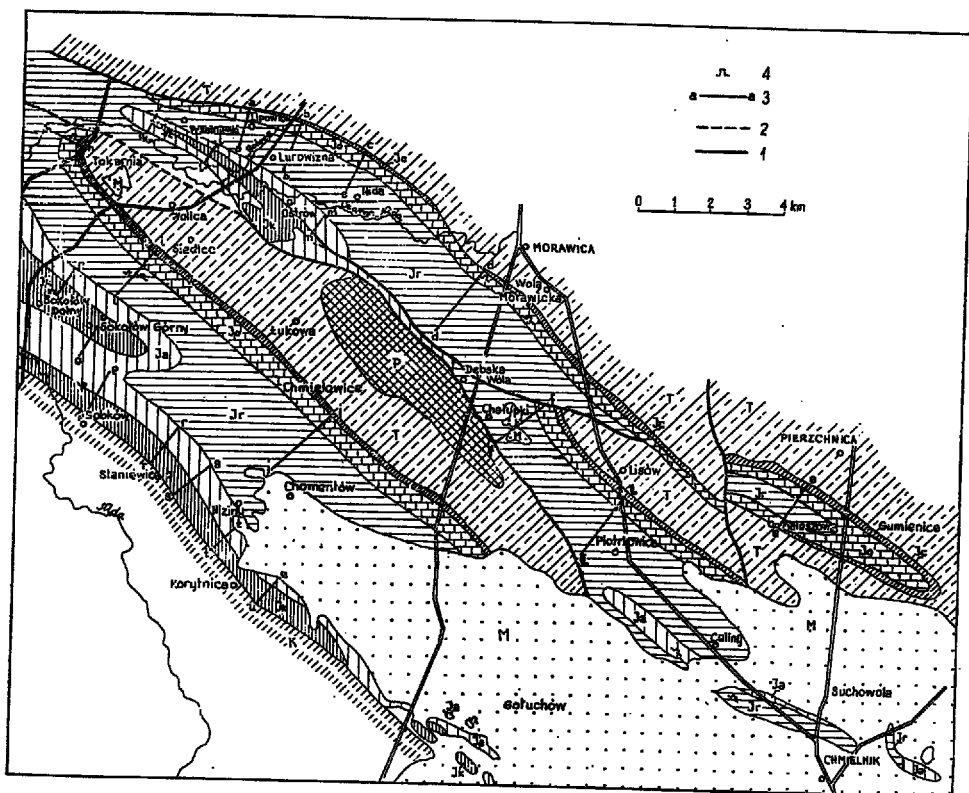


Fig. 2

Mapa geologiczna utworów jurajskich obszaru między Tokarnią a Chmielnikiem (na podstawie mapy geologicznej regionu świętokrzyskiego 1:200000 z uzupełnieniami autora)

P paleozoik, T trias, Jc kelowej, Jo oksford, Jr raurak, Ja astart, Jk kimeryd, K kreda, M miocen; 1 dyslokacje stwierdzone, 2 dyslokacje prawdopodobne, 3 profile syntetyczne (fig. 5-10), 4 ważniejsze kamieniołomy

Geologic map of Jurassic deposits of the area between Tokarnia and Chmielnik (after the geologic 1:200000 map of the Holy Cross Mts. region, supplemented by the writer)

P Palaeozoic, T Triassic, Jc Callovian, Jo Oxfordian, Jr Rauracian, Ja Astartian, Jk Kimeridgian, K Cretaceous, M Miocene; 1 ascertained dislocations, 2 probable dislocations, 3 synthetic profiles (figs. 5-10), 4 larger quarries

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE JURAJSKICH SKAŁ WĘGLANOWYCH

Kelowej

Najniższym ogniwem jury, rozpoczynającym sedymentację omawianych w pracy utworów, jest kelowej, którego miąższość wynosi około 30 m. Opierając się na pracach J. Czarnockiego (1926, 1927, 1931) można zauważyć, że wychodnie keloweju tworzą tutaj długie i wąskie strefy wystąpień o przebiegu NW-SE. Utwory keloweju rzadko leżą na niższych ogniwach jury (batonie), zwykle zaś obserwuje się ich tektoniczny kontakt z kajprem, a nawet z pstrym piaskowcem. Najbardziej ku północy wysunięty pas keloweju obejmuje południowe skrzydło antyklinorium chęcińskiego, dalej zaś ku SE obrzeżenie fałdu radomickiego. Drugi pas związany jest z synkliną maleszowską, trzeci obrzeża od południa fałd lisowski, a czwarty związany jest z fałdem zbrzańskim.

Przeprowadzone badania pozwoliły w obrębie keloweju wydzielić trzy zasadnicze zespoły warstw, które zostaną kolejno scharakteryzowane, idąc od spągu tego piętra.

W spągu keloweju, a być może już w obrębie batonu J. Czarnocki (1932) obserwował w Gumienicach (synklina maleszowska) piaskowce wapienste ze żwirkiem kwarcowym, zawierające faunę pektenowo-krynoidową. Podobny utwór opisał z rejonu Brudzowa (obrzeżenie fałdu radomickiego) J. Lewiński (1912), gdzie faunistycznie stwierdził jego przynależność do keloweju. Niewielka odległość wspomnianych punktów, jak również charakter ilasty batonu wydają się wskazywać, że wyróżniony przez J. Czarnockiego typ litologiczny należałoby również zaliczyć do keloweju. Identyczny osad stwierdziłem także w południowej części synkliny maleszowskiej oraz w Brodach. Widać więc, że ten typ wykształcenia związany jest ze wschodnią częścią wychodni keloweju, obrzeżającego fałd radomicki, i z synkliną maleszowską.

Spągowa część utworów keloweju jest najlepiej widoczna w Gumienicach, gdzie osiąga miąższość około 6 m. Wśród gęsto sypiącej się zwietrzliny wychodzą tu pojedyncze ławice piaszczystych wapieni organogenicznych, o miąższości około 30 cm. Skała w stanie świeżym dosyć zwięzła o barwie jasnoszarej względnie kremowej, przy procesach wietrzenia przybiera brunatno-czerwone zabarwienie i staje się rozsypliwa. Wśród licznych szczątków organicznych można wyróżnić krynoidy, jeżowce, małże oraz mszywioly. Ze składników terrygenicznych obserwuje się ziarna kwarcu, substancję ilastą, a mikroskopowo także skalenie i okruchy skał obcych. Spoiwo składa się z grubokrystalicznego kalcytu.

Badany osad posiada charakter detrytyczny. Aby zbadać zmienność uziarnienia materiału terrygenicznego, wykonano oznaczenia granulometryczne w pięciu próbkach. Próbkę Nr 1 pobrano z partii spągowej odsłonięcia, pozostałe zaś z czterech kolejnych ławic występujących w stro-

Tabela (Chart) 1

Zawartość CaO i uziarnienie składników terrygenicznych w piaszczystych wapieniach organogenicznych keloweju

CaO content and granulometry of terrigenous constituents in sandy organogenic limestones of the Callovian

Nr próbki	CaO %	Mediana (M)	Kwartyla 1 (Q ₁)	Kwartyla 3 (Q ₃)	Współczynnik wysortowania (So)
1	34,34	0,18	0,28	0,13	1,47
2	39,10	0,17	0,27	0,07	1,97
3	47,95	0,14	0,24	0,03	2,83
4	50,03	0,13	0,26	0,03	2,94
5	50,07	0,11	0,26	0,03	2,94
Średnio	44,30	0,15	0,26	0,06	2,43

powej części odsłonięcia. Równocześnie w tych samych próbkach oznaczono zawartość CaO (tab. 1), a w niektórych także podstawowe własności fizyczne (tab. 12). Zawartość CaO wzrasta tutaj w sposób konsekwentny ku stropowi odsłonięcia, równocześnie zaś maleje ziarno składników terrygenicznych, co najlepiej ilustrują wartości mediany i kwartyli 1. Współczynniki wysortowania przemawiają za tym, że materiał w części spągowej jest lepiej wysortowany niż w części stropowej odsłonięcia. Własności fizyczne nie ulegają w profilu większym zmianom i są do siebie zbliżone.

Odmienny charakter posiada drugi z wydzielonych zespołów, który w związku ze swoją miąższością oraz dużym rozprzestrzenieniem stanowi podstawowe ogniwo keloweju. W obszarach wysuniętych najbardziej ku wschodowi rozwija się on w stropie piaszczystych wapieni organogenicznych, a ku zachodowi leży wprost nad łożami batonu. Według badań autora (1960) w skład tego zespołu wchodzi silnie wapniste gezy z czertami i spongiolitami. We wszystkich profilach utwory te wykazują dużą stałość w wykształceniu, i dlatego zostanie przedstawiona charakterystyka tego zespołu na podstawie obserwacji dokonanych na całym omawianym obszarze.

Ławice wapnistych gez z cienkimi wkładkami łupkowych margli wykazują miąższości od 10 cm do 70 cm, a średnio około 30 cm. Niektóre ławice są miejscami laminowane, a poza tym na powierzchniach ich oddzielności obserwuje się ślady żerowania organizmów w postaci długich i rozwidlających się kanałów, wypełnionych substancją o zielonym zabarwieniu. Omawiana skała w stanie świeżym jest szaro-zielona, zwięzła, o nierównym przełamie. Przy procesach wietrzenia zmienia barwę na kremowo-brunatną, a równocześnie następuje tutaj w różnym stopniu odwapnienie, materiał skalny staje się lekki i porowaty oraz wykazuje obecność nieregularnych gruzeł silniej przesyconych krzemionką. Krze-

mionka w badanych utworach tworzy nie tylko szkielec skały, lecz jest również rozwinęta w formie krzemieni, które, nieregularnie rozmieszczone w ławicy, są silnie zrosnięte ze skałą otaczającą i tworzą kuliste skupienia i wydłużone płaskury typu czert. Barwa krzemieni jest różna, najczęściej kremowo-brązowa lub szara, a rzadziej zielonawa lub czerwona. Prócz przeważających ławic z krzemieniami, obserwuje się również ławice pozbawione krzemieni oraz pozbawione krzemionki tworzącej szkielec skały.

Z fauny, którą można obserwować makroskopowo, reprezentowane są belemnity, amonity, rzadko zaś małże.

Badania mikroskopowe wykazały, że mamy tu do czynienia z utworem, w którym obok szczątków organicznych występują drobne ziarna kwarcu (0,02-0,2 mm), substancja ilasta, glaukonit, rzadko skalenie, okrucy wapieni i muskowit. Liczne szczątki organiczne są silnie zniszczone. Do najpospolitszych należą tutaj spikule gąbek oraz ułamki szkarłupni. Wśród spikul przeważają znacznie spikule gąbek krzemionkowych, które zbudowane są z drobnoziarnistych agregatów chalcedonowych lub chalcedonowo-opalowych. Spikule te uległy bardzo często kalcytyzacji. Do pospolitych zjawisk należy tu również proces sylifikacji spikul gąbek wapiennych. Materiał okrucowy spojony jest obfitą masą, w skład której wchodzi węglan wapnia, substancja ilasta i krzemionka. Kalcyt wykształcony jest w postaci drobnoziarnistych agregatów, miejscami zaś w formie mikrokryształicznej. Krzemionka impregnująca skałę występuje przeważnie w postaci opalu, rzadko zaś chalcedonu i kwarcu.

W omawianym zespole obserwuje się liczne krzemienie, wśród których mikroskopowo można wyróżnić dwie odmiany, łączące się ze sobą ciągłymi przejściami. Odmiana pierwsza, spongiolitowa, zbudowana jest z masy opalowo-chalcedonowej, niekiedy także kwarcowej, na tle której występują liczne spikule gąbek krzemionkowych. Odmiana druga o charakterze czertu, pozbawiona jest w zasadzie spikul gąbek i zbudowana jest głównie z opalu. W badanych utworach można często zaobserwować przejścia od opalu poprzez chalcedon do kwarcu, co związane jest z procesami dehydratyzacji. Chalcedon, a niekiedy także kwarc autogeniczny, obserwowany przy nikolach równoległych, wykazuje często żółtawe zabarwienie. Według R. L. Folka i C. E. Weavera (1952), tego typu chalcedon jest w zasadzie mikroporowatym kwarcem, którego pory o średnicach rzędu 0,1 mikrona wypełnione są wodą. Promienie świetlne, załamując się na wspomnianych porach, dają refleksy powodujące powstanie żółtego zabarwienia. W badanych utworach barwa ta jest, być może, związana głównie z tym czynnikiem, w mniejszym zaś stopniu również ze związkami żelaza.

W celu przekonania się o zmiennościach zachodzących w profilu pionowym tego zespołu, wykonano bardziej szczegółowe badania na materiale zebranym w przekopie kolejki prowadzącej do kamieniołomu

w Wolicy. Chcąc uzyskać wartości porównawcze, badano wyłącznie świeże próbki pobrane z tych części ławic, w których nie występowały krzemienie. Z przedstawionych wyników (fig. 3) widoczne, że zawartość CaO w gezach jest niższa od uprzednio wykazanej w wapieniach organoge-

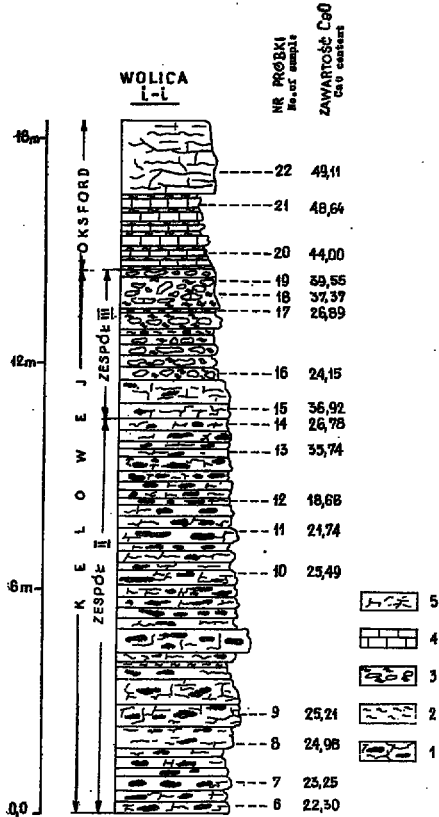


Fig. 3

Profil keloweju i najniższego oksfordu w przekroju kolejki prowadzącej do kamieniołomu w Wolicy

1 gezy wapniste ze spongiolitami i czer-
tami, 2 łupki marglisto-ilaste, 3 margliste
wapienie bulaste, 4 wapienie margliste,
5 wapienie

Section of the Callovian and the lower-
most Oxfordian in a railway cut in the
direction of the quarry at Wolica

1 calcareous gaizes with spongiolites and
cherts, 2 marly-clay shales, 3 marly no-
dular limestones, 4 marly limestones,
5 limestones

nicznych. Jednak i tutaj, chociaż nie w sposób całkowicie konsekwentny, wzrasta węglanowość w miarę posuwania się ku stropowi. Oznaczenia własności fizycznych wykazały pewne zróżnicowanie (tab. 12). Ogólnie na ich podstawie należy stwierdzić, że materiał badany charakteryzuje się stosunkowo niskim ciężarem właściwym i objętościowym oraz wysoką nasiąkliwością i porowatością. Występujące w zwietrzelinie całkowicie odwapnione gezy różnią się znacznie swymi własnościami od skały pierwotnej. Badana z nich próbka wykazała bardzo niski ciężar właściwy 2,61 G/cm³, niski ciężar objętościowy — 1,66 G/cm³, przy wysokiej nasiąkliwości 19,87% i porowatości 35,58%. Przedstawione wartości dają obraz wpływu procesów wietrzenia na własności fizyczne badanych gez.

Najwyższe ogniwo keloweju stanowią wydzielone przez J. Czarnockiego (1926) margle z wkładkami bulastego wapienia. Udało się je prześledzić we wspomnianym już przekroju kolejki (fig. 3), gdzie osią-

gają miąższość około 4 m. Na pozostałych obszarach nie stwierdzono obecności tych utworów, co jest być może związane z nieznaczną miąższością. Nie można jednak wyłączyć, że posiada ona ograniczony zasięg. Na ogniwo to składają się zwięzłe margliste wapienie bulaste, przy czym poszczególne były tkwią w masie marglistej. Buły mają zazwyczaj średnice od kilku do kilkunastu centymetrów, a miejscami łączą się, tworząc wydłużone formy układające się zgodnie z uławiceniem. W tym przypadku obserwuje się przejścia od form bulastych do ławic jednorodnego wapienia. W spągowej części tego zespołu w wapieniach bulastych można mikroskopowo obserwować detrytus organiczny, podczas gdy w stropowej części wapienie wykazują struktury mikrokrystaliczne.

Margliste wapienie bulaste posiadają wyższą zawartość CaO od wykazanej w gezach wapnistych, gdy otaczająca je masa marglista wykazuje zbliżoną zawartość CaO do wspomnianych już gez (fig. 3). Własności fizyczne wapieni bulastych odbiegają również od wykazanych dla niżej leżącej serii (tab. 12). Wzrost węglanowości spowodował tu zwiększenie ciężaru właściwego i objętościowego, przy równoczesnym zmniejszeniu nasiąkliwości i porowatości.

W wysuniętym najbardziej ku północy pasie keloweju w stropowej części utworów tego piętra występuje ławica czerwonego marglu. Według J. Czarnockiego (1927), stanowi ona dosyć stały poziom związany z głównym kelowejem. Próbkę pobrane z różnych punktów występowania omawianego utworu wykazały, że jest to nieco marglisty i piaszczysty wapień o strukturach analogicznych do obserwowanych w wapieniach bulastych, a różniący się od tych ostatnich jedynie żelazistym barwnikiem. Prawdopodobnie ławica ta odpowiada częściowo wapieniom bulastym, których w tym pasie keloweju nie stwierdzono.

Oksford

Na badanym obszarze utwory oksfordu odsłaniają się na znacznych przestrzeniach, przy czym podobnie jak w keloweju można tu wydzielić cztery strefy wystąpień związanych z odmiennymi jednostkami tektonicznymi. W obrębie tych jednostek skały oksfordu widoczne są w bardzo licznych i różnej wielkości kamieniołomach. Kamieniołomy te założone są przeważnie w niższych ogniwach omawianego piętra, stąd też tylko w niektórych obszarach można uchwycić pełniejsze profile serii, gdy na pozostałych musiały być one uzupełniane obserwacjami dokonanymi na materiale zwietrzelinowym.

Najniższe ogniwo oksfordu, zaliczane przez J. Lewińskiego (1912) do newizu, można było prześledzić tylko w rejonie Wołicy, gdzie osiąga miąższość około 4 m (fig. 3). W części spągowej występują tu cienko-ławicowe wapienie margliste, przelawicowe łupkami marglistymi, gdy w stropie ławice są grubsze, a wkładki łupkowe stopniowo zanikają. W utworach tych obserwuje się liczne belemnity i amonity. Mikrosko-

powo materiał skalny zbudowany jest z bogatej masy mikrokrystalicznego kalcytu, na tle której rozsiane są szczątki organiczne, ziarna kwarcu oraz plamiste skupienia ciemniejszego od tła węglanu wapnia. Z fauny, prócz form wyróżnionych makroskopowo, pod mikroskopem można zauważyć pojedyncze spikule gąbek wapiennych i krzemionkowych, otwornice wapienne, kolce i płytki jeżowców.

Wykonane analizy chemiczne wykazały, że zawartość CaO stopniowo rośnie ku stropowi, przy równoczesnym ubytku części nierozpuszczalnej.

Ponad utworami najniższego oksfordu rozwinięte są dobrze znane wapienie plamkowe, stanowiące główne ogniwo omawianego piętra. Odślaniają się one w ponad stu różnej wielkości kamieniołomach, a największe z nich występują w Tokarni, Woli Morawickiej i w Morawicy. Charakterystyka tych utworów oparta jest na obserwacjach poczynionych na całym obszarze ich występowania, gdzie dla poszczególnych jednostek tektonicznych zestawiono szereg profilów (fig. 5, 6, 7). We wszystkich tych profilach wapienie plamkowe wykazują dużą stałość w wykształceniu i miąższości, która dochodzi do 180 m. Zespół ten składa się z doskonale uławiconych wapieni o charakterze płytowym i grubościach ławic 20 cm do 200 cm, przy najczęściej spotykanych rzędu 40-80 cm. Na nadwietrzalnych powierzchniach widoczna jest miejscami bardzo delikatna laminacja, obejmująca różne partie ławicy. Laminy ułożone są z reguły równolegle do uławicenia, rzadko zaś wykazują nieznaczne zaburzenia, przeważają jednak ławice pozbawione laminacji. W niższych ogniwach serii występuje dosyć bogata fauna głowonogów, a ponadto ramienionogi i rzadko gąbki i jeżowce.

Cechą charakterystyczną badanych wapieni są obserwowane na powierzchniach ich przełamu ciemniejsze od samego tła plamki o zróżnicowanych kształtach. Według J. Czarnockiego (1952), posiadają one charakter konkrecyjny, gdy H. Świdziński (1931) wiąże je z obecnością krzemionki. Zawartość ich w obrębie poszczególnych ławic waha się w dosyć szerokich przedziałach, można jednak zauważyć, że w dolnej części omawianego zespołu występują one najliczniej. Ławice wapieni plamkowych przedzielone są często wapieniami, w których makroskopowo utworów plamistych nie obserwowano. Badania mikroskopowe wykazały, że występują one tu również, jednak w mniejszych ilościach. Średnice plamek dochodzą do 2 cm, przeważnie jednak mają rozmiary 0,1-0,4 mm (pl. I, fig. 1). Drobne plamki zbudowane są z jednorodnego mikro- lub kryptokrystalicznego węglanu wapnia i wykazują duże analogie do otaczającej masy węglanowej, od której różnią się ciemniejszym zabarwieniem. Wśród większych plamek występują także odmiany organodetrytyczne i drobnogruzelkowe. Większe skupienia są tutaj niewątpliwie materiałem okrucowym, nie stanowią jednak elementu obcego, lecz powstały z przerabiania prawie współcześnie tworzących

się osadów. O ile proces rozdrabniania zachodził intensywniej, wówczas powstałe bardzo drobne okruchy mogą być pozbawione bardziej złożonych wewnętrznych struktur i swym charakterem przypominać pellety. Pierwotnie złożone osady, następnie przerabiane przez działalność prądów lub falowania, były w różnym stopniu zdiagenezowane, stąd też w wielu przypadkach kontury powstałych okruchów są niewyraźne i pozacierane. Tego typu utwory opisane są w pracy R. L. Folka (1959) jako intraklasty, czyli materiały powstałe dzięki erozji zachodzącej w basenie i następnie redeponowane w obrębie tego samego basenu.

Niektóre plamiste skupienia, a szczególnie formy o zarysach nieregularnych, powstały tu w wyniku procesów koagulacji i rekrytalizacji węglanu wapnia. Utwory o podobnym charakterze opisane są przez L. Cayeux (1935) jako struktury „grumeleuse“.

Szczątki organiczne w omawianych wapieniach występują w nieznacznych ilościach i reprezentowane są przez spikule gąbek krzemionkowych i wapiennych oraz fragmenty szkarłupni i ramienionogów. Różny stan rozdrobnienia organizmów związany jest głównie z działalnością prądów.

Masa węglanowa, stanowiąca tło skały, wykazuje w różnym stopniu uwydatniającą się niejednorodność. Zasadniczym jej składnikiem jest mikrokrystaliczny kalcyt, którego zawartość jest zmienna nawet w obrębie jednej ławicy. Stąd też w wielu przypadkach mamy do czynienia z przejściami od wapieni detrytycznych do wapieni o strukturach pelitycznych.

W omawianych wapieniach obserwuje się niezbyt liczne krzemienie o kształtach kulistych lub wydłużonych i barwie jasnoszarej, białej lub smużystej białoszarej. Rozłożone są one tutaj chaotycznie i w żadnym z badanych profilów nie tworzą przewodniego poziomu.

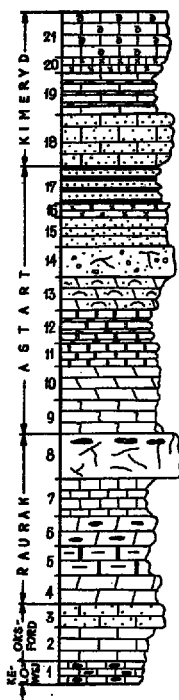
W pasie oksfordu obrzeżającym fałd chęciński w profilach Lipowic, Lurowizny i Nidy (fig. 5), wśród opisywanych wapieni stwierdzono kilkunastometrowej miąższości zespół ławic wapieni grubodetrytycznych. Makroskopowo widoczne są tu różnej wielkości okruchy o niewyraźnych krawędziach. Pod mikroskopem wykazują one struktury drobnodetrytyczne lub gruzełkowe, rzadziej organodetrytyczne i tkwią w masie, której skład jest zbliżony do składu opisanego uprzednio w wapieniach plamkowych. Miejscami jednak przestrzenie między okruchami wypełnione są grubokrystalicznym kalcytem.

Z różnych ogni wapieni oksfordzkich wykonano analizy chemiczne (fig. 5, 6, 7), z których wynika, że omawiane wapienie bez względu na obszar występowania, jak również położenie w profilu, stanowią materiał charakteryzujący się wysoką węglanowością i stałym składem. Własności fizyczne (tab. 12) wahają się tu w dosyć znacznych przedziałach świadcząc, że wapienie oksfordu nie stanowią jednolitego materiału, uległy bowiem w różnym stopniu lityfikacji.

Raurak

Skąły rauraku tworzą na badanym obszarze pięć równoległych do siebie stref wystąpień. Najbardziej ku północy wysunięta strefa obejmuje synklinę ostrowską, druga strefa związana jest z synkliną malesszowską, a trzecia z obrzeżeniem fałdu lisowskiego. Następną z kolei

Fig. 4



Objaśnienia do profilów syntetycznych (fig. 5-10)

Kelowej: 1 gezy wapniste ze spongiolitami i czertami; oksford: 2 wapienie plamkowe, 3 wapienie grubodetrytyczne; raurak: 4 wapienie przejściowe, 5 wapienie przejściowe ze stylolitami, 6 wapienie przejściowe z krzemieniami, 7 wapienie uławiczone miejscami margliste, 8 wapienie skaliste miejscami z krzemieniami; astart: 9 wapienie pelityczne kredowate, 10 wapienie pelityczne zbite, 11 wapienie litograficzne, 12 wapienie litograficzne z wkładkami margli, 13 wapienie organogeniczne uławiczone, 14 wapienie rafowe, glonowe i koralowo-glonowe, 15 wapienie oolitowe, 16 wapienie pizolitowe, 17 wapienie pasiaste; kimeryd: 18 wapienie oolitowe, 19 wapienie pelityczne i margliste przelawiczone marglami, 20 wapienie pizolitowe, 21 wapienie muszlowcowe i muszlowce

Explanations of synthetic profiles (figs. 5-10)

Callovian: 1 calcareous gaizes with spongiolites and cherts; Oxfordian: 2 spotty limestones, 3 coarse detritic limestones; Rauracian: 4 transition limestones, 5 transition limestones with stylolites, 6 transition limestones with cherts, 7 bedded limestones, locally marly, 8 rocky limestones, locally with cherts; Astartian: 9 pelitic chalky limestones, 10 pelitic compact limestones, 11 lithographic limestones, 12 lithographic limestones with marly intercalations, 13 bedded organogenic limestones, 14 reefy algal and algal-coral limestones, 15 oolitic limestones, 16 pisolitic limestones, 17 banded limestones; Kimmeridgian: 18 oolitic limestones, 19 pelitic and marly limestones interbedded by marls, 20 pisolitic limestones, 21 lumachelle limestones and lumachelles

obrzeża od południa fałd zbrzański, najbardziej zaś wysunięta ku południowi tworzy środkową część fałdu sobkowskiego i ku SE łączy się z raurakiem fałdu zbrzańskiego.

Utwory rauraku, mimo znacznego rozprzestrzenienia, nie odsłaniają się wszędzie w sposób dostateczny, co w znacznym stopniu jest uwarunkowane ich wykształceniem litologicznym. Podobnie jak na obszarach badanych przez H. Świdzińskiego (1931), najlepiej widoczne są tu wapienie skaliste, tworzące kopulaste wzniesienia, które — jak przypuszczał autor — powstały z ich wypreparowania spośród mniej odpornych wapieni płytkowych. H. Świdziński (l.c.) podkreśla również, że kompleks wapieni skalistych przechodzi ku dołowi i gorze w wapie-

nie płytkowe, łączące się ciągłymi przejściami z oksfordem i astartem. Dzięki temu granice między tymi jednostkami litostratygraficznymi na podstawie cech litologicznych są trudne do ściślejszego przeprowadzenia. Na największą trudność w postawieniu granicy między oksfordem i raurakiem napotyka się w tych profilach, gdzie wapienie skaliste rozwijają się na małą skalę, i w wyższych ogniwach tego piętra. Przykładem tego jest między innymi profil Wolicy, w którym bezpośrednio nad wapieniami plamkowymi oksfordu występuje gruby zespół wapieni dobrze uławiconych. Wapienie te zaliczane były uprzednio przez K. Senkowicza (1959) oraz C. Peszata i M. Moroz-Kopczyńską (1959) do oksfordu. Obserwacje poczynione na większych obszarach wydają się jednak wskazywać, że odsłaniające się w dużych kamieniołomach Wolicy i Siedlca wapienie reprezentują zespół o charakterze przejściowym, którego wyższe ogniwa można już zaliczyć do rauraku.

Pod względem litologicznym utwory rauraku są bardziej zróżnicowane, niż to obserwowano w oksfordzie. Wydzielone tu odmiany wapieni mają różną miąższość, a zmiany pionowe i poziome zaznaczają się często na nieznacznych przestrzeniach (fig. 5, 6, 7). Stwierdzone miąższości utworów rauraku są różne w poszczególnych profilach, ogólnie jednak można przyjąć, że osiągają one tutaj miąższość około 400 m, a więc znacznie większą od przyjmowanej przez H. Świdzińskiego (1931) na sąsiednich terenach (ok. 200 m).

Przejściowe wapienie rauraku odsłaniają się w Wolicy i Siedlcu. Występujące tu w bezpośrednim sąsiedztwie duże kamieniołomy umożliwiły prześledzenie prawie pełnego profilu zespołu, którego niższe ogniwa widoczne są w kamieniołomie w Siedlcu, wyższe zaś w Wolicy. Zespół ten tworzą wapienie o miąższości ławic 20-600 cm, przy przeważających miąższościach 90-120 cm. Makroskopowo wapienie wykazują struktury pelityczne, barwa ich jest biała lub kremowa, niekiedy jasnoszara. Zwięzłość materiału jest różna — obok odmian zwartych i pryskliwych występują licznie kredowate, pylaste, rozsypliwé. Charakteryzują się one niezwykle ubóstwem szczątków organicznych. W profilu pionowym omawiana seria wykazuje pewne zróżnicowanie. W dolnych jej ogniwach w kamieniołomie w Siedlcu widoczne są cztery cienkie wkładki margli (30-120 cm). W środkowych ogniwach, widocznych dobrze w górnej części tego kamieniołomu i w dolnej części kamieniołomu w Wolicy, obserwuje się niezwykle liczne stylolity. Bezpośrednio nad wapieniami ze stylolitami występują wapienie z krzemieniami. Krzemienie są słabo spojone ze skałą otaczającą i przy procesach wietrzenia łatwo z niej wypadają. Wielkość ich dochodzi do 40 cm. Są to formy przeważnie kuliste, a w wyjątkowych przypadkach płaskury o barwie białej lub jasnoszarej. Powyżej ławic z krzemieniami rozwijają się wapienie wykształcone analogicznie jak w dolnej części profilu, pod wapieniami ze stylolitami.

Badania mikroskopowe prowadzone na preparatach wykonanych z różnych ogniw omawianego zespołu wykazały, że pod względem strukturalnym są to wapienie wykazujące niezwykłą stałość w wykształceniu. Zbudowane są one z jednorodnej masy mikrokrystalicznego kalcytu. Bardziej złożony charakter wykazują próbki z margli, które mikroskopowo posiadają struktury detrytyczne. Na tle mikrokrystalicznego kalcytu przetkanego substancją ilastą rozsiane są pokruszone szczątki

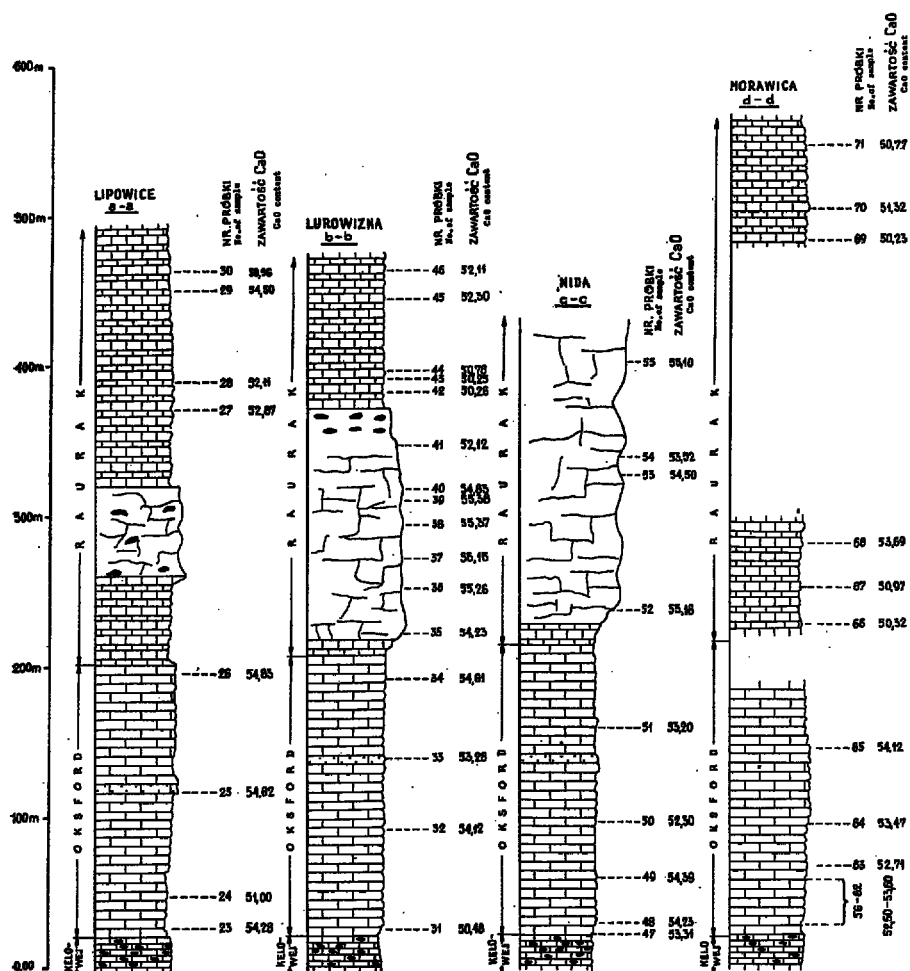


Fig. 5

Profile syntetyczne keloweju, oksfordu i rauraku synkliny ostrowskiej, południowego obrzeżenia antykliny chęcinińskiej i fałdu radomickiego

Synthetic profiles of the Callovian, Oxfordian and Rauracian of the Ostrów syncline, of the southern margin of the Chęciny anticline and of the Radomice fold

organiczne oraz ziarna kwarcu o średnicach rzędu 0,02-0,03 mm. Całe tło skalne przetkane jest brunatnymi związkami żelaza, które powstały tu ze zwiertzenia pirytu.

Przejściowe wapienie rauraku wykazują zmienną zawartość CaO, przy czym w próbkach o niższej zawartości tego składnika występuje większa domieszka MgO. Z powyższych względów utwory te charakteryzują się na ogół wysoką węglanowością (tab. 11). Niskie ciężary obję-

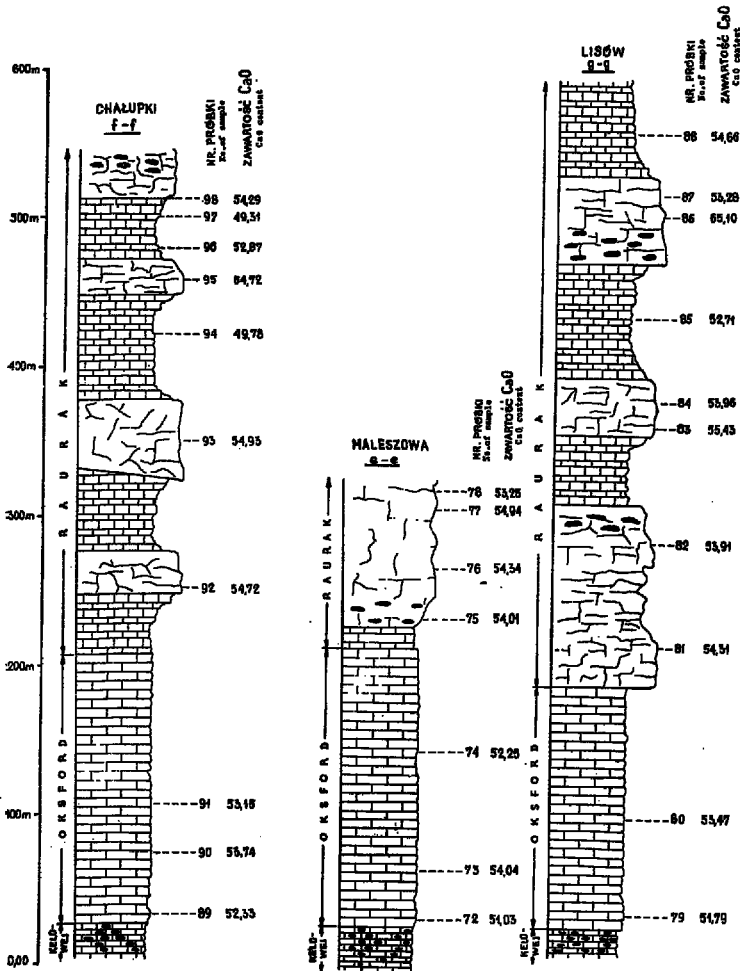


Fig. 6

Profile syntetyczne keloweju, oksfordu i rauraku synkliny maleszowskiej i fał lisowskiego

Synthetic profiles of the Callovian, Oxfordian and Rauracian of the Maleszów syncline and the Lisów fold

tościowe, przy stosunkowo wysokich nasiąkliwościach i porowatościach przemawiają za nieznacznym stopniem lityfikacji utworu (tab. 12).

Wapienie skaliste w niektórych profilach stanowią zasadniczy element składowy rauraku, gdy w innych występują podrzędnie. Dzięki dużej odporności na procesy wietrzenia zaznaczają się one wyraźnie w morfologii terenu, tworząc różnej wielkości formy uzależnione od rozwoju pionowego i poziomego tego zespołu. Wapienie skaliste są skałami

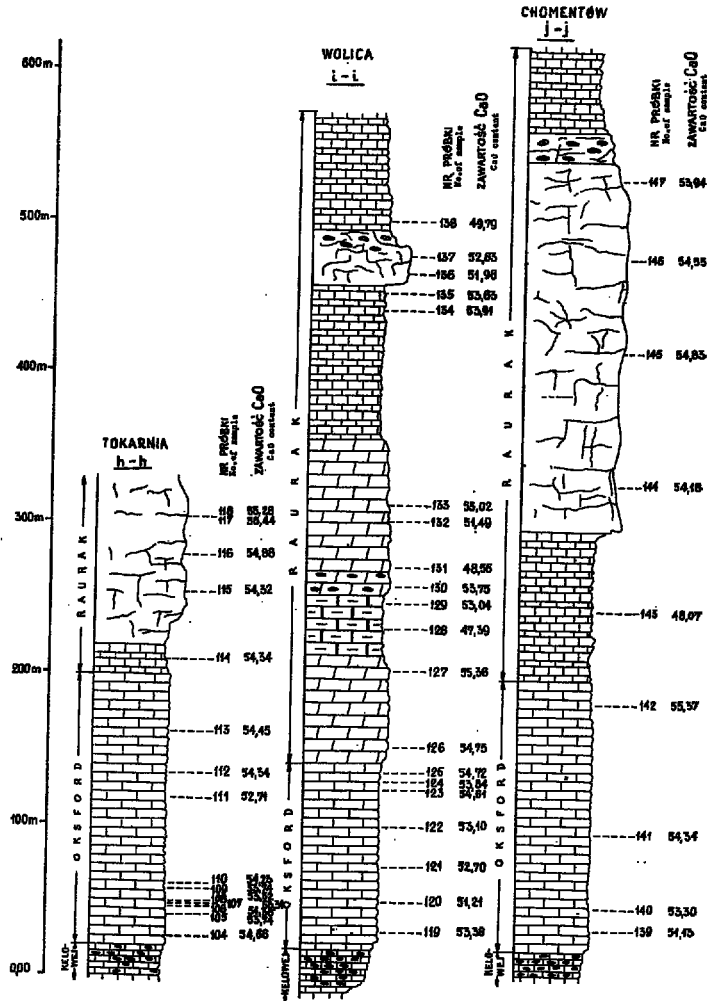


Fig. 7

Profile syntetyczne keloweju, oksfordu i rauraku obrzeżenia fałdu zbrzańskigo
 Synthetic profiles of the Callovian, Oxfordian and Rauracian from the margin
 of the Zbrza fold

zwięzłymi, pryskliwymi, o przełamie muszlowym lub zadziorowym, zazwyczaj barwy jasnokremowej. Na powierzchniach przełamu widoczna jest prawie jednorodna masa silnie zbitego węglanu wapnia. Cechy strukturalne materiału skalnego uwydatniają się znacznie wyraźniej na powierzchniach nadwietrzalnych. Rozpoznawalne makroskopowo struktury detrytyczne obserwowano w niezbyt licznych odsłonięciach. Przykładem ich jest wkładka wapieni zlepieńcowych, występujących w wąwozie położonym na północ od wsi Nida. Mikroskopowo wśród wapieni skalistych można wyróżnić dwie odmiany strukturalne, łączące się ze sobą ciągłymi przejściami. Pierwszą z nich stanowi utwór zbudowany z jednorodnej masy mikrokrystalicznego kalcytu. Odmiana druga wykazuje duże podobieństwo do opisanych przez S. Dżułyńskiego (1952) wapieni skalistych z okolic Krakowa.

Do ważnych składników wapieni skalistych należą skupienia nieco ciemniejszego od tła skały mikro- lub kryptokrystalicznego kalcytu. Skupienia te, zwykle mniejsze od 0,1 mm, są przeważnie kuliste, rzadziej nieprawidłowe i wówczas o pozacieranych konturach. Podobnie jak w wapieniach plamkowych oksfordu geneza tych utworów wydaje się być złożona, przy czym większość z nich posiada charakter detrytyczny. Obok drobnych skupień widoczne są również większe okruchy wapieni o średnicach do 1 mm (pl. I, fig. 2) powstałe niewątpliwie z przerabiania prawie współcześnie osadzanych wapieni, które można zatem uznać za intraklasty. Szczątki organiczne spotykane są w wapieniach skalistych niezbyt często, miejscami jednak tworzą większe nagromadzenia i skała przybiera wówczas charakter organogeniczny. Makroskopowo możemy wyróżnić ramienionogi, fragmenty szkarłupni, a rzadko gąbki. Mikroskopowo można wydzielić dwie grupy gąbek — wapienne i krzemionkowe, przy czym z reguły są to pojedyncze spikule, rzadko zaś formy o kształcie złożonych rusztowań należące do Lithistidae. Struktury będące wynikiem kalcytyzacji spikul gąbek krzemionkowych, jak również sylifikacji wapiennych, są tutaj bardzo pospolite i często zaznaczają się nawet w obrębie jednej próbki. Oolity występują w niezbyt dużych ilościach, a średnice ich nie przekraczają 0,2 mm. Wykazują one budowę koncentryczną, przy czym słabo zindywidualizowane pasma wzrostu obejmują jądra zbudowane z mikrokrystalicznego kalcytu, rzadko zaś ze szczątków organicznych. Podstawowym elementem składowym omawianych utworów jest węglan wapnia, bądź to tworzący tło skały, bądź też w przypadku odmian bardziej detrytycznych pełniący rolę spoiwa. Wykształcony jest on głównie w postaci mikrokrystalicznego kalcytu, który często ulega procesom rekrytalizacji. Procesy te wyjątkowo doprowadziły do powstania gruboziarnistego kalcytu, przeważnie zaś w wyniku ich działalności wytworzyły się drobnoziarniste agregaty.

Według H. Świdzińskiego (1931), wapienie skaliste w głównej swej masie nie zawierają zasadniczo buł krzemiennych oraz wyraźnych skrze-

mienień, które trafiają się tylko miejscami. Na badanym obszarze istotnie odmianie tej rzadko towarzyszą krzemienie, jakkolwiek w zwietrzelinie można je niekiedy obserwować. Strefę z licznymi krzemieniami oraz silnie impregnowaną krzemionką można prześledzić w kamieniołomie drogowym w Celinach koło Chmielnika. W południowej części głównej ściany eksploatacyjnej wśród wapieni skalistych występują bardzo liczne krzemienie o ciemnoszarym zabarwieniu i o różnorodnych kształtach. Obok prawie kulistych form o średnicach dochodzących do 30 cm i chaotycznie rozrzuconych w materiale skalnym, rzadziej zaś ułożonych kierunkowo, obserwuje się również wydłużone płaskury o długości często przekraczającej 1 m, przy średnicach do 60 cm. W środkowej części omawianej ściany występują partie impregnowane krzemionką w bardzo różnym stopniu, przy czym można prześledzić przejścia od wapieni do utworów pozbawionych prawie zupełnie węgla wapnia. Obok opisanych krzemieni występują tu także odmiany niezwykle silnie zrośnięte ze skałą, którą przecinają w różnych kierunkach. Miejscami w poszczególnych krzemieniach, a szczególnie zaś w płaskurach widoczne są doskonale zachowane gąbki.

Na omawianym terenie poza krzemieniami, związanymi ściśle z wapieniami skalistymi, utwory krzemieniste mogą występować w związku z innymi typami litologicznymi. Według J. Czarnockiego (1927), znaczne nagromadzenie krzemieni obserwuje się w obrębie górnego rauraku, gdzie miejscami przyczyniają się do powstania wielkich rumoszy. Podobny pogląd wyraża H. Świdziński (1931), który główne wystąpienia krzemieni wiąże z wapieniami marglistymi górnego rauraku. W pracach tych autorów nie ma jednak opisów samych odsłoneń, a jedynie charakterystyka utworów skalnych na podstawie materiału zwietrzelinowego. Obserwacje terenowe wykazały, że w pewnych profilach rauraku, a szczególnie w najwyższych ogniwach tego piętra nad wapieniami skalistymi występują nagromadzenia krzemieni w zwietrzelinie, jednak silne zakrycie terenu uniemożliwia ściśle określenie materiału, w którym one tkwią.

Wapienie skaliste badanego obszaru wykazują duże analogie do wapieni występujących w jurze krakowskiej i pod względem genetycznym stanowią one utwór o podobnym charakterze. Według S. Dzużyńskiego (1952), wapienie skaliste okolic Krakowa są biohermami. Autor ten, idąc za poglądami R. E. Cummingsa i R. R. Shrocka (1928), rozumie pod tą nazwą nieuławicone masy wapieni, których powstanie nie jest nierozdzielnie związane z obecnością osiadłych organizmów skałotwórczych, lecz w dużej mierze spowodowane mechaniczną lub nawet chemiczną sedymentacją. Wykształcenie strukturalne badanych wapieni skalistych wskazuje, że istotnie są one utworem, w powstaniu którego współdziałało wiele czynników. Za sedymentacją organiczną świadczy obecność szczątków organicznych. Towarzyszące im okruchy wapieni

powstały w wyniku działalności prądów i falowania, a więc stanowią sedyment mechaniczny. Oolity, jakkolwiek nieliczne, wskazują na zaznaczającą się sedymentację chemiczną. Nie jest całkowicie jasna geneza mikrokrystalicznego kalcytu. Składnik ten pochodzi, być może, z rozcierania materiału grubszego, jak również może stanowić sedyment chemiczny i biochemiczny.

Jak wykazały analizy chemiczne, wapienie skaliste charakteryzują się wysoką i w poszczególnych profilach dosyć stałą zawartością CaO (tab. 11). Z zestawienia własności fizycznych (tab. 12) wynika, że wapienie skaliste stanowią materiał bardzo jednorodny, wykazujący wysoki ciężar objętościowy przy niskiej nasiąkliwości i porowatości, co związane jest ze znacznym stopniem lityfikacji utworu.

Wapienie uławiczone, w przeciwieństwie do wapieni skalistych, są na badanym obszarze źle odsłonięte i można je było przesledzić głównie w zwietrzelinie. Powyższy fakt spowodował, że materiał obserwacyjny dotyczący ich wykształcenia litologicznego jest niepełny i posiada charakter orientacyjny. Wapienie uławiczone nie stanowią utworu o jednolitym wykształceniu, a wykazują znaczną zmienność, którą w związku ze słabym odsłonięciem terenu trudno jest scharakteryzować ilościowo w poszczególnych profilach rauraku. Dlatego w profilach zaznaczono je jednolitą fakturą podkreślającą tylko ławicowy charakter utworu, którego zmienność podana zostanie w opisie.

Pierwszą z wyróżnionych odmian stanowią wapienie wykazujące duże podobieństwo strukturalne do wapieni skalistych, od których różnią się jedynie obecnością uławiczenia. Wapienie te występują zazwyczaj w bezpośrednim sąsiedztwie wapieni skalistych, z którymi tworzą różnego rodzaju przejścia.

Drugą odmianę reprezentują wapienie cienko-, średnio-, rzadziej zaś gruboławicowe, wykazujące zwykle przy procesach wietrzenia oddzielność drobnopłytkową. Stanowią one materiał o bardzo różnej zwięzłości — bądź to twardy i pryskliwy o przełamie zadziorowym, bądź też rozsypliwy, niekiedy nieco marglisty o przełamie ziemistym, który gromadzi się najliczniej w zwietrzelinie. Mikroskopowo wapienie te wykazują struktury mikrokrystaliczne, a rzadziej drobnodetrytyczne lub gruzełkowe.

Trzecią odmianę stanowią wapienie margliste, a miejscami margle, łatwo lasujące się i tworzące cienkie kompleksy wśród stosunkowo czystych wapieni. Często wykazują one pod mikroskopem struktury detrytyczne, a w składzie ich wówczas można wyróżnić drobne okruchy wapieni, detrytus organiczny, a rzadziej ziarna kwarcu, a także substancję ilastą.

Z badań chemicznych wynika, że utwory uławiczone rauraku wykazują znacznie większe zróżnicowanie w swym składzie od obserwo-

wanego w wapieniach skalistych (tab. 11). Zmienność ta nie jest ściśle związana z jakimś poziomem rauraku i dlatego odmiany czystych wapieni, jak również marglistych, występują w różnych ogniwach poszczególnych profilów.

Z badań własności fizycznych (tab. 12) należy wnosić, że utwory uławiczone rauraku nie stanowią jednorodnego materiału. W porównaniu do wapieni skalistych wykazują one niższy ciężar właściwy i objętościowy, natomiast wyższą nasiąkliwość i porowatość, co świadczy o niższym stopniu ich lityfikacji. Z tych względów wapienie te ulegają łatwiej procesom wietrzenia, a w morfologii terenu tworzą formy zakłębnięć.

Astart

Z dotychczasowych badań (prace J. Lewińskiego, J. Czarnockiego, H. Świdzińskiego, E. Senkowicza, C. Peszata i M. Moroz-Kopczyńskiej) wynika, że na badanym terenie wapienie astartu należą do najbardziej zróżnicowanych. Znaczna zmienność w wykształceniu litologicznym wydatnia się zarówno w pionie jak i po rozciągłości serii. W oparciu o zebrane materiały wydzieliłem w astartacie kilka zasadniczych typów wapieni — wapienie pelityczne kredowate, wapienie pelityczne zbite, wapienie litograficzne, organogeniczne uławiczone, rafowe, oolitowe, pizolitowe i pasiaste. Rozmieszczenie ich w obrębie poszczególnych jednostek tektonicznych ilustrują nam zestawione profile syntetyczne (fig. 8, 9, 10).

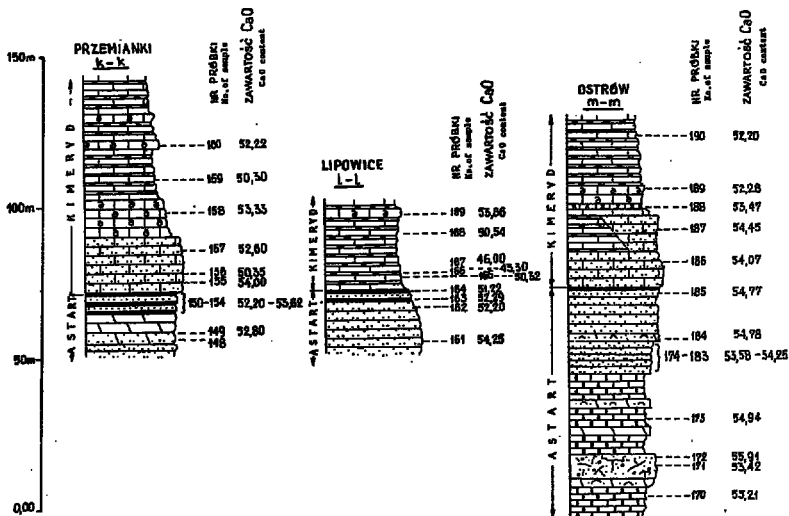


Fig. 8

Profile syntetyczne astartu i kimerydu synkliny ostrówskiej

Synthetic profiles of the Astartian and Kimeridgian of the Ostrów syncline

W budowie tych samych jednostek tektonicznych biorą również udział utwory kimerydu, z tych względów profile te obejmują także i to piętro. Kimeryd i związane z nim zagadnienia litologiczne omówione zostaną w dalszej części pracy.

Podobnie jak niższe ogniwa jury, utwory astartu obserwowano w kilku jednostkach tektonicznych, wykazujących ogólny przebieg NW-SE. Pierwsza z nich, wysunięta najbardziej ku N, związana z syn-

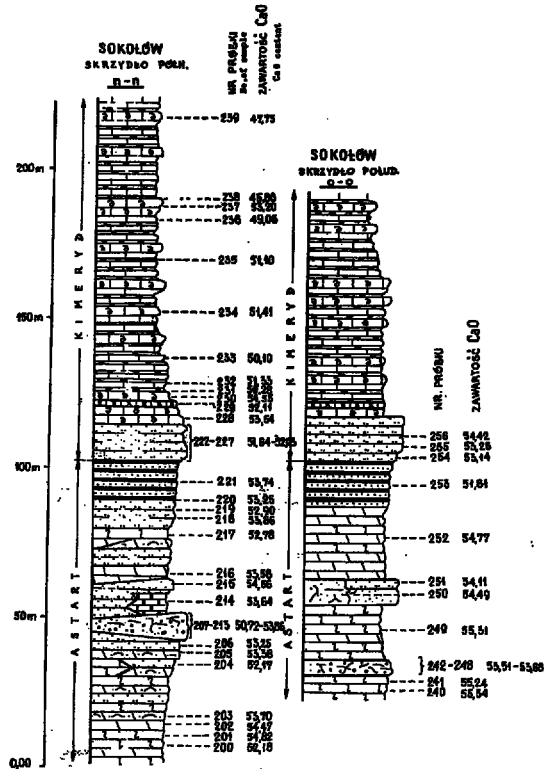


Fig. 9

Profile syntetyczne astartu i kimerydu z północnego i południowego skrzydła synkliny Bizorendy

Synthetic profiles of the Astartian and Kimerydian from the northern and southern limbs of the Bizorenda syncline

kliną ostrowską i z jej przedłużeniem ku SE, prześledzona została od Podzamcza po Chmielnik. Druga obejmuje wynurzającą się w okolicy Sokołowa synklinę bizorendzką, gdy ostatnia najbardziej wysunięta ku S stanowi fałd sobkowski. Profile te obejmują różne ogniwa astartu, co związane jest z różnym stopniem zakrycia terenu. Całkowita miąższość utworów astartu wydaje się być wszędzie zbliżona i podobna do wykazanej przez H. Świdzińskiego (1931) dla terenów sąsiednich, gdzie osiąga około 200 m.

Poszczególne odmiany wapieni powtarzają się często wielokrotnie w różnych ogniwach astartu, przy czym bez względu na położenie nie wykazują większego zróżnicowania. Z tego powodu wapienie te nie będą opisywane w jakiejś ściślejszej kolejności stratygraficznej, a jedynie w zależności od wykształcenia strukturalnego.

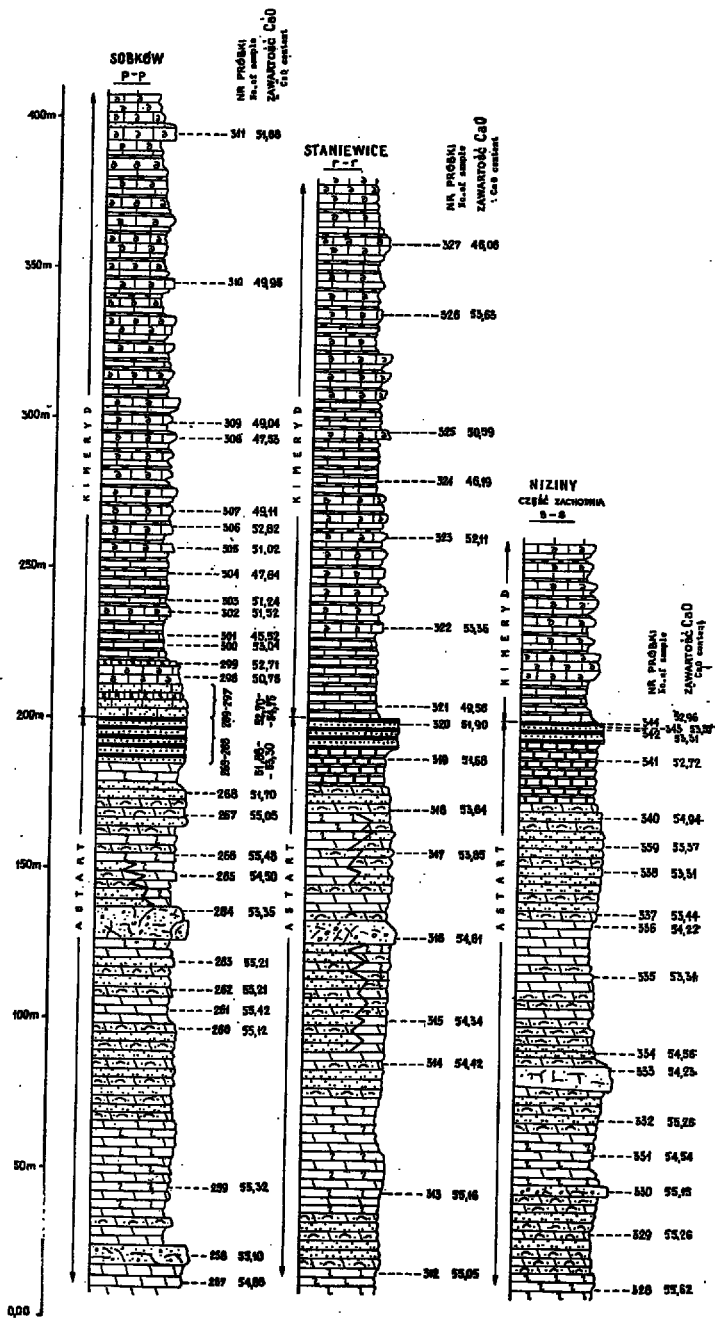


Fig. 10a

Profile syntetyczne astartu i kimerydu fałdu sobkowskiego

Synthetic profiles of the Astartian and Kimeridgian from the Sobków fold

Wapienie pelityczne kredowate w obrębie astartu są dosyć licznie reprezentowane. Stanowią one utwór barwy białej, rzadko kremowej, o nieznacznej zwięzłości i przełamie ziemistym. Przy procesach wietrzenia skała łatwo rozpada się na gruz o nieregularnych kształtach, bądź też na wydłużone płytki. Makroskopowo są to wapienie pylaste, silnie

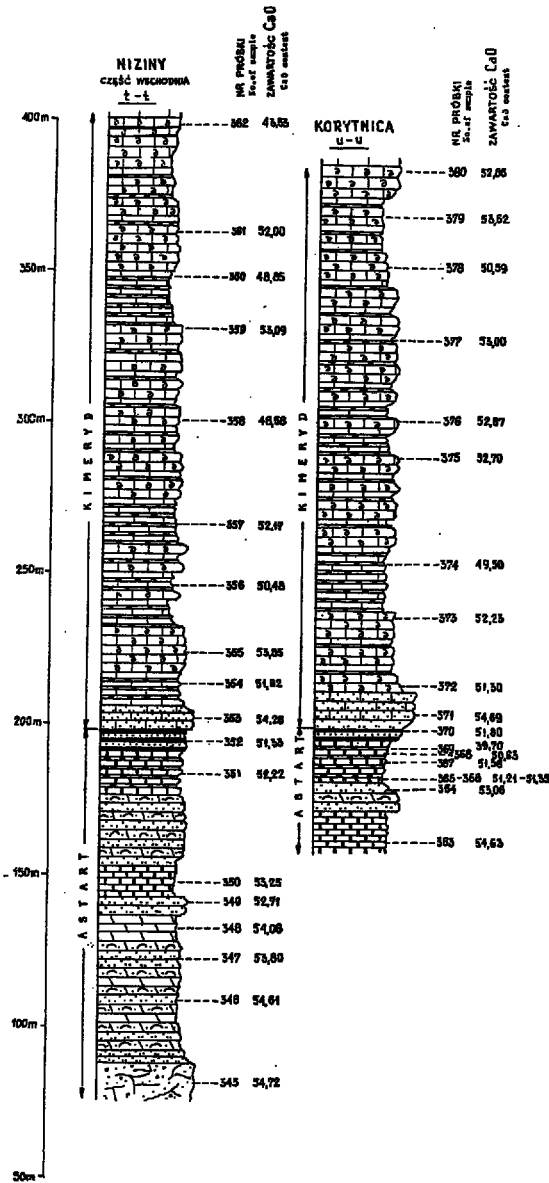


Fig. 10b

Profile syntetyczne astartu i kimerydu fałdu sobkowskiego
 Synthetic profiles of the Astartian and Kimeridgian from the Sobków fold

porowate i brudzące palce. Wapienie te są na ogół dobrze uławiczone, a miąższość ławic waha się od kilkudziesięciu centymetrów do prawie trzech metrów. Niekiedy w wapieniach znajdują się szczątki organiczne, wśród których na pierwszy plan wysuwają się ślimaki.

Ten typ wapienia można było prześledzić w różnych ogniwach astartu. W najniższym astartcie tworzy on serię wiążącą się z utworami najwyższego rauraku. Poza tym obserwowano go również w bezpośrednim sąsiedztwie budowli glonowych i wapieni organogenicznych, z którymi może tworzyć stopniowe przejścia, a także w sąsiedztwie wapieni oolitowych. Z badań chemicznych (tab. 11) wynika, że kredowate wapienie pelityczne odznaczają się na ogół wysoką zawartością CaO. Bardzo charakterystyczne są własności fizyczne materiału (tab. 12). Pomijając stosunkowo stały ciężar właściwy, najbardziej typowe są tu bardzo niskie ciężary objętościowe, przy wysokich porowatościach i nasiąkliwościach. Własności te wskazują na materiał w bardzo nieznacznym stopniu zlityfikowany.

Wapienie pelityczne zbite strukturalnie nie różnią się zbyt od wapieni kredowatych i są zbudowane z jednorodnej masy pelitycznego węglanu wapnia. Materiał ten wykazuje jednak większą zwięźłość, a przy procesach wietrzenia rozpada się na ostrokrawędzisty, a niekiedy także płytkowaty gruz. Powierzchnia przełamu jest bądź to gładka i muszlowa, bądź też zadziorowa. Poszczególne ławice pocięte są zwykle stylolitami, których ilość wyraźnie się zwiększa w cieńszych ławicach. Omawiane wapienie są doskonale uławiczone, przy czym grubość ławic rzadko przekracza 1 m. Wapienie pelityczne zbite mogą występować samodzielnie, tworząc kompleksy kilkumetrowej miąższości. W wielu jednak przypadkach obserwuje się je łącznie z wapieniami kredowatymi, z którymi przeławicają się lub zastępują je bocznie. Poza tym pojedyncze ławice tkwią między innymi typami wapieni, najczęściej organogenicznymi, gdzie często zaznaczają się między nimi przejścia. Biorąc pod uwagę wyniki analiz chemicznych (tab. 11) widzimy, że wapienie pelityczne zbite wykazują nieznaczne zróżnicowanie w swym składzie i odznaczają się wysoką węglanowością. Własności fizyczne wskazują (tab. 12), że omawiane wapienie różnią się znacznie od kredowatych wapieni pelitycznych i stanowią utwór o znacznie wyższym ciężarze objętościowym, a niższej nasiąkliwości i porowatości, które świadczą o silniejszej lityfikacji.

Wapienie litograficzne, według A. Haddinga (1958), charakteryzują się jasną barwą, dobrym uławiczeniem, przełamem muszlowym, zbudowane są z jednorodnej masy mikro- lub kryptokrystalicznego kalcytu i odznaczają się wysoką zawartością węglanu wapnia.

Na badanym obszarze w astartcie obserwuje się wapienie wykazujące wyżej wymienione cechy. Można tutaj wydzielić dwie odmiany wapieni litograficznych.

Odmianę pierwszą stanowią wapienie doskonale uławiczone (ławice 50-80 cm), twarde, pryskliwe, jednorodne, o przełamie płaskomuszlowym i barwach jasnokremowych. Wapienie te znajdują się w profilu Ostrowa (fig. 8), gdzie występują w sąsiedztwie utworów rafowych i przeławicają się niekiedy z wapieniami organogemicznymi. Poza tym w północnym skrzydle synkliny bizorendzkiej (fig. 9) rozwijają się one w stropie rafy. Na większą skalę odsłaniają się one również w Korytnicy (fig. 10).

Druga odmiana wapieni litograficznych tworzy zazwyczaj kilku- lub kilkunastometrowej miąższości kompleksy, złożone z naprzemianlegle ułożonych ławic wapieni oraz łupków marglistych. Związana jest ona z najwyższymi ogniwami astartu i tworzy poziomy poniżej warstw pasiatych (profil Stanewic, Nizin Zachodnich, Nizin Wschodnich i Korytnicy — fig. 10). Miąższość poszczególnych ławic rzadko przekracza 60 cm, zwykle zaś wynosi 10-30 cm. Makroskopowo wapienie te wykazują identyczne cechy, jak poprzednio opisane, jednak barwa ich jest zazwyczaj jasnoszara. W obu odmianach wapieni występują bardzo liczne stylolity.

Wydzielone odmiany wapieni różnią się swym składem chemicznym (tab. 11). Analizy wykonane z odmiany pierwszej wykazały, że odznacza się ona wysoką węglanowością. W odmianie drugiej zawartość CaO jest niższa, równocześnie zaś obserwuje się zwiększenie zawartości R₂O₃ i części nierozpuszczalnej. Występujące między ławicami wapieni łupki margliste wykazują znaczną zawartość części nierozpuszczalnej.

Biorąc pod uwagę własności fizyczne (tab. 12) można zauważyć, że pod tym względem obie odmiany wapieni litograficznych stanowią utwór prawie identyczny o wysokim ciężarze objętościowym, niskiej nasiąkliwości i porowatości, które wskazują na materiał silnie zlitfikowany.

Badania mikroskopowe prowadzone na próbkach pobranych z omówionych wapieni kredowatych, zbitych i litograficznych wykazały, że posiadają one identyczne struktury pelityczne. Wapienie te zbudowane są z jednorodnej masy mikrokryształicznego kalcytu o wielkości ziarna zwykle około 0,002 mm. W wapieniach litograficznych oraz pelitycznych zbitych ziarna ściśle przylegają do siebie, tworząc jakby gęstą tkaninę, gdy w wapieniach pelitycznych kredowatych obserwuje się liczne drobne pory. W niektórych preparatach zaznacza się pewna niejednorodność materiału. Polega ona na obecności pojedynczo rozsianych większych ziarn kalcytu, którym niekiedy towarzyszą drobne gruzełki ciemniejszego od tła skały silniej zbitego kryptokryształicznego kalcytu, o niewyraźnych i pozacieranych konturach.

Wydzielone wapienie pelityczne wykazują szereg wspólnych cech, a różnią się między sobą głównie stopniem lityfikacji. Z powyższych względów wydaje się celowe omówienie łącznie dla wszystkich wapieni pelitycznych astartu warunków ich powstawania.

Wśród utworów astartu obserwuje się występowanie glonów wa-

piennych, które — gromadząc się niekiedy w bardzo dużych ilościach — tworzą budowle zbliżone do raf dywanowych. Organizmy te dla swoich procesów życiowych pobierały z wody morskiej znaczne ilości CO_2 , dzięki czemu rozpuszczone w wodzie kwaśny węglan wapnia ulegał rozkładowi, przy równoczesnym wydzielaniu się węglanu wapnia. Składnik ten, wytrącany w postaci delikatnych mętów, nazwany przez A. Wooda (1941) pyłem algowym, nie tylko zasypywał rosnące organizmy, ale w wyniku działalności falowania i prądów mógł być przenoszony na różne odległości. Według A. Haddinga (1958), glony stanowiły pożywienie dla licznie rozwijających się bakterii, które, powodując rozkład samych alg, przyczyniały się również do wytrącania dużych ilości pyłu wapiennego. Powstały przez wspólną działalność alg i bakterii pelit wapienny jest, według A. Haddinga, głównym źródłem materiału węglanowego, tworzącego wapienie litograficzne.

Przeprowadzone badania utworów występujących w sąsiedztwie wapieni pelitycznych wykazały, że posiadają one struktury detrytyczne, organodetrytyczne lub oolitowe. Materiał detrytyczny jest tutaj w różnym stopniu rozdrobniony, co niewątpliwie związane jest z intensywnością falowania, w przypadku zaś detrytusu nieorganicznego także ze stopniem jego pierwotnej diagenety. Rozcierany materiał doprowadzał również do powstania dużych ilości drobnego pyłu wapiennego, który — gromadząc się w spokojniejszych strefach basenu — przyczyniał się do powstania wapieni pelitycznych. Przerabianiu uległy więc tu głównie wapienie osadzone prawie współcześnie z pelitycznymi. Według A. V. Caroziego (1960), wapienie pelityczne mogą się tworzyć w wyniku bezpośredniego strącania się z roztworu węglanu wapnia, bez współdziałania organizmów. Sądząc z wykształcenia litologicznego wapieni astartu, zmiany warunków fizyko-chemicznych zachodzić mogły w basenie wielokrotnie, przyczyniając się do powstania pelitycznego węglanu wapnia również i na drodze chemicznej.

Z przedstawionych powyżej danych można wnosić, że geneza pelitu wapiennego budującego omówione odmiany wapieni jest różna i złożona. Zdaniem R. L. Folka (1959), nie ma jednak dotychczas znanych kryteriów, które pozwoliłyby w szlifach mikroskopowych odróżnić różne odmiany genetyczne mikrokrystalicznego kalcytu.

Wapienie organogeniczne utławicone. W obrębie wszystkich ogniw astartu występują szczątki organiczne, które biorą udział w budowie różnych odmian wapieni, gdzie zawartość ich może się wahać w szerokich przedziałach. Szczątki organiczne wykazują różnorodny stan zachowania, co uzależnione jest od intensywności prądów i falowania, rodzaju struktur organicznych, wreszcie działalności organizmów muło- i trupożernych. Procesy powodujące rozdrabnianie organizmów mogą działać bądź to odrębnie, bądź też łącznie i mogą mieć zmienne natężenie. We wszystkich jednak przypadkach doprowadzają one w efekcie koń-

cowym do powstania osadu bardzo drobnoziarnistego, którego pierwotny charakter organiczny może ulec zupełnemu zatarciu. Biorąc to pod uwagę, za wapienie organogeniczne uważam wyłącznie te odmiany wapieni, w których mamy do czynienia ze znacznieszą akumulacją szczątków organicznych, jakkolwiek w czasie ich sedymentacji mogła się zaznaczyć również w pewnym stopniu faza mechaniczna, biochemiczna czy fizyko-chemiczna tworzenia się węglanu wapnia.

Wapienie organogeniczne badanego obszaru charakteryzują się dobrym uławiceniem, przy czym grubość ławic może się wahać w szerokich granicach, rzadko jednak przekracza 1,5 m. Szczątki organiczne są tutaj znacznie zróżnicowane i są reprezentowane przez małże, ramienionogi, ślimaki, jeżowce, krynoidy, glony wapienne i korale osobnicze. Często w obrębie jednej ławicy mamy do czynienia ze wszystkimi wymienionymi organizmami, miejscami jednak zaznacza się znaczna przewaga jednej z odmian. Organizmy mogą być równomiernie rozsiane w całej ławicy, bądź też grupują się w większych ilościach w różnych jej partiach, rzadko jednak tworzą zlepy. Niektóre muszle małżów i brachiopodów oraz pancerze jeżowców, szczególnie o większych rozmiarach, są zdeformowane, co jest związane z kompaktacją osadu. Dobrze zachowanym organizmom towarzyszą pewne ilości silnie pokruszonych fragmentów, które wykazują różny stan obtoczenia. Im silniej są one zniszczone, tym mniej obfita jest masa zlepiająca, składająca się zazwyczaj z pelitycznego węglanu wapnia (pl. II, fig. 1), o różnym stopniu lityfikacji, rzadziej zaś z różnoziarnistego kalcytu (pl. II, fig. 2). W przypadku gdy tworzy on masę silnie zbitą, wówczas materiał skalny jest zwięzły, a płaszczyzny przelamu przechodzą poprzez struktury organiczne. Jeśli zaś mamy do czynienia z pelitem kredowatym, wówczas skała jest słabo zwięzła. Odmiany o spoiwie kredowatym, jak również zbitym i różnoziarnistym, nie są związane z jakimś rodzajem szczątków organicznych i nie tworzą odrębnych poziomów.

Wapienie organogeniczne badanego obszaru wykazują znaczne zróżnicowanie, a obserwowane przejścia do wapieni pelitycznych i oolitycznych świadczą o tym, iż tworzyły się one w strefach o zmiennej sile falowania.

Z badań chemicznych wynika (tab. 11), że omawiane wapienie odznaczają się na ogół wysoką węglanowością i jednolitym składem chemicznym. Znacznie większe zróżnicowanie wykazują własności fizyczne (tab. 12), na które posiada duży wpływ rodzaj i ilość występującej w skale masy spajającej. Gdy rozwinięta jest ona w formie zbitego pelitu względnie ziarnistego kalcytu, wapienie wykazują wysoki ciężar objętościowy, niską nasiąkliwość i porowatość. W przypadku pelitu kredowatego skała posiada niski ciężar objętościowy, wysoką nasiąkliwość i porowatość. Widać więc tutaj podobne zależności jak w opisanych uprzednio wapieniach pelitycznych.

Wapienie rafowe, podobnie jak na obszarach opisanych przez H. Świdzińskiego (1931), związane są tu głównie ze środkowymi, rzadziej zaś z niższymi ogniwami astartu. Rify te posiadają charakter dywanowy i przy dużym rozprzestrzenieniu wykazują miąższość 10-12 m. Duża zwięzłość materiału powoduje, że powyższy typ litologiczny zaznacza się w terenie w postaci wydłużonych grzęd, a niekiedy także bochenkowatych pagórków. W tym ostatnim przypadku miąższość wapieni rafowych może wzrastać do 20 m. Omawiane utwory charakteryzują się masywnym wykształceniem i brakiem uławicenia. Śledząc rafę wzdłuż jej rozciągłości można jednak obserwować przejścia do wapieni uławicznych, które mogą być zbudowane z materiału podobnego do obserwowanego w wapieniach rafowych lub też mogą się znacznie od nich różnić. Wapienie te w dalszym swoim biegu przechodzą niejednokrotnie powtórnie w typowe rify o masywnym wykształceniu, a zmiany tego rodzaju często zachodzą na nieznacznych przestrzeniach (od kilkudziesięciu do kilkuset metrów). Biorąc pod uwagę przejścia tego typu, jak również częściowe zakrycie terenu, ściśle określenie zasięgu raf napotyka niekiedy na znaczną trudność. Wapienie rafowe wykazują bardzo niejednorodne wykształcenie strukturalne. W wielu przypadkach są to wapienie okruchowe i oolitowe, w niektórych zaś partiach mikrokryształiczne lub grubokryształiczne. Zmiany tego rodzaju nie wykazują żadnych prawidłowości i uwydatniają się często zarówno w pionowym jak i poziomym rozwoju raf. Niekiedy jednak na znacznie większych przestrzeniach obserwuje się jeden typ strukturalny.

W badanych utworach rafowych występują bardzo liczne szczątki organiczne, wśród których na pierwszy plan wysuwają się glony wapienne (pl. III, fig. 1) oraz korale, w mniejszych zaś ilościach małże, ślimaki, ramienionogi i szkarłupnie. Biorąc pod uwagę stosunki ilościowe między podstawowymi organizmami skałotwórczymi, można wyróżnić dwie łączące się przejściami odmiany raf — rify glonowe i rify koralowo-glonowe, przy czym zdecydowanie przeważają pierwsze z wymienionych. Wielkość detrytusu glonowego jest zmienna i dochodzi do 3 cm. Na powierzchniach nadwietrzałych większych okruchów wyraźnie uwydatniają się struktury glonowe, które przy silniejszym rozdrobnieniu materiału można wykazać jedynie na drodze obserwacji mikroskopowych. Poza detrytusem glonowym widoczne są tu również dużych rozmiarów solenopory. W dotychczasowych publikacjach (prace H. Świdzińskiego i J. Czarnockiego) zwracano uwagę jedynie na występowanie koralu oraz dużych solenopor, zupełnie zaś pomijano drobny detrytus algowy i dlatego rify te opisywane były wyłącznie jako koralowe. E. Roniewicz (1960), opierając się na sposobie występowania koralu oraz ich niezbyt wielkiej ilości, neguje istnienie raf w okolicy Sobkowa. Z obserwacji moich wynika, że istotnie w okolicy Sobkowa w utworach rafowych astartu korale są niezbyt licznie reprezentowane, a rify zbudowane są tu

głównie z detrytusu glonowego. Wapienie rafowe z dużą ilością koralu można natomiast obserwować w okolicy Nizin, a także Minostowic.

Badania mikroskopowe, podobnie jak makroskopowe, wykazały niezwykłą zmienność wapieni rafowych. W wielu przypadkach wykazują one struktury detrytyczne, a składnikiem okrucowym są wówczas silnie zniszczone glony wapienne oraz okrucy wapieni. Spoiwo materiału detrytycznego rozwinięte jest w postaci mikrokrystalicznej lub składa się z różnoziarnistych ageratów kalcytu. Spoiwu ziarnistemu towarzyszą często oolity, których obecność świadczy zarówno o silniejszym falowaniu jak i o sedymentacji chemicznej. W wielu przypadkach wapienie rafowe są silnie przekryształizowane (pl. III, fig. 2), a zawarty w nich pierwotny materiał jest trudny do zidentyfikowania.

Ogólnie rzecz biorąc omawiane wapienie rafowe osadzone były w warunkach płytkowodnych, być może z lokalnymi wynurzeniami, w środowisku o różnej intensywności falowania. W środowisku tym rozwijały się na dużą skalę glony wapienne, a miejscami także koralce, przy czym pierwsze z wymienionych były głównym składnikiem raf.

Z wykonanych analiz wynika, że pod względem chemicznym wydzielone dwie odmiany wapieni rafowych (tab. 11) nie wykazują większych różnic w swym składzie i stanowią materiał o wysokiej zawartości węglanów. Należy również podkreślić, że zawartość MgO we wszystkich badanych próbkach jest nieznaczna, co świadczy o braku procesów dolomityzacji.

Pod względem własności fizycznych omawiane utwory różnią się nieco między sobą (tab. 12). Ogólnie można powiedzieć, że rafy glonowe stanowią materiał silniej zlitfikowany, gdy rafy koralowo-glonowe charakteryzują się różnym stopniem lityfikacji.

Wapienie oolitowe. W budowie skał węglanowych astartu znaczny udział biorą oolity. Występują one bądź to w przeważającej ilości, tworząc samodzielne ławice i zespoły ławic, bądź też jako domieszka w innych typach wapieni, z którymi mogą tworzyć ciągłe przejścia. Wapienie oolitowe astartu wykazują pewne zróżnicowanie, we wszystkich jednak przypadkach ich elementy składowe są podobnie wykształcone. Dlatego też na wstępie zostanie podana ogólna charakterystyka tych elementów, dalej zaś omówione zostanie zaznaczające się tu zróżnicowanie.

Oolitami lub ooidami nazywane są drobne kuliste ciała o wielkościach do 2 mm, powstałe w wyniku narastania węglanu wapnia. Niektórzy badacze, jak W. H. Bucher (1918), E. S. Dana (1932), W. H. Twenhofel (1932), opierając się na cechach strukturalnych partii narosłej, wyróżniają wśród oolitów odmiany wykazujące budowę radialną, które określają jako sferolity. Wydzielenia te, jak podkreśla E. Cloos (1947), można jednak przeprowadzić wyłącznie na drodze mikroskopowej.

Wśród utworów astartu można było wyróżnić kilka zasadniczych odmian oolitów. Pierwszą z nich stanowią oolity o budowie koncentrycz-

nej. Wokół partii jądrowej widoczne są tu powłoki węgla wapnia, które — jak podkreśla A. Carozzi (1960) — odpowiadają fazom sukcesywnego wzrostu oolitu. Ilość pasm może być bardzo różna, co uzależnione jest w znacznym stopniu od ich grubości oraz wielkości samego oolitu i jego jądra. Warstewki narosłe obejmują bądź to w sposób niezwykle regularny i ciągły całe jądro, bądź też są poprzerywane i wówczas koncentryczna budowa oolitu jest słabo widoczna.

Do drugiej odmiany należą oolity o budowie promienistej. Oolity te w wyniku radialnego ułożenia mikrolitów kalcytu wykazują przy nikolach skrzyżowanych ciemny krzyż, co stanowi ich cechę rozpoznawczą. Brak koncentrycznych pierścieni wskazuje, że oolity promieniste powstały w jednej fazie wzrostu.

Następną odmianę stanowią oolity o budowie koncentryczno-promienistej (pl. IV, fig. 1), które tworzą formy pośrednie między poprzednio omówionymi. W niektórych oolitach tego typu partia jądrowa zbudowana jest z radialnie ułożonych mikrolitów kalcytu, a dopiero w partii zewnętrznej widoczna jest struktura koncentryczno-promienista.

Czwarta odmiana, a mianowicie oolity powierzchniowe, wyróżniona została przez A. Carozziego (1957). Według tego autora, oolitem powierzchniowym może być minerał lub organiczne ziarno otoczone tylko jedną koncentryczną warstwą wzrostu, gdy inne warstwy nie wytworzyły się lub zostały wtórnie zabradowane.

Ważnym elementem składowym oolitów są ich jądra, które w omawianych utworach astartu zbudowane są wyłącznie z okruchów wapieni oraz szczątków organicznych. W przypadku tych ostatnich osiągają one większe rozmiary od oolitów zbudowanych z okruchów wapieni. Niewątpliwie związane jest to z faktem, że blaszkowate szczątki niektórych organizmów przy tym samym wzburzeniu mogły być szybciej podnieszone od doskonale obtoczonych okruchów wapieni. Forma samych jąder posiada często duży wpływ na kształt oolitów. W przypadku jąder drobnych o zróżnicowanej morfologii, ale występujących w dużych oolitach, wpływ ich na kształt zaznacza się jedynie w partiach narosłych przylegających bezpośrednio do samego jądra. Natomiast gdy jądro jest duże, wówczas oolit przyjmuje jego kształty. Najlepiej jest to widoczne, gdy jądrem jest wydłużony szczątek organiczny, a pasy wzrostu przylegające do niego powodują powstanie oolitu o zarysie eliptycznym lub bardziej złożonym. Tak zbudowane oolity mogą być silnie zniekształcone, przy czym zniekształcenie to jest pochodzenia pierwotnego.

W wapieniach oolitowych występują w różnych ilościach okruchy wapieni o strukturach mikrokrystalicznych, rzadziej zaś oolitowych i organogenicznych. Niekiedy dużą rolę w budowie wapieni oolitowych odgrywają również szczątki organiczne, reprezentowane głównie przez małże, ślimaki, szkarłupnie i glony wapienne.

Oolity, okruchy wapieni oraz szczątki organiczne tkwią w spoiwie, w którym mikroskopowo można wyróżnić trzy zasadnicze typy strukturalne — spoiwo mikrokrystaliczne, ziarniste i mieszane. W wielu przypadkach w badanych wapieniach oolitowych rolę spoiwa spełnia mikrokrystaliczny kalcyt (pl. IV, fig. 2), zaliczany między innymi przez R. L. Folka (1959) do składników ortochemicznych, przy czym wielkość ziaren dochodzi w tym przypadku do 4 mikronów. Składnik ten tworzy jednorodne tło słabo reagujące na światło spolaryzowane. Zawartość tego typu spoiwa jest różna; niekiedy stanowi ono masę przeważającą i wówczas obserwuje się przejścia do wapieni mikrokrystalicznych. Spoiwo ziarniste wykazuje wielkość ziarna do 2 mm, przy przeciętnej 0,1-0,4 mm. Jest rzeczą charakterystyczną, że najwyższa zawartość spoiwa mikrokrystalicznego jest — praktycznie rzecz biorąc — nieograniczona, natomiast w spoiwie ziarnistym najwyższa jego zawartość nie przekracza 30%. Wielkość ziaren kalcytu spoiwa uzależniona jest w znacznym stopniu od wolnych przestrzeni między oolitami i okruchami wapieni. Ziarna kalcytu, dostosowując się swymi zarysami do wspomnianych przestrzeni, wypełniają je zwykle całkowicie. Niekiedy spoiwo to posiada charakter podstawowy. Powyższy typ obserwowano głównie w wapieniach oolitowych, w których oolity były o nieznacznym średnicach.

Spoiwo mieszane zbudowane jest z mikrokrystalicznego i ziarnistego kalcytu, przy czym wymienione dwa składniki mogą występować w różnych proporcjach, stanowiąc przejścia do omówionych typów krańcowych.

Wydzielone trzy typy spoiw świadczą o odrębnych warunkach sedymentacji. Jak wykazano przy wapieniach pelitycznych, pochodzenie mikrokrystalicznego kalcytu jest złożone. Bez względu jednak na genezę składnik ten świadczy o braku silniejszych prądów oraz wskazuje na złe wysortowanie osadu. Jest rzeczą oczywistą, że oolity oraz okruchy wapieni powstawały w strefach o dużej energii falowania, a obecność ich w masie mikrokrystalicznego kalcytu przemawia za tym, że zostały one przeniesione do odmiennego środowiska, gdzie energia ta była nieznaczna, lub też że środowisko to uległo znacznemu uspokojeniu.

Zupełnie inne warunki przyjmuje R. L. Folk (1959) dla spoiwa ziarnistego, które — według niego — powstało na drodze bezpośredniego wytrącania się z roztworu, rzadziej zaś jest związane z procesami rekryształizacji. W pierwszym przypadku brak drobnego pyłu wapiennego świadczy, że osad tworzył się w warunkach burzliwych, dzięki czemu jest on dobrze przemyty i wysortowany. Równocześnie z sedymentacją materiału grubszego wytrącał się w porach ziarnisty kalcyt (pl. IV, fig. 1). W pewnych jednak przypadkach w badanych utworach obserwuje się procesy rekryształizacji, dzięki którym drobny muł wapienny przechodzi w różnoziarniste agregaty kalcytu. O istnieniu tych procesów świadczą również między innymi zresorbowane okruchy wapieni. Wydaje się, że

w przypadku dużej ilości ziarnistego kalcytu pełniącego rolę spoiwa podstawowego powstał on na drodze rekrytalizacji, gdy spoiwo ziarniste wypełniające pory powstało na drodze bezpośredniego wytrącania się z roztworu.

Spoiwo mieszane może powstać na różnej drodze — w wyniku procesów rekrytalizacji, które tylko częściowo objęły pelit wapienny, lub też w wyniku zmian w natężeniu falowania, przy czym mogą tu znów zachodzić dwa przypadki. W przypadku pierwszym pierwotne środowisko, w którym osadzał się muł wapienny i oolity, uległo lokalnemu wzburzeniu, w wyniku czego drobny pelit został częściowo wymyty, a w powstałych wolnych porach zachodziło wytrącanie ziarnistego kalcytu. W drugim przypadku mamy do czynienia ze środowiskiem burzliwym, które tylko miejscami i na krótki okres uległo uspokojeniu, dzięki czemu mógł się osadzać drobny muł wapienny.

Zagadnienie genezy oolitów jest szeroko dyskutowane w literaturze. Przeważa pogląd, że utwory te powstały przez narastanie węglanu wapnia na ośrodkach znajdujących się w stanie zawieszenia w środowisku wodnym, co między innymi podkreślone jest w pracach A. V. Carozziiego (1957, 1960). Autor ten podał szereg praw rządzących powstawaniem oolitów. Przebieg tego procesu uzależniony jest w zasadzie od działalności dwóch czynników, a mianowicie od siły prądów przenoszących detrytus oraz od siły lokalnego wzburzenia, dzięki której detrytus dostaje się w stan zawieszenia i zaczynają się na nim wytrącać otoczki ooidowe. Zależnie od przewagi jednego lub drugiego czynnika tworzy się osad oolitowy, oolitowo-pseudoolitowy lub też pseudoolitowy. Pierwszy z wymienionych charakteryzuje strefę, w której lokalne wzburzenie było intensywniejsze od siły prądów, podczas gdy ostatni przemawia za środowiskiem o lokalnym wzburzeniu równym lub słabszym od siły prądów, które dostarczyły do osadu materiał okrucowy.

Z wapieni oolitowych wykonałem szereg analiz planimetrycznych oraz granulometrycznych, w których uwzględniłem zawartość opisanych uprzednio składników, jak również wielkości oolitów, w niektórych zaś przypadkach także okruców wapieni. Jak już wspomniano, mogą tu występować różne odmiany oolitów, jednak na pierwszy plan wysuwają się zwykle oolity koncentryczne i koncentryczno-promieniste, rzadziej zaś powierzchniowe. Oolity promieniste, obserwowane w niewielkich ilościach, nie wpływają zasadniczo na charakter materiału skalnego i przy analizie potraktowane zostały łącznie z koncentryczno-promienistymi.

W przypadku spoiwa podano w tabelach całkowitą jego zawartość oraz określono słownie jego charakter strukturalny.

Na badanym obszarze wapienie oolitowe występują w różnych ogniwach astartu. W niższych ogniwach tego piętra rozwijają się w formie pojedynczych ławic tkwiących wśród innych typów wapieni oraz w postaci cienkich kompleksów. Z utworów tych pobrano do badań próbki

Tabela (Chart) 2

Wyniki badań planimetrycznych wapieni oolitycznych niższych ogniw astartu i wskaźniki granulometryczne ich oolitów i okruchów wapieni
Results of planimetric analyses of oolitic limestones from the lower Astartian members, also granulometric indices of their oolites and limestone fragments

Nr próbki	Profil	Miąższość ławicy w m	Odległość od jej spagu	Oolity koncentryczne	Oolity powierzchniowe	Suma oolitów	Okruchy wapieni	Szczątki organiczne	Sporiwo	Rodzaj spoiwa	Wskaźniki granulometryczne							
											oolitów				okruchów wapieni			
											Mediana (M)	Kwartyla 1 (Q ₁)	Kwartyla 3 (Q ₃)	Współczynnik wysortowania (So)	Mediana (M)	Kwartyla 1 (Q ₁)	Kwartyla 3 (Q ₃)	Współczynnik wysortowania (So)
204	Sokołów N	1,50	0,70	5,6	8,3	13,9	35,1	17,0	34,0	pelityczne	0,22	0,27	0,17	1,26	0,09	0,14	0,07	1,43
205	Sokołów N	1,10	0,60	11,9	45,4	57,3	14,4	6,8	21,5	pelityczne	0,36	0,42	0,28	1,22	0,90	1,32	0,67	1,40
263	Sobków	1,30	0,50	24,8	42,8	67,6	16,5	3,7	12,2	ziarniste	0,43	0,58	0,32	1,35	1,17	1,38	0,98	1,19
332	Niziny W	1,30	0,60	0,1	6,1	6,2	64,2	1,5	28,1	ziarniste	0,12	0,17	0,08	1,46	0,17	0,21	0,13	1,27
347	Niziny E	1,20	0,50	9,8	52,0	61,8	14,4	4,8	19,0	pelityczne	0,28	0,34	0,23	1,21	0,65	0,89	0,42	1,45
349	Niziny E	0,80	0,40	2,8	7,3	10,1	54,4	6,9	28,6	ziarniste	0,28	0,45	0,18	1,58	1,03	1,28	0,68	1,37
	Średnio			9,1	27,0	36,1	33,2	6,8	23,9		0,28	0,37	0,21	1,35	0,67	0,87	0,49	1,35
	od			0,1	6,1	6,2	14,4	1,5	12,2		0,12	0,17	0,08	1,21	0,09	0,14	0,07	1,19
	do			24,8	52,0	67,6	64,4	17,0	34,0		0,43	0,58	0,32	1,58	1,17	1,38	0,98	1,45

z różnych profilów. Z zestawionych wyników badań (tab. 2) wynika, że wapienie określane makroskopowo jako oolitowe w wielu przypadkach okazują się okruchowymi. Wśród oolitów przeważają znacznie formy powierzchniowe, podczas gdy formy koncentryczne występują w podrzędnych ilościach. Charakterystyczna jest przy tym znaczna zawartość okruchów wapieni wykazujących zmienne wykształcenie strukturalne. Spoiwo zbudowane jest bądź to z ziarnistego kalcytu, bądź też posiada strukturę mikrokryształiczną. Wykonane badania granulometryczne wykazały, że wartości median i kwartyli okruchów są na ogół znacznie wyższe od stwierdzonych dla oolitów, podczas gdy współczynniki wysortowania są w obu przypadkach zbliżone.

Na znacznie większą skalę rozwijają się utwory oolitowe w wyższych ogniach astartu, gdzie tworzą różnej miąższości kompleksy zbudowane z wapieni gruboławicowych, rzadziej zaś średnio- i cienkoławicowych. Materiał oolitowy zlepiony jest tu spoiwem wykazującym struktury ziarniste, mieszane lub pelityczne. W przypadku obecności pierwszego i drugiego typu spoiwa obserwuje się miejscami w ławicy warstwowania przekątne.

W obrębie górnych ogni astartu można wydzielić dwa poziomy wapieni oolitowych — niższy i wyższy. Ten ostatni obejmuje ławice wapieni oolitowych, występujące w spągu, jak również wśród serii wapieni pasiastych. W niektórych profilach poziomy te łączą się ze sobą i wówczas w terenie są trudne do ściślejszego rozgraniczenia, zwykle jednak przedzielone są innymi odmianami wapieni. Makroskopowo wapienie obu poziomów stanowią utwór o prawie identycznym charakterze. Obserwacje mikroskopowe wykazały jednak, że w skład ich wchodzi odmienne typy oolitów. W poziomie niższym oolity reprezentowane są wyłącznie przez osobniki o budowie koncentrycznej, podczas gdy w wyższym poziomie występują także oolity koncentryczno-promieniste. Należy podkreślić, że w wapieniach oolitowych obu poziomów prawie zupełnie nie obserwuje się oolitów powierzchniowych. W obrębie omawianych poziomów występują wapienie oolitowe grubo- i średnioławicowe, które scharakteryzowano odrębnymi badaniami. Gruboławicowe wapienie niższego poziomu górnych ogni astartu wykazały duże zróżnicowanie w zawartości podstawowych składników skalotwórczych (tab. 3). Średnioławicowe wapienie oolitowe analogicznego poziomu w przeciwieństwie do gruboławicowych zawierają znacznie mniej oolitów (tab. 4), podczas gdy średnia ilość okruchów jest zbliżona do ilości wykazanej dla wapieni gruboławicowych. Oolity w wapieniach średnioławicowych są znacznie mniejsze od oolitów w wapieniach gruboławicowych.

Gruboławicowe wapienie oolitowe wyższego poziomu astartu scharakteryzowane zostały na podstawie badań próbek pobranych z kamieniołomów w Przemiankach i Sobkowie. Analizy planimetryczne wykazały (tab. 5), że posiadają one najwięcej oolitów ze wszystkich astarczych

Tabela (Chart) 3

Wyniki badań planimetrycznych gruboławicowych wapieni oolitowych górnych ogni w Astartu (poziom niższy) i wskaźniki granulometryczne ich oolitów
 Results of planimetric analyses of thick-bedded oolitic limestones from the upper Astartian members (lower horizon) and granulometric indices of their oolites

Nr próbki	Profil	Miąższość ławicy w m	Odległość od jej spągu	Oolity koncentryczne	Okruchy wapieni	Szczątki organiczne	Spoiwo	Rodzaj spoiwa	Wskaźniki granulometryczne oolitów			
									Mediana (M)	Kwartyla 1 (Q ₁)	Kwartyla 3 (Q ₃)	Współczynnik wysortowania (S _o)
192	Celiny	1,00	0,50	35,8	17,7	14,0	32,5	mieszane	0,46	0,76	0,32	1,54
193	Celiny	4,50	0,30	26,0	38,7	11,9	23,4	mieszane	0,28	0,46	0,17	1,64
194	Celiny		2,00	63,9	11,8	1,0	23,3	mieszane	0,55	0,75	0,39	1,39
195	Celiny		3,00	10,8	3,8	12,0	73,4	pelityczne	0,40	0,63	0,27	1,53
196	Celiny		4,30	39,3	12,7	12,2	35,8	pelityczne	0,49	0,68	0,32	1,45
197	Celiny	6,00	0,30	68,8	7,6	6,2	17,4	ziarniste	0,60	0,78	0,48	1,28
198	Celiny		5,50	50,9	11,0	4,8	33,3	ziarniste	0,31	0,46	0,22	1,44
215	Sokołów N	1,00	0,40	40,2	31,8	4,3	23,7	ziarniste	0,37	0,48	0,27	1,33
317	Stanie-wice	1,30	0,60	67,5	7,0	2,2	23,3	ziarniste	0,61	0,79	0,50	1,26
338	Niziny W	1,20	0,50	68,2	2,9	2,5	26,4	mieszane	0,70	0,96	0,49	1,40
340	Niziny W	1,50	0,70	59,7	5,3	6,2	28,8	mieszane	0,32	0,42	0,23	1,35
364	Koryt-nica	1,30	0,50	70,1	2,6	1,0	26,3	mieszane	0,67	0,82	0,52	1,26
	Średnio od do			50,1	12,8	6,5	30,6		0,48	0,67	0,35	1,41
				10,8	2,6	1,0	17,4		0,28	0,42	0,17	1,26
				70,1	38,7	14,0	73,4		0,70	0,96	0,52	1,64

Tabela (Chart) 4

Wyniki badań planimetrycznych średnioławicowych wapieni oolitowych górnych ogniw astartu (poziom niższy) i wskaźniki granulometryczne ich oolitów
 Results of planimetric analyses of medium-bedded oolitic limestones from the upper Astartian members (lower horizon) and granulometric indices of their oolites

Nr próbki	Profil	Miąższość ławicy w m	Odległość od jej spągu	Oolity koncentryczne	Okrychy wapieni	Szczątki organiczne	Spoiwo	Rodzaj spoiwa	Wskaźniki granulometryczne oolitów			
									Mediana (M)	Kwartyla 1 (Q ₁)	Kwartyla 3 (Q ₃)	Współczynnik wysortowania (S ₀)
175	Ostrów	0,70	0,20	40,7	23,1	13,7	22,5	ziarniste	0,40	0,56	0,28	1,42
176	Ostrów		0,60	36,2	12,6	21,8	29,4	pelityczne	0,33	0,49	0,24	1,43
177	Ostrów	0,35	0,15	31,2	11,4	13,0	44,4	pelityczne	0,38	0,53	0,19	1,67
178	Ostrów		0,30	44,5	10,3	11,8	34,4	mieszane	0,33	0,49	0,15	1,81
	Średnio od do			38,1	14,3	15,0	32,6		0,36	0,52	0,22	1,58
				31,2	10,3	11,8	22,5		0,33	0,49	0,15	1,42
					44,5	23,1	21,8	44,4		0,40	0,56	0,28

wapieni, przy czym oolity reprezentowane są głównie przez formy o budowie koncentryczno-promienistej. Przeprowadzone badania granulometryczne wykazały jednak, że pod tym względem materiał jest bardzo niejednorodny.

Średnioławicowe wapienie oolitowe wyższego poziomu górnego astartu pobrano do badań z rejonu Ostrowa. Wapienie te występują tutaj w spągu utworów pasiastych, a bezpośrednio w stropie opisanych już wapieni średnioławicowych niższego poziomu, z którymi tworzą ciągłe przejścia. Z przeprowadzonych badań wynika (tab. 6), że ilość oolitów jest tutaj mniejsza niż w wapieniach gruboławicowych omawianego poziomu, przy czym oolity koncentryczne przeważają nad koncentryczno-promienistymi.

Według L. Cayeux (1936), promienista budowa oolitów związana jest z diagenetycznymi przemianami. Na badanym obszarze w tych samych ławicach obok oolitów promienistych występują także oolity pozbawione tej budowy, lub też w obrębie jednej ławicy obserwuje się wyłącznie oolity o budowie koncentrycznej, a brak jest odmian promienistych. Gdyby budowa wewnętrzna oolitów promienistych związana była wyłącznie z przemianami diagenetycznymi, to przemianom tym uległyby również oolity koncentryczne towarzyszące promienistym. Zagadnienie powstawania oolitów promienistych wydaje się bardziej złożone i być może związane jest ono z jakimiś szczególnymi warunkami fizyko-chemicznymi panującymi w zbiorniku morskim.

Wapienie oolitowe średnio- i gruboławicowe tych samych poziomów astartu różnią się wyraźnie swym składem, a także wielkością oolitów. Z powyższych względów, przy wyciąganiu wniosków dotyczących środowiska tworzenia tych utworów, wyniki z badań planimetrycznych i granulometrycznych mogą być jedynie porównywalne dla ławic o zbliżonych miąższościach.

W celu przesłedzenia zmienności zaznaczających się w obrębie ławicy, w wielu przypadkach do badań brane były próbki z jej spągu, środka i stropu. Badaniami tymi objęte zostały odmiany wapieni grubo- i średnioławicowych wyróżnionych dwóch poziomów górnych ogniów astartu. Wyniki tych badań (tab. 7) wymagają odrębnego omówienia.

Ilość oolitów bez względu na ich budowę wewnętrzną ulega w ławicy zmianom, przy czym w większości przypadków uzależnione jest to od miąższości ławicy. W gruboławicowych wapieniach oolitowych zmienności te są znacznie większe niż w wapieniach średnioławicowych z analogicznych poziomów. Najwyższe lub najniższe ilości oolitów mogą być przy tym związane z różnymi częściami ławicy. Należy również podkreślić, że w wapieniach gruboławicowych średnia ilość oolitów jest wyższa od ilości wyliczonej dla wapieni średnioławicowych z identycznych poziomów.

Tabela (Chart) 5

Wyniki badań planimetrycznych gruboławicowych wapieni oolitowych górnych ogniów astartu (poziom wyższy) i wskaźniki granulometryczne ich oolitów
Results of planimetric analyses of thick-bedded oolitic limestones from the upper Astartian members (higher horizon) and granulometric indices of their oolites

Nr próbki	Profil	Miąższość ławicy w m	Odległość od jej spagu	Oolity koncentryczne	Oolity koncentryczno-promieniste i promieniste	Suma oolitów	Okruszy wapieni	Szczątki organiczne	Spoiwo	Rodzaj spoiwa	Wskaźniki granulometryczne oolitów			
											Mediana (M)	Kwartyla 1 (Q ₁)	Kwartyla 3 (Q ₃)	Współczynnik wysortowania (S ₀)
148	Prze- mianki	5,00	0,80	5,3	61,9	67,2	3,5	10,1	19,2	ziarniste	0,56	0,70	0,46	1,23
149	Prze- mianki		4,30	3,5	35,3	38,8	12,0	16,0	33,2	pelitycz- ne	0,77	0,95	0,58	1,28
151	Prze- mianki	1,60	0,80	2,2	59,2	61,4	6,2	15,0	17,4	ziarniste	0,35	0,47	0,26	1,34
268	Sobków	2,50	0,30	39,2	2,7	41,9	4,4	6,3	47,4	pelitycz- ne	0,33	0,42	0,26	1,27
269	Sobków		1,30	14,2	35,5	49,7	16,0	5,5	28,8	ziarniste	0,21	0,27	0,14	1,39
270	Sobków		2,40	11,7	60,6	72,3	3,1	1,7	22,9	mieszane	0,57	0,69	0,44	1,25
271	Sobków	1,20	0,10	4,2	69,0	73,2	5,9	3,4	17,5	ziarniste	0,71	0,88	0,56	1,25
272	Sobków		0,80	2,0	60,4	62,4	8,0	4,8	24,8	ziarniste	0,48	0,78	0,24	1,80
273	Sobków		1,10	3,2	42,6	45,8	3,9	10,2	40,1	pelitycz- ne	0,58	0,74	0,45	1,28
	Średnio od do			9,5 2,0 39,2	47,5 2,7 69,0	57,0 38,8 72,3	7,0 3,1 16,0	8,1 1,7 16,0	27,9 17,4 47,4		0,51 0,21 0,77	0,66 0,27 0,95	0,38 0,14 0,58	1,34 1,23 1,80

Tabela (Chart) 6

Wyniki badań planimetrycznych średnioławicowych wapieni oolitowych górnych ogniw astartu (poziom wyższy) i wskaźniki granulometryczne ich oolitów
 Results of planimetric analyses of medium-bedded oolitic limestones from the upper Astartian members (higher horizon) and granulometric indices of their oolites

Nr próbki	Profil	Miąższość ławicy w m	Odległość od jej spagu	Oolity koncentryczne	Oolity koncentryczno-promieniste i promieniste	Suma oolitów	Okruchy wapieni	Szczątki organiczne	Spoiwo	Rodzaj spoiwa	Wskaźniki granulometryczne oolitów			
											Mediana (M)	Kwartyla 1 (Q ₁)	Kwartyla 3 (Q ₃)	Współczynnik wysortowania (So)
179	Ostrów	0,35	0,05	12,7	12,3	25,0	4,5	11,5	59,0	pelityczne	0,30	0,49	0,23	1,46
180	Ostrów		0,20	20,6	6,7	27,3	4,8	16,7	51,2	pelityczne	0,28	0,44	0,19	1,52
181	Ostrów	0,40	0,05	26,0	13,6	39,6	24,8	13,7	21,9	ziarniste	0,40	0,58	0,28	1,44
182	Ostrów		0,25	60,3	11,9	72,2	3,7	3,3	20,8	ziarniste	0,44	0,50	0,33	1,23
183	Ostrów		0,35	53,3	9,7	63,0	4,4	5,0	27,1	mieszane	0,40	0,50	0,28	1,34
	Średnio od do			34,6	10,8	45,4	8,5	10,1	36,0		0,36	0,50	0,26	1,40
				12,7	6,7	25,0	3,7	3,3	20,8		0,28	0,44	0,19	1,23
					60,3	13,6	72,2	24,8	16,7	59,0		0,44	0,58	0,33

Tabela (Chart) 7
Zmienność petrograficzna w ławicach wapieni oolitowych astartu
Petrographic variations in oolitic limestone beds of the Astartian

	Wapień gruboławicowe		Wapień średnioławicowe		
	największe wahania w ławicy	najmniejsze wahania w ławicy	największe wahania w ławicy	najmniejsze wahania w ławicy	
Oolity	10,8 – 63,9 %	50,9 – 68,8 %	39,6 – 72,2 %	25,5 – 27,3 %	
Okruszy wapieni	3,8 – 38,7 %	3,9 – 5,8 %	3,7 – 24,8 %	4,5 – 4,8 %	
Szczałki orga- niczne	1,0 – 12,2 %	4,8 – 6,2 %	3,3 – 13,7 %	11,8 – 13,0 %	
Spoivo	23,3 – 73,3 %	17,4 – 33,3 %	34,4 – 44,4 %	22,5 – 29,4 %	
Wskaźniki granulometryczne oolitów	Mediana (M)	0,21 – 0,57 mm	0,56 – 0,77 mm	0,33 – 0,38 mm	0,28 – 0,30 mm
	Kwartyla 1 (Q ₁)	0,46 – 0,78 mm	0,74 – 0,88 mm	0,50 – 0,58 mm	0,49 – 0,53 mm
	Kwartyla 3 (Q ₃)	0,24 – 0,56 mm	0,27 – 0,39 mm	0,28 – 0,33 mm	0,24 – 0,28 mm
	Współczynnik wysortowania (So)	1,25 – 1,80	1,25 – 1,39	1,23 – 1,44	1,42 – 1,43

Biorąc pod uwagę wielkości oolitów wyrażone wartościami median i kwartyli daje się zauważyć fakt, że w obrębie jednej ławicy ulegają one często znacznemu zróżnicowaniu, przy czym w wapieniach gruboławicowych zróżnicowanie to jest zazwyczaj znacznie większe, niż w wapieniach średnioławicowych z analogicznych poziomów. Średnie wartości median i kwartyli dla gruboławicowych odmian wapieni oolitowych są znacznie większe niż dla odmian średnioławicowych. Najwyższe mediany i kwartyli mogą być związane z różną częścią ławicy, w pewnych jednak przypadkach obserwowano je w partiach spągowych. Wartości median i kwartyli związane są ściśle z ilością oolitów. Im zawartość oolitów w ławicy jest wyższa, tym większa jest ich średnica.

Zawartość okruszków wapieni waha się w ławicy w dosyć szerokich zakresach, co uzależnione jest w znacznej mierze od miąższości ławicy. Okruszy wapieni wykazują często pewną konsekwencję w ułożeniu, polegającą na tym, że najwyższa zawartość okruszków związana jest zwykle ze spągami ławicy. Średnia ilość okruszków wapieni nie jest tutaj ściśle związana z miąższością ławicy, a tylko z odpowiednimi poziomami w obrębie astartu. I tak w wapieniach grubo- i średnioławicowych niższych poziomów astartu średnia ilość okruszków jest większa od ilości obserwowanych w wapieniach wyższych poziomów tego piętra.

Zawartość szczyłków organicznych zmienia się również w obrębie jednej ławicy, co nie jest uzależnione od jej miąższości. Największe nagromadzenie szczyłków organicznych może być przy tym związane z różnymi częściami ławicy. Wyliczone średnie zawartości szczyłków organicznych dla wapieni grubo- i średnioławicowych wykazały, że w tych ostatnich są one wyższe.

Zawartość spoiwa ulega w obrębie poszczególnych ławic znacznym wahaniom, przy czym w wapieniach gruboławicowych wahania te są znacznie większe, niż w średnioławicowych. Średnia zawartość spoiwa jest na ogół nieco większa w wapieniach średnioławicowych. Wykształcenie strukturalne spoiwa ulega często w obrębie ławicy dużym zmianom, co związane jest ściśle z jego ilością. Najlepszym tego wyrazem są zestawione (tab. 8) odmiany spoiw i obserwowane ich średnie zawartości i wahania.

Przedstawiona zmienność w obrębie ławic wapienia oolitowego nasuwa pewne uwagi dotyczące warunków ich osadzania. Wapienie oolitowe są utworem płytkowodnym, powstałym w środowisku o zmiennej intensywności działania prądów i falowania. Każda z ławic osadzona w tym środowisku stanowi pewien zamknięty cykl, którego czas trwania może być wyrażony odpowiednią miąższością nagromadzonego materiału. W ławicach o nieznaczących miąższościach, a więc osadzonych w stosunkowo krótkim czasie, zmienność warunków w porównaniu do analogicznych ławic o większych miąższościach była stosunkowo nieznaczna. Dlatego też wapienie średnioławicowe wykazują znacznie mniejsze zróżnicowanie w swym składzie i wielkościach oolitów, niż to wykazano dla odmian gruboławicowych.

Badaniami chemicznymi oraz fizycznymi objęte zostały próbki pobrane z omówionych uprzednio odmian wapieni oolitowych. Zróżnicowanie w składzie chemicznym i własnościach fizycznych we wszystkich tych odmianach kształtuje się w zbliżonym zakresie i z tego względu chemizm i własności fizyczne zostaną omówione dla wszystkich wapieni oolitowych astartu łącznie. Z wyników badań chemicznych (fig. 8, 9, 10) wynika, że wapienie oolitowe astartu bez względu na swoje położenie w profilu stanowią utwór charakteryzujący się wysoką węglanowością. Z zestawienia ich własności fizycznych (tab. 12) należy wnosić, że badane wapienie oolitowe pod tym względem nie stanowią materiału jednorodnego, a wykazują znaczne zróżnicowanie. Związane jest to z różnym stopniem lityfikacji materiału skalnego.

Tabela (Chart) 8

Wpływ zawartości spoiwa w wapieniach oolitowych astartu na jego wykształcenie strukturalne
The effect of the matrix content of Astartian oolitic limestones on its structural composition

Spoivo	Wapienie gruboławicowe, średnia zawartość spoiwa i wahania w % obj.	Wapienie średnioławicowe, średnia zawartość spoiwa i wahania w % obj.
Ziarniste	21,5 (17,4-28,8)	21,7 (20,8-22,5)
Mieszane	21,7 (23,3-33,3)	30,8 (27,1-34,1)
Mikrokrystaliczne	46,0 (32,2-73,4)	46,0 (29,4-59,0)

Wapienie pizolitowe. Wśród utworów astartu stwierdzono występowanie pizolitów. Zwykle mamy tu do czynienia z pojedynczymi formami rozszianymi wśród innych typów wapieni różnych poziomów astartu, niekiedy jednak pizolity występują w dużych ilościach i tworzą samodzielne ławice. Te ostatnie, związane z wyższymi poziomami astartu, prześledzone zostały w kilku odsłonięciach — na górze Grodzisko koło Korytnicy, w kamieniołomie w Celinach koło Chmielnika oraz w kamieniołomie w Gołuchowie. Miąższość ławic wapieni pizolitowych jest różna w wymienionych odsłonięciach i waha się od 40 cm do 150 cm. Wykształcenie samych pizolitów jest w zasadzie wszędzie podobne. Wokół jądra, którym zazwyczaj jest ułamek małża, obserwuje się partię narosłą silnie zbitego węgla wapnia. Mikroskopowo część zewnętrzna pizolitu złożona jest z mikrokryształicznego kalcytu, który tworzy słabo zaznaczające się pasy wzrostu, między którymi występują niekiedy fragmenty silnie zniszczonych i nierozpoznawalnych organizmów.

W literaturze pizolitami określane są oolity, których średnice przekraczają 2 mm. Jest rzeczą charakterystyczną, że na badanym obszarze między oolitami i pizolitami nie obserwuje się w zasadzie form o pośrednich wielkościach. Największe oolity osiągają zazwyczaj średnice do 1,8 mm, natomiast średnice pizolitów wynoszą średnio 15 mm, przy maksymalnych do 30 mm. Poza tym ich wewnętrzne struktury różnią się między sobą. Oolity, jak to już opisano, tworzyły się przez narastanie węgla wapnia na ośrodkach znajdujących się w stanie zawieszenia. Tego typu genezę trudno przyjąć dla pizolitów, bowiem siła wzbudzenia utrzymująca dany pizolit w stanie zawieszenia musiałaby być bardzo znaczna. Dlatego wydaje się bardziej prawdopodobne, że proces narastania zachodził w tym przypadku na dnie zbiornika. Pizolity o wykształceniu podobnym do występującego w astartie opisał L. Dangeard (1935) z jury Normandii stwierdzając, że w procesie tworzenia się tych utworów, a także pewnych oolitów, ważną rolę odegrały girwanelle, które łącznie z innymi organizmami budują partię narosłą pizolitu. Według tego autora, utwory pizolitowe powstawały w płytkiej strefie przybrzeżnej. Badane wapienie pizolitowe powstały zapewne również przy współdziałaniu glonów wapiennych i w podobnych warunkach. Obserwowana w poszczególnych ławicach duża zmienność w zawartości pelitycznej masy spoiwa świadczy, że środowisko osadzania się wapieni pizolitowych było zmienne. W przypadku małej energii falowania łącznie z pizolitami osadzone były duże ilości pelitu; gdy energia ta była większa, drobny pelit zostawał wynoszony, na miejscu zaś pozostawały prawie wyłącznie grube pizolity, którym towarzyszą oolity, a także detrytus organiczny.

Wapienie pasiaste, których strop przyjęto — zgodnie z H. Świdzińskim (1931) — za konwencjonalną granicę między astartem i kimery-

dem, opisane zostały w pracach C. Peszata i M. Moroz-Kopczyńskiej (1959) oraz C. Peszata (1961). Z prac tych wynika, że badany utwór nie wykazuje jednolitego wykształcenia, a złożony jest z ławic wapieni oolitowych, organogenicznych i pelitycznych, wśród których tkwią pojedyncze ławice lub zespoły ławic, wykazujące budowę pasmową. Budowa ta spowodowana jest naprzemianległym ułożeniem pasm pelitu wapiennego z pasmami oolitów, którym towarzyszą okruchy wapieni oraz miejscami liczny detrytus organiczny.

W obrębie ławic wapieni pasiastych można wyróżnić warstwowanie równoległe i przekątne oraz tekstury spływowo-osuwiskowe. Pierwsze z wymienionych charakteryzują się równoległym ułożeniem wspomnianych pasm. Warstwowanie to wykazuje dużą zmienność, co wyraża się różną miąższością i ilością pasm oraz ich ułożeniem w ławicy. Zmiany te, związane ściśle z czasem trwania, intensywnością oraz cyklicznością działania prądów i falowania, zachodziły w czasie tworzenia się ławicy wielokrotnie.

W ławicach o warstwowaniu zaburzonym nie obserwuje się żadnej prawidłowości w ułożeniu materiału, który tworzy nieregularnych kształtów oraz wielkości skupienia oolitów i pelitu wapiennego. Tego typu ławice wapieni, miejscami o charakterze zrostkowym, mogły powstać w wyniku gwałtownego i krótkotrwałego wzmożenia falowania, dzięki czemu pierwotnie osadzony materiał, być może już nawet częściowo zdiagenezowany, uległ powtórnemu przerabianiu i osadzeniu, tracąc w różnym stopniu pierwotne warstewkowanie. Obecność w niektórych ławicach silnie powyginanych i poprzerrywanych pasm może świadczyć o tym, że mamy tu również do czynienia z drobnymi osuwiskami podmorskimi, które zaburzyły pierwotny układ warstw.

W ławicach wapieni pasiastych obserwuje się przekątne warstwowanie, które związane jest z obecnością asymetrycznych ripplemarków prądowych (pl. V, fig. 1). Ripplemarki wykazują wysokie wskaźniki o wartościach wahających się od 8 do 12. Rozstęp poszczególnych pręg wynosi tutaj od 8 cm do 16 cm, przy wysokości 1-2 cm. Wewnątrz ripplemarków zaznacza się wyraźnie warstwowanie przekątne, a grubsze ziarna oolitów gromadzą się w strefach bruzdowych. Tego typu utwory mogą się powtarzać co kilka centymetrów wielokrotnie w jednej ławicy, a przestrzenie między nimi wypełnione są materiałem oolitowym i detrytycznym, wykazującym często poziome ułożenie. Ponad każdym ripplemarkiem złożonym z grubszych ziaren przebiega zazwyczaj cienka smuga pelitu wapiennego. Wapienie pasiaste z ripplemarkami osadzone były przy stosunkowo niewielkich szybkościach prądów.

W warstwach zaliczanych przeze mnie jeszcze do zespołu wapieni pasiastych w jednej z ławic występują wrzecionowate o dużych rozmiarach toceńce, które opisane zostały przez A. Radwańskiego (1960) z kamieniołomu w Sobkowie. Według tego autora, są one wynikiem

osuwick i świadczą o pewnym niepokoju tektonicznym poprzedzającym ruchy młodokimeryjskie.

Wapieniom pasiastym towarzyszą krzemienie, które rozsiane są w wielu ławicach w postaci pojedynczych, kulistych lub spłaszczonych form. Ogólnie można tutaj wyróżnić dwie odmiany krzemieni. Pierwszą stanowią drobne formy o barwie białej i bardzo nieznacznej zwięzłości, podczas gdy druga odmiana to zwięzłe krzemienie o budowie pasmowej i o średnicach do 150 cm. Mikroskopowo krzemienie są bardzo zróżnicowane, co w znacznym stopniu uzależnione jest od charakteru skały otaczającej. Gdy tkwią one w masie pelitycznej, to struktura ich jest zazwyczaj mikrokryształiczna. Krzemienie, tkwiące wśród wapieni oolitowych, prócz struktury mikrokryształicznej mają również struktury oolitowe z doskonale wykształconymi oolitami, zbudowanymi z włóknistego chalcedonu. Charakter występujących tutaj krzemieni wskazuje, że są one związane z badanym osadem i, podobnie jak to uważa J. Kutek (1962a) w przypadku wapieni pasiastych okolicy Małogoszcza, należy je uważać za prawie syngenetyczne.

Z przedstawionych wyników badań chemicznych (tab. 11) wynika, że jakkolwiek wapienie pasiaste wykazują pewne różnice w swym składzie, to jednak stanowią utwór o wysokiej węglanowości. Własności fizyczne są dość zmienne (tab. 12). Należy podkreślić, że próbki o szczególnie niskich ciężarach objętościowych, a wysokich nasiąkliwościach i porowatościach posiadają pasma kredowatego pelitu wapiennego, podczas gdy w próbkach o diametralnie odmiennych własnościach pasma te zbudowane są z silnie zbitego, o charakterze litograficznym, węglanu wapnia.

Kimeryd

Utworki kimerydu związane są z analogicznymi jednostkami tektonicznymi, jakie podano dla astartu. Dla jednostek tych zestawiono szeregi profilów (fig. 8, 9, 10).

Badania terenowe wykazały, że skały kimerydu są bardzo zróżnicowane, przy czym można tu wydzielić wapienie oolitowe, pizolitowe, pelityczne i margliste oraz wapienie muszlowcowe i muszłowce. Jak to jest widoczne z zestawionych profilów, wydzielone w kimerydzie odmiany wapieni, z wyjątkiem wapieni oolitowych i pizolitowych, w profilu tego piętra powtarzają się wielokrotnie. Z tych względów charakterystyka tych utworów nie będzie przedstawiona w ścisłym następstwie stratygraficznym, jakkolwiek rozpoczną ją wapienie oolitowe najniższego kimerydu.

Wapienie oolitowe stanowią kompleks rozwinięty często w stropie serii pasiastej. Duża ich zwięzłość oraz gruboławicowość powodują, że uwydatniają się one wyraźnie w formologii terenu. W poszczególnych

ławicach, których miąższość waha się od 1 m do 5 m, prócz oolitów i okruchów wapieni występuje detrytus organiczny, ponadto gruboskorupowe małże, a rzadziej ślimaki i korale osobnicze. Omawiany kompleks wykazuje w pewnych profilach zróżnicowanie polegające na tym, że w dolnej jego części obserwuje się oolity o budowie koncentryczno-promienistej i koncentrycznej, podczas gdy w wyższej występują wyłącznie te ostatnie. Podstawowe składniki skałotwórcze wapieni oolitowych kimerydu są identyczne z opisanymi w astarcie i nie wymagają odrębnego omówienia. Na tym miejscu podane zostaną jedynie pokrótce wyniki badań planimetrycznych i granulometrycznych, które wykonano odrębnie dla spągowej i górnej części kompleksu.

Zawartość oolitów w spągowej części kompleksu (tab. 9) jest najwyższa wśród dotychczas obserwowanych w utworach jurajskich. Równocześnie oolity osiągają tu największe średnice, przy stosunkowo dobrym wysortowaniu. W górnej części kompleksu (tab. 10) zawartość oolitów jest nieco niższa, przy czym brak tu oolitów o budowie koncentryczno-promienistej. Wielkości oolitów są tu nieco mniejsze od obserwowanych w spągowej części kompleksu. Wapienie oolitowe kimerydu tworzyły się w analogiczny sposób, jak to podano dla oolitów astartu, podobnie również zaznacza się zmienność w obrębie ławicy.

Z analiz chemicznych wynika (tab. 11), że wapienie oolitowe kimerydu stanowią utwór o wysokiej zawartości węglanów. Pod względem własności fizycznych stanowią one materiał na ogół zbliżony do wapieni oolitowych astartu (tab. 12).

Wapienie pizolitowe. Pojedyncze pizolity rozsiane są w utworach kimerydu wśród różnych odmian wapieni. W niektórych jednak profilach tworzą one jedną, rzadko zaś dwie ławice, które związane są z najniższymi ogniwami tego piętra. Ławice te występują w stropowej części wapieni oolitowych i często tworzą przejścia do wapieni muszlowcowych. Obserwacje terenowe wykazały, że wapienie pizolitowe kimerydu nie różnią się od analogicznych wapieni astarczkich, można więc przypuszczać, że stanowią one utwór powstały w podobny sposób. Zawartość CaO jest na ogół wszędzie zbliżona (tab. 11). Większe zróżnicowanie wykazują własności fizyczne (tab. 12), które świadczą o zmiennej lityfikacji badanego utworu.

Wapienie pelityczne i margliste odsłaniają się w nielicznych odkrywkach, ich charakterystyka oparta jest więc głównie na materiale zwietrzelinowym. Omawiane utwory tworzą kompleksy o różnej miąższości, złożone z ławic wapieni przegradzanych wkładkami margli. W obrębie jednego profilu można wyróżnić kilka takich kompleksów, w których poszczególne ławice osiągają miąższość 30-40 cm. Wapienie te wykazują miejscami duże podobieństwo do wapieni litograficznych górnego astartu. Makroskopowo posiadają barwy jasnoszare, przełam

Tabela (Chart) 9

Wyniki badań planimetrycznych grubolawicowych wapieni oolitowych dolnego kimerydu (część spągowa kompleksu) i wskaźniki granulometryczne ich oolitów

Results of planimetric analyses of thick-bedded oolitic limestones of the Lower Kimeridgian (bottom part of the series) and the granulometric indices of their oolites

Nr próbki	Profil	Miąższość ławicy w m	Odległość od jej spagu	Oolity koncentryczne	Oolity koncentryczno-promieniste i promieniste	Suma oolitów	Okruchy wapieni	Szczątki organiczne	Spoiwo	Rodzaj spoiwa	Wskaźniki granulometryczne oolitów			
											Mediana (M)	Kwartyla 1 (Q ₁)	Kwartyla 3 (Q ₃)	Współczynnik wysortowania (So)
222	Sokolów N	1,50	0,35	34,0	23,5	57,5	11,6	5,5	25,4	pelityczne	0,46	0,65	0,34	1,38
223	Sokolów N		1,00	33,3	11,0	44,3	27,1	11,2	17,4	mieszane	0,57	0,86	0,42	1,43
290	Sobków	1,70	0,10	71,9	4,5	76,4	5,5	5,4	12,7	ziarniste	0,52	0,69	0,38	1,35
291	Sobków		1,10	43,5	5,2	48,7	7,4	10,0	33,9	mieszane	0,64	0,89	0,39	1,51
292	Sobków		1,60	76,7	0,6	77,2	4,6	3,0	15,1	mieszane	0,55	0,74	0,40	1,36
	Średnio od do			51,9 33,3 76,7	9,0 0,6 23,5	60,9 44,3 77,2	11,2 4,6 27,1	7,0 3,0 11,2	20,9 12,7 33,9		0,55 0,46 0,64	0,77 0,65 0,89	0,39 0,34 0,42	1,41 1,35 1,51

muszlowy lub zadziorowy, są dosyć zwarte i przy uderzeniu rozpadają się na wydłużone płytki. Miejscami materiał skalny pocięty jest licznymi stylolitami. W niektórych ławicach obserwuje się rozsiane oolity, fragmenty małżów, ramienionogów i szkarłupni. Wapienie tworzące wyższe ogniwa poszczególnych kompleksów są zwykle margliste, laminowane, łatwo wietrzeją, a przełam ich jest ziemisty.

Obserwacje mikroskopowe wykazały, że omawiane wapienie mają struktury mikrokryształiczne, a w przypadku większej zawartości substancji ilastej także i kryptokryształiczne. Struktury te świadczą o spokojnych warunkach sedymentacyjnych, a bezpośrednie sąsiedztwo wapieni muszlowcowych i muszłowców przemawia za środowiskiem płytkowodnym. Biorąc pod uwagę skład chemiczny (tab. 11) należy stwierdzić, że omawiany utwór reprezentuje zarówno czyste odmiany wapieni, jak i wapienie margliste. Z własności fizycznych wynika (tab. 12), że wapienie pelityczne i margliste wykazują znaczne różnicowanie, a więc zmienny stopień lityfikacji, który nie zawsze związany jest z ich składem chemicznym.

Wapienie muszlowcowe i muszłowce. W kimerydzie rozwijają się na dużą skalę wapienie organogeniczne, które zwykle wykształcone są jako muszłowce. Są one często niewyraźnie uławiczone, posiadają charakter gruzłowaty i odznaczają się znaczną zmiennością. Zmienność ta, spowodowana głównie rodzajem i stanem zachowania organizmów oraz zaznaczającymi się przejściami do wapieni drobnookruchowych i oolitowych lub pelitycznych, uwydatnia się zarówno w pionie jak i wzdłuż rozciągłości warstw. Zawartość spoiwa może być różna — gdy jest go dużo, wówczas mamy do czynienia z wapieniami muszlowcowymi, gdy zaś mało — z muszłowcami. Tworzą one soczewki oraz wkładki różnej miąższości, przegradzane utworami pelitycznymi. Soczewki o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów wyklinowują się na różnych przestrzeniach i w obrębie jednego profilu mogą powtarzać się wielokrotnie. W przypadku większych mas tworzą wydłużone z biegiem warstw pagórki otoczone depresjami, wypełnionymi przez wapienie pelityczne i margliste. W zwietrzelinie zaścielającej gęsto te pagórki, omawiane utwory występują w postaci bulastych twardzieli złożonych z licznych skorup i detrytusu wapiennego.

Mikroskopowo prócz małżów można wyróżnić szkarłupnie, rzadziej ślimaki, serpule i otwornice wapienne. Stan zachowania tych organizmów uzależniony jest w znacznej mierze od struktury spoiwa. Gdy jest ono mikrokryształiczne, wówczas przeważają szczątki dobrze zachowane. W spoiwie ziarnistym tkwią głównie silnie zniszczone fragmenty organizmów (pl. VI). Bez względu na stan zachowania organizmy te impregnowane są często krzemionką, rozwiniętą w formie sferolitów chalcedonowych. W niektórych przypadkach szczątki organiczne, a szczególnie

szkarłupnie impregnowane są również glaukonitem, który nadaje im zielonawe zabarwienie.

Ważnym składnikiem omawianych utworów są zazwyczaj doskonałe obtoczone okruchy wapieni pelitycznych i organogenicznych, których zawartość może się wahać w szerokim zakresie. Mogą tu również występować w różnych ilościach oolity. Niekiedy tworzą one skupienia nieregularnych kształtów, miejscami zaś układają się w postaci wydłużonych smug. Wśród oolitów, prócz odmian koncentrycznych, występują także odmiany koncentryczno-promieniste, przy czym te ostatnie są często zazelazone. Z pozostałych składników należy wymienić ziarna glaukonitu i kwarcu, które związane są wyłącznie z najwyższymi na badanym terenie ogniwami kimerydu.

Omawiane wapienie wykazują dużą zmienność składu chemicznego (tab. 11). Należy również podkreślić, że zawartość CaO ogólnie zmniejsza się w nich ku stropowi kimerydu, co zresztą nie stanowi reguły. Właściwości fizyczne (tab. 12) wskazują również na dużą zmienność, a tym samym na różny stopień lityfikacji tych utworów.

SKŁAD CHEMICZNY I MINERALNY SKAŁ JURAJSKICH

W badanych utworach występuje kilka składników mineralnych, przy czym najważniejszym i znajdującym się w znacznej przewadze nad pozostałymi jest kalcyt. W wielu przypadkach węglan wapnia rozwinięty był w postaci aragonitu, który z czasem przeszedł w kalcyt. Ten ostatni występuje obecnie w różnej postaci. W wielu przypadkach tworzy on zróżnicowane pod względem wielkości ziarna, od krypto- czy mikrokryształicznych agregatów do dużych ziarnistych osobników. Poza tym wchodzi w skład oolitów, pizolitów, okruczków wapieni oraz szczątków organicznych. Wymienione formy kalcytu świadczą, że powstał on w wyniku różnorodnych procesów — pochodzą one ze szczątków zwierzęcych i roślinnych, w wyniku działalności życiowej roślin, jak również bez współdziałania świata organicznego przez wytrącanie się z roztworu, wreszcie z przerabiania osadzonych już różnych odmian wapieni. Każdy z opisanych typów wapieni zawdzięcza swoje pochodzenie jednemu z tych procesów lub współdziałaniu ich wszystkich. Porównując utwory o różnej genezie można zauważyć, że często wykazują one zbliżoną, a nawet prawie identyczną zawartość węglanu wapnia. Powyższy fakt świadczy, że w omawianych utworach nie ma żadnego związku między ilością węglanu wapnia, a genezą skał wapiennych. Zmienność zaś składu chemicznego skał w całym omawianym profilu warstw jurajskich związana jest wyłącznie z zaznaczającym się w pewnych okresach wpływem ładu.

We wszystkich badanych skałach występują nieznaczące domieszki MgO, które można przeliczyć na minerał dolomit (tab. 11), lub też można uważać za izomorficzne domieszki w sieci krystalicznej kalcytu. W tym

ostatnim przypadku byłyby to wapienie magnezowe (Turnau-Morawska 1954). Porównując ewentualne ilości dolomitu w poszczególnych piętrach górnej jury okazuje się, że wszędzie są one zbliżone i osiągają następujące średnie wartości: oksford — 4,86%, raurak — 5,06%, astart — 3,87%, kimeryd — 4,38%.

Substancja ilasta występuje w zmiennych ilościach. Znaczniejsze nagromadzenie substancji ilastej obserwuje się w keloweju, najniższym oksfordzie oraz w kimerydzie, w związku z czym utwory tych pięter wykazują w różnym stopniu uwytatniającą się marglistość. W wyższych ogniwach oksfordu substancja ilasta występuje w nieznacznych ilościach. W rauraku jest ona związana prawie wyłącznie z wapieniami ulawiconymi. W astarcie substancja ilasta występuje w najmniejszych ilościach, lokalnie jednak w górnych ogniwach tego piętra zaznacza się znacznie jej dopływ, czego wyrazem są wkładki margliste wśród wapieni litograficznych. W kimerydzie największe ilości substancji ilastej związane są z wkładkami margli wśród wapieni pelitycznych.

Kwarc terrygeniczny stwierdzono w keloweju, najniższym oksfordzie oraz w kimerydzie, a ponadto towarzyszy on niekiedy wapieniom marglistym rauraku. Największe ilości kwarcu związane są z wapieniami organogenicznymi keloweju, gdzie także ziarna osiągają największe średnice. W gezach wapnistych i w wapieniach bulastych tego piętra, jak również w wapieniach newizu ziarna kwarcu występują w niewielkich ilościach, a średnice ich rzadko przekraczają 0,2 mm. W wyższym oksfordzie, w astarcie i w najniższym kimerydzie kwarcu detrytycznego nie stwierdzono, a dopiero w wyższych ogniwach kimerydu obserwowano pojedyncze ziarna.

Obecność opalu, chalcedonu i kwarcu autogenicznego stwierdzono we wszystkich piętrach jury, przy czym wymienione postacie krzemionki tworzą między sobą ciągłe przejścia. Krzemionka rozwinięta jest tu w formie spikul gąbek, krzemieni oraz różnych impregnacji materiału skalnego i szczątków organicznych. Spikule gąbek krzemionkowych i zsylikowane spikule gąbek wapiennych obserwowano w dużych ilościach w gezach wapnistych keloweju i w niektórych odmianach wapieni skalistych rauraku. Na znacznie mniejszą skalę występują one także w oksfordzie. Organizmom tym towarzyszą z reguły krzemienie. Poza tym krzemionka pochodzenia organicznego, w mniejszym zaś stopniu krzemionka związana z innymi procesami, może impregnować również materiał skalny. Impregnacje te obserwowano w gezach keloweju, rzadko zaś w wapieniach skalistych, które w pewnych przypadkach (np. kamieniołom drogowy w Celinach) przybierają nawet charakter kwarcolitów. W astarcie krzemienie o charakterze syngenetycznym związane są z wapieniami pasiastymi. W kimerydzie krzemieni nie stwierdzono, natomiast krzemionka autogeniczna często impregnuje fragmenty małżów i szkarłupni.

Glaukonit obserwowano wyłącznie w gezach wapnistych keloweju oraz w muszłowcach wyższych ogniów kimerydu. W gezach rozwinięty jest on w postaci drobnych ziaren oraz wypełnia kanały niektórych spikul gąbek. W muszłowcach kimerydu glaukonit w bardzo różnym stopniu impregnuje szczątki organiczne, a miejscami tworzy także pojedyncze ziarna o dosyć dużych średnicach.

Pirytowi występującemu w badanych utworach poświęciłem krótki artykuł (Peszat 1962). Składnik ten nie posiada tutaj charakteru epigenetycznego, a powstał w tych strefach basenu jurajskiego, w których lokalnie i na małą skalę zaznaczyła się redukcyjność środowiska. Poza tym występowanie jego wiąże się także z procesami diagenetyzacji.

Średni skład mineralny i chemiczny wyliczony na podstawie analiz wykonanych przez autora, jak również analiz publikowanych (Peszat & Moroz-Kopczyńska 1959, Moroz-Kopczyńska 1958), ze wszystkich odmian litologicznych wyróżnionych w obrębie badanej jury przedstawiony został tabelarycznie (tab. 11). W utworach keloweju zawartość CaCO_3 jest nieznaczna. W piaszczystych wapieniach organogenicznych ilość węglanu wapnia wynosi 79,08%, w leżących wyżej gezach — 44,47%. Wyższa węglanowość wapieni organogenicznych związana jest z burzliwym środowiskiem sedymentacyjnym, w którym materiał terrygeniczny osadzany był głównie we frakcjach piaszczystych, a substancja ilasta zostawała wynoszona. W gezach wapnistych niska zawartość CaCO_3 uwarunkowana jest zarówno wpływem ładu, jak i dużym nagromadzeniem krzemionki związanej ze spikulami gąbek. W miarę posuwania się ku stropowi utworów gezewych zaznacza się tendencja do zwiększania się zawartości CaCO_3 . Podobne zjawisko obserwuje się także w wapieniach bulastych górnej części keloweju oraz w leżących wyżej wapieniach marglistych newizu. Począwszy od wapieni plamkowych oksfordu, poprzez cały raurak, astart i najniższy kimeryd następuje ujednoczenie składu chemicznego utworów i osadzane są wapienie o wysokiej zawartości CaCO_3 . W rauraku obok czystych wapieni obserwuje się niekiedy utwory margliste, związane z wapieniami uławicznymi. W obszarach, w których nie rozwijają się wapienie skaliste, zawartość węglanów w wapieniach uławiconych jest wysoka i zbliżona do obserwowanej w wapieniach skalistych, podczas gdy w tych miejscach, gdzie występują w profilu wapienie skaliste i uławicone, te ostatnie są z reguły bardziej margliste. W astartie stwierdzono bardzo różnorodne odmiany wapieni. Jeśli pominiemy wapienie litograficzne przeławicone marglami oraz wapienie pizolitowe, to w pozostałych odmianach litologicznych średnie zawartości sumy węglanów są wysokie i wahają się w przedziałach od 96,35% do 98,09%. Skład chemiczny wapieni kimerydu wykazuje duże zróżnicowanie, co związane jest z zaznaczającą się regresją morza oraz dopływem materiału terrygenicznego. Wapienie

Tabela (Chart) 11
 Skład chemiczny i mineralny jurajskich skał węglanowych w procentach wagowych
 Chemical and mineral composition of the Jurassic carbonate rocks in weight per cents

Piętra jury	Typy litologiczne	CaO	MgO	R ₂ O ₃	Część nierozpuszczalna	Strata przy prażeniu	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	Ilość analiz
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Kelowej	piaszczyste wapienie organogeniczne	44,30 34,34–50,07	–	–	–	–	79,08	–	5
	gezy wapniste	24,90 18,66–35,74	–	–	–	–	44,47	–	9
	margliste wapienie bulaste	32,98 26,89–39,55	–	–	–	–	58,90	–	5
Oksford	wapienie margliste	47,26 44,00–49,11	1,33 0,98–1,64	1,18 0,56–1,89	11,60 8,04–18,51	36,63 35,47–40,18	81,14	6,08	3
	wapienie plamkowe	52,97 51,00–54,61	0,78 0,41–1,74	1,12 0,30–4,89	2,66 1,39–3,80	42,47 40,81–43,86	92,66	3,56	15
Raurak	wapienie przejściowe	52,52 47,39–55,36	1,35 0,34–4,75	1,52 0,28–4,45	1,01 0,38–2,56	43,60 41,25–45,17	91,21	6,23	8
	wapienie skaliste	53,56 51,96–55,44	0,67 0,10–2,95	1,06 0,12–1,80	1,70 0,16–3,56	43,01 42,05–44,14	94,18	3,06	13
	wapienie uławiczone	51,27 48,07–54,66	1,40 0,38–3,98	0,89 0,40–1,79	4,24 1,21–10,92	42,20 38,71–43,86	88,43	6,43	8
Astart	wapienie pelityczne kredowate	54,14 52,18–55,62	0,24 0,10–0,33	1,64 0,26–4,22	0,88 0,52–1,52	43,10 42,00–43,78	96,39	1,09	3
	wapienie pelityczne zbite	54,23 54,08–54,54	0,48 0,44–0,53	0,45 0,30–0,68	1,73 1,30–2,04	43,11 42,97–43,47	95,57	2,29	3

Astart	wapienie litograficzne niższych ogniw astartu	54,08 53,64–54,63	0,77 0,38–1,15	0,22 0,14–0,30	1,69 1,14–2,25	43,24 43,25–43,33	94,57	3,52	3
	wapienie litograficzne wyższych ogniw astartu	51,66 50,63–52,72	0,83 0,29–1,38	1,49 1,18–1,80	4,44 4,43–4,45	41,58 4,76–41,43	90,26	3,81	2
	wkłádki margliste wśród wapieni litogra- graficznych	39,78	0,66	4,16	23,13	32,27	69,59	3,04	1
	uławicone wapienie organogeniczne	53,79 53,22–55,26	0,50 0,29–0,61	0,72 0,20–1,35	2,18 0,30–3,21	42,81 42,31–43,07	94,80	2,30	7
	wapienie rafowe glo- nowe	52,92 50,72–53,70	0,71 0,54–0,85	0,95 0,49–1,19	2,47 1,51–5,13	42,95 42,22–43,25	93,27	3,28	4
	wapienie rafowe glo- nowo-koralowe	53,65 52,90–54,11	0,66 0,22–1,02	1,46 0,40–3,25	1,31 0,90–2,07	42,92 41,79–43,46	94,21	3,02	3
	wapienie oolitowe	52,87 51,70–53,86	0,93 0,11–2,60	1,27 0,32–2,65	2,38 1,40–3,66	42,55 41,80–43,56	92,09	4,26	11
	wapienie pizolitowe	51,63 51,21–52,32	–	–	–	–	92,16	–	3
	wapienie pasiaste	52,79 51,52–53,62	1,28 0,94–2,84	1,48 0,22–3,09	1,70 0,68–4,00	42,75 41,10–43,30	90,96	5,86	11
	Kimeryd	wapienie oolitowe	53,18 50,35–54,75	1,08 0,51–2,84	0,83 0,24–1,62	1,78 0,70–3,60	43,13 42,60–43,56	92,43 41,10–43,30	4,96
wapienie pizolitowe		52,76 52,11–53,47	–	–	–	–	94,18	–	3
wapienie pelityczne i margliste		49,33 45,52–53,04	1,08 0,48–3,09	2,24 0,71–5,40	7,08 1,46–12,96	40,27 37,90–42,46	85,72	4,96	9
wkłádki margli wśród wapieni pelitycznych i marglistych		43,10	0,99	7,24	13,80	34,87	74,43	4,53	1
wapienie muszlowcowe i muszlowce		50,45 47,35–52,82	0,67 0,34–1,15	1,91 0,89–3,09	6,38 1,98–11,78	40,59 37,74–42,93	88,63	3,08	8

oolitowe dolnego kimerydu odznaczają się jeszcze wysoką zawartością sumy węglanów — 97,39%, podczas gdy w wapieniach pelitycznych i marglistych wynosi ona 90,68%, w przegradzających zaś je marglach 78,96%. W wapieniach muszłowcowych i muszłowcach jest ona zbliżona do ilości wykazanej w wapieniach pelitycznych i wynosi 91,71%.

W utworach jurajskich można wyróżnić pięć zasadniczych grup skał. Grupę pierwszą reprezentują skały o niskiej zawartości węglanów, a dużej ilości terrygenicznych ziaren kwarcu. Należą tu wyłącznie piaszczyste wapienie organogeniczne keloweju. Grupę drugą stanowią również skały o niskiej zawartości węglanów, podczas gdy częściami nierozpuszczalnymi jest tutaj krzemionka autogeniczna, a z materiału terrygenicznego przeważa substancja ilasta nad ziarnami kwarcu. Do tej grupy należą tylko gezy wapniste keloweju. Do trzeciej grupy zaliczone zostały skały margliste związane z różnymi piętrami jury: wapienie bulaste keloweju, wapienie margliste newizu, margle przegradzające ławice wapieni litograficznych astartu oraz wkładki margliste związane z wapieniami pelitycznymi kimerydu. Grupę czwartą stanowią wapienie o zawartości węglanów wyższej od 90%, a niższej od 95%. Są to wapienie uławicone rauraku, wapienie litograficzne z wkładkami margli astartu, wapienie pizolitowe astartu i kimerydu, wapienie pelityczne oraz zlepy muszłowcowe kimerydu. Ostatnie z wymienionych różnią się od pozostałych skał w tej grupie obecnością domieszek krzemionki impregnującej szczątki organiczne. Do grupy piątej należą wapienie, w których suma węglanów przekracza 95%. Z oksfordu zaliczone tu zostały wapienie plamkowe, z rauraku wapienie przejściowe oraz wapienie skaliste, z astartu wapienie pelityczne kredowate, pelityczne zbite, wapienie litograficzne niższych poziomów tego piętra, uławicone wapienie organogeniczne, wapienie rafowe glonowe, wapienie rafowe glonowo-koralowe, wapienie oolitowe i pasiaste, z kimerydu zaś wyłącznie wapienie oolitowe.

Rozmieszczenie przestrzenne skał węglanowych należących do odpowiednich grup najlepiej ilustrują zestawione profile syntetyczne. Z profili tych wynika, że utwory zaliczane do pierwszej i drugiej grupy nie odgrywają w jurze większej roli. Skały grupy trzeciej w keloweju, oksfordzie, rauraku i astartu występują również w podrzędnych ilościach. Znaczniejszy ich rozwój uwydatnia się dopiero w kimerydzie. W tym ostatnim piętrze rozwinięte są także na dużą skalę wapienie czwartej grupy, które również występują niekiedy w rauraku, rzadko zaś w astartu. Wapienie o wysokiej zawartości węglanów, stanowiące grupę piątą, wykazują największy rozwój w oksfordzie, a poza tym w astartu, gdzie osiągają największe miąższości. W rauraku można je obserwować w większych ilościach tylko w niektórych profilach. W kimerydzie miąższość ich jest zupełnie nieznaczna i związane są one wyłącznie z najniższymi ogniwami tego piętra.

WPŁYW PRZEMIAN DIAGENETYCZNYCH NA WŁASNOŚCI FIZYCZNE SKAŁ

Przy charakterystyce skał węglanowych często pomijano własności fizyczne. Własności te uzależnione są od procesów sedymentacyjnych, diagenetycznych, a niekiedy także od wtórnych przeobrażeń i dlatego poznanie ich przyczynia się do zrozumienia genezy skały. Biorąc również pod uwagę zupełny brak takich opracowań dla węglanowych skał jurajskich, zająłem się tym problemem bardziej szczegółowo. Badaniami objęte zostały wyróżnione w obrębie poszczególnych pięter jury odmiany litologiczne, dla których na wielu próbkach wykonano oznaczenia ciężaru właściwego i objętościowego, nasiąkliwości wagowej i porowatości. Stwierdzone własności fizyczne różnią się znacznie od pierwotnych, o których można jedynie wnioskować z obserwacji dokonywanych na obszarze współczesnej sedymentacji skał węglanowych. Według J. M. Wellera (1959, 1960), porowatość obecnie osadzanych piasków wapiennych jest wysoka i często przekracza 50-60%. Tak wysoka porowatość jest nie tylko spowodowana luźnym charakterem osadu, lecz jest również związana z obecnością szczątków organicznych, których struktury są bardzo porowate. Wydaje się, że w przypadku osadu pozbawionego szczątków organicznych, a złożonego z okruchów wapieni i oolitów, porowatość może być mniejsza i zbliżona do porowatości wykazywanej dla różnego rodzaju piasków. Znacznie większą porowatość mają współcześnie osadzone muły wapienne Florydy, które — według R. N. Ginsburga (1957 fide Engelhardt 1960) — mają przy górnej powierzchni porowatość 87%. Sedymenty wapienne składane w morzu jurajskim mogły pierwotnie wykazywać analogiczne własności do podanych, jednak przemiany diagenetyczne zmieniły diametralnie ich charakter.

Jak to opisano w rozdziałach poprzednich, w niektórych odmianach wapieni oolitowych i w muszlowcach obserwuje się często spoiwo ziarniste. W przypadku braku oznak rekryształizacji obecność tego typu spoiwa może być związana z bezpośrednim wytrącaniem się kalcytu pomiędzy pozostałymi składnikami. Procesy wypełniania por kalcytem występują głównie w wapieniach złożonych z grubszego materiału. W końcowym efekcie ich działania pierwotne przestrzenie międzyziarnowe ulegają prawie całkowicie zapełnieniu, a tym samym zmniejsza się porowatość osadu, który w wyniku tego ulega cementacji i staje się zwięzły.

W przemianach diagenetycznych niektórych wapieni bardzo ważnym czynnikiem są procesy rekryształizacji. Znaczenie ich omawiane jest szeroko w pracy R. L. Folka (1959). Autor ten podkreśla, że często rekryształizacją nazywane są przemiany aragonitu w kalcyt, chociaż prawidłowo powinny być one określane mianem inwersji, gdyż te dwa minerały różnią się znacznie własnościami. Inwersja jak również rekry-

stalizacja są jednak trudne do ściślejszego rozgraniczenia, bowiem w wielu przypadkach nie jest znany skład mineralny pierwotnie osadzanych utworów węglanowych. Według F. C. Stehli i J. Howera (1961), osadzony na drodze biochemicznych lub fizyko-chemicznych procesów węglan wapnia w wodzie płytkiej i ciepłej składa się w około 70% z aragonitu, podczas gdy w wodach głębszych na pierwsze miejsce wysuwa się kalcyt. Niektóre z badanych utworów, szczególnie w astarcie i kimerydzie były osadzone w środowisku płytkim i ciepłym, i dlatego rzeczywiście, zgodnie z obserwacjami wspomnianych autorów, mogły się składać w znacznej mierze z aragonitu. Jak podkreśla J. M. Weller (1959), w przypadku luźnego osadu aragonitowego wykazującego porowatość 60%, przy przejściu tego składnika w kalcyt, porowatość może być zredukowana tylko w około 3%. Wynika więc z tego, że na obecną porowatość samo przejście aragonitu w kalcyt wpłynęło w niewielkim stopniu.

Badane utwory wykazują znaczne zróżnicowanie strukturalne, a podstawowymi ich składnikami są mikrokrystaliczny węglan wapnia, okruchy wapieni, oolity oraz szczątki organiczne. Składniki te w różnym stopniu uległy rekrytalizacji.

Mikrokrystaliczny kalcyt, stanowiący utwór o złożonej i trudnej do ściślejszego określenia genezie, występuje bądź to samodzielnie, bądź też towarzyszy w różnych proporcjach pozostałym składnikom. W większości przypadków mikrokrystaliczny kalcyt charakteryzuje się bardzo drobnym ziarnem o wielkościach do 0,004 mm. Wielkości te prawie zupełnie nie ulegają zmianie w wapieniach mikrokrystalicznych, wykazujących różny stopień lityfikacji. Przykładem tego mogą być z jednej strony wapienie silnie zlityfikowane, jak odmiany wapieni skalistych o strukturach mikrokrystalicznych, wapienie litograficzne lub zbite pelityczne wapienie astartu i dolnego kimerydu, z drugiej zaś strony wapienie przejściowe rauraku, pelityczne kredowate wapienie astartu, które — wykazując identyczne z poprzednimi wielkości ziarna — charakteryzują się dużą porowatością i nieznaczoną zwięzłością. Wyjaśnienie wpływu rekrytalizacji na stopień lityfikacji tych utworów napotyka na zasadniczą trudność, bowiem w żadnym przypadku nie znamy pierwotnych wielkości ziarna i ich składu mineralnego. Wydaje się, że ukryty tu silnie proces rekrytalizacji związany ściśle z kompaktcją i rozpuszczaniem nie zmienił zasadniczo wielkości poszczególnych ziaren, a doprowadził jedynie do ich ściślejszego związania. W wapieniach oolitowych, oolitowo-detrytycznych i organogenicznych obserwuje się występowanie spoiwa, które może wykazywać struktury mikrokrystaliczne, ziarniste i mieszane. W pierwszym przypadku spoiwo jest zazwyczaj bardzo obfite, a procesy rekrytalizacji wydają się wykazywać podobny przebieg jak w omówionych uprzednio utworach. W pozostałych dwóch przypadkach zagadnienie jest bardziej skom-

plikowane, bowiem ziarnisty kalcyt może tu być związany z bezpośrednim wytrącaniem się z roztworu, z procesami rekrytalizacji, bądź też z tymi dwoma procesami. O procesach rekrytalizacji i ich intensywności można tutaj wnioskować głównie z obserwacji stanu zachowania pozostałych składników. O ile uległy one również tym przemianom, wówczas niewątpliwie mikrokrystaliczny kalcyt zmienił także swój charakter i, przechodząc poprzez grubsze ziarna tkwiące wśród reliktyw pierwotnego pelitu, w końcowym efekcie daje spoiwo o różnej wielkości ziarna. Tego typu zjawiska należą tu jednak do rzadkości i dlatego ziarnisty kalcyt spoiwa w większości badanych próbek powstał w wyniku bezpośredniego strącania się z roztworu, gdy procesy rekrytalizacji odegrały niewielką rolę. Niekiedy okruchy wapieni tkwiące w ziarnistym lub mieszanym spoiwie wykazują ślady rekrytalizacji. Proces ten prawie nigdy nie obejmuje całego okruchu, a tylko najbardziej zewnętrzne jego partie, które stopniowo ulegają zatarciu. Składnikiem ulegającym w znacznym stopniu procesom rekrytalizacji są szczątki organiczne, szczególnie zaś korale, małże i ślimaki budujące swoje szkielety czy skorupy z aragonitu. Stąd też wapień, w których wymienione organizmy licznie występują, są niekiedy w silnym stopniu przekrytalizowane, a struktury organiczne mogą ulec częściowemu lub zupełnemu zniszczeniu.

Kompakcja uwydatnia się w badanych odmianach wapieni w różnym natężeniu i wyrażona jest głównie obecnością zdeformowanych szczątków organicznych i mikroskopowo stwierdzalnych wcisków oraz częściowo występowaniem stylolityw.

Stylolity obserwuje się we wszystkich odmianach wapieni, szczególnie jednak liczne są one w wapieniach pelitycznych, gdzie ilość ich jest proporcjonalna do stopnia lityfikacji. Z tego powodu najliczniejsze i największych rozmiarów stylolity można zaobserwować w wapieniach litograficznych i w pelitycznych zbitych wapieniach astartu, w wapieniach pelitycznych kimerydu, a więc w wapieniach najbardziej zlifyfikowanych. Poza tym występują one niekiedy licznie w wapieniach detrytycznych, w których obserwuje się bogate spoiwo mikrokrystaliczne. W wapieniach oolitowych, oolitowo-detrytycznych, jak również organogenicznych, w których mamy do czynienia z pierwotnym ziarnistym spoiwem kalcytowym, procesy kompaktacji zaznaczyły się w minimalnym stopniu, gdyż materiał był już pierwotnie scementowany.

Szcątki organiczne, będące ważnym wskaźnikiem kompaktacji, wykazują w badanych wapieniach różny stopień deformacji, który związany jest nie tylko z siłą kompaktacji, lecz również z wielkością organizmów i ich rodzajem. Z powyższych względów nawet w jednej ławicy można obserwować szczątki organiczne silnie (np. gruboskorupowe muszle trychitów i skorupki ramienionogów) i słabo zdeformowane. Szczątki

organiczne są najsilniej zdeformowane w wapieniach o małej zawartości spoiwa mikrokrystalicznego.

W odmianach wapieni oolitowych oraz oolitowo-detrytycznych o nieznacznej zawartości spoiwa mikrokrystalicznego można niejednokrotnie zaobserwować wciski. Polegają one na tym, że oolity lub okruchy wapieni są tutaj wzajemnie wciśnięte (pl. IV, fig. 1). Głębokość tych wcisków, uzależniona przede wszystkim od siły kompaktacji, może być bardzo różna, nawet przy uwzględnieniu przypadkowości przekroju w szlifie mikroskopowym, i zmienna nawet w obrębie jednej ławicy, co także jest związane z zawartością pierwotnego spoiwa i jego charakterem strukturalnym.

Procesy hipergeniczne posiadają niekiedy znaczny wpływ na własności fizyczne. W badanych utworach, z wyjątkiem gezy wapnistych keloweju, nie uwydatniły się one jednak zupełnie. Gezy wapniste dzięki wspomnianym procesom uległy w bardzo różnym stopniu odwapnieniu. W miarę ubytku CaCO_3 materiał staje się coraz lżejszy, równocześnie zaś wzrasta jego porowatość i nasiąkliwość. W ostatecznym przypadku pozostaje sam szkielet krzemionkowy skały, której porowatość osiągać może, a nawet przekraczać 35%.

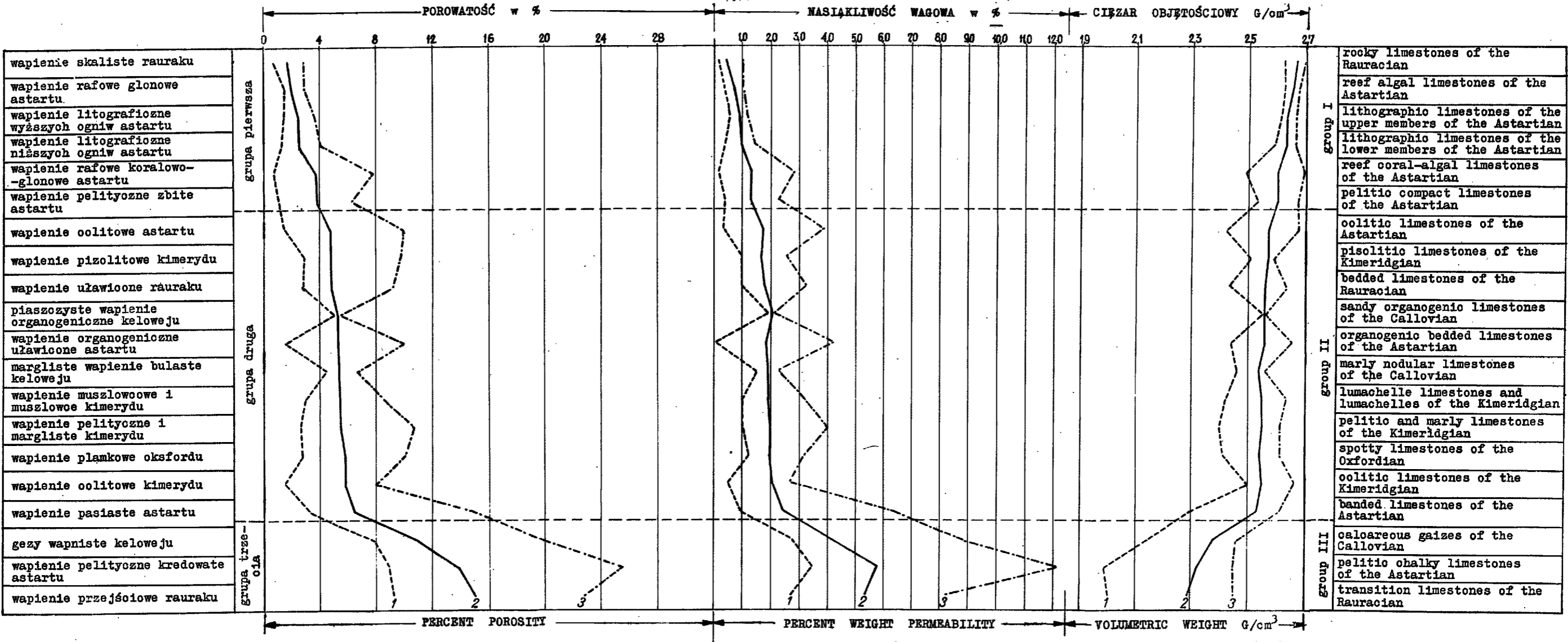
Omówione pokrótce najważniejsze czynniki biorące udział w przemianach diagenetycznych wapieni, działając w różnym natężeniu, dały w końcowym efekcie utwór odbiegający znacznie swoimi własnościami fizycznymi od pierwotnego osadu.

Z zestawionych wyników własności fizycznych (tab. 12) wynika, że ciężar właściwy, jeśli pominiemy gezy wapniste keloweju, jest dosyć stały i w większości odmian litologicznych wynosi średnio $2,70 \text{ G/cm}^3$. Znacznie większe zróżnicowanie wykazują pozostałe własności fizyczne, co świadczy o dużej niejednorodności materiału skalnego. Do najbardziej charakterystycznych należy tu porowatość, której wartości wskazują między innymi na stopień lityfikacji badanych utworów.

Szeregując wydzielone odmiany litologiczne w kolejności od najniższej do najwyższej średniej porowatości, można je podzielić na trzy zasadnicze grupy (tabl. I). Do grupy pierwszej zaliczone zostały utwory o średniej porowatości niższej od 4%, do drugiej o porowatości od 4% do 8%, a do trzeciej o porowatości wyższej od 8%. W podziale tym brane były jednak pod uwagę wyłącznie wyliczone średnie wartości porowatości i dlatego w obrębie utworów występujących w danej grupie znalazły się również próbki, których porowatość odbiega od przeciętnej jaką reprezentuje odpowiednia średnia.

Do grupy pierwszej zaliczono wapienie skaliste rauraku oraz wapienie rafowe glonowe i koralowo-glonowe, wapienie litograficzne i pelityczne zbite wapienie astartu. Wspólną cechą wszystkich tych wapieni jest najsilniejsza wśród obserwowanych w jurze lityfikacja, która — zacierając zupełnie pierwotne własności fizyczne — doprowadziła do

Podział utworów jurajskich na podstawie niektórych cech fizycznych
Division of the Jurassic deposits based on some physical properties



1 wartości najniższe, 2 wartości średnie, 3 wartości najwyższe
 1 lowest values, 2 intermediate values, 3 highest values

powstania utworów o niskiej porowatości (wahania średnich od 1,78‰ do 3,84‰) i nieznacznej nasiąkliwości (0,48-1,33‰ wag.), a wysokim ciężarze objętościowym (2,60-2,66 G/cm³). Biorąc pod uwagę maksymalną porowatość obserwowaną w poszczególnych odmianach wapieni można zauważyć, że z wyjątkiem raf glonowo-koralowych i wapieni pelitycznych zbitych jest ona niższa od 4‰, a w dwóch ostatnich przypadkach nie przekracza 8‰.

Większość badanych utworów wykazuje średnią porowatość, pozwalającą zakwalifikować je do grupy drugiej. Z keloweju należą tu piaszczyste wapień organogeniczne oraz margliste wapień bulaste, z oksfordu wapień plamkowe, z rauraku wapień uławicone, z astartu wapień oolitowe, pizolitowe, organogeniczne wapień uławicone i pasiaste, a z kimerydu wapień muszlowcowe i muszłowce, wapień pelityczne i margliste, wapień oolitowe i pizolitowe. W wapieniach grupy drugiej średnie wartości własności fizycznych kształtują się następująco: porowatość 4,84-6,46‰, nasiąkliwość 1,69-2,37‰ wag., ciężar objętościowy 2,53-2,57 G/cm³. Śledząc maksymalne porowatości w poszczególnych odmianach wapieni grupy drugiej można zauważyć, że zwykle są one niższe od 11‰ i tylko w przypadku wapieni pasiastych nieco przekraczają tę wartość. Równocześnie zaś minimalne porowatości tylko w dwóch przypadkach (wapień organogeniczne i bulaste keloweju) są wyższe od 4‰. Przedstawione dane wskazują, że pod względem fizycznym omawiana grupa reprezentowana jest przez wapień charakteryzujące się znaczną zmiennością. Zmienność ta uwydatnia się w każdej odmianie litologicznej, której krańcowe człony mogą z jednej strony sięgać do grupy pierwszej o niskiej porowatości, z drugiej zaś strony do grupy trzeciej. Ogólnie jednak rzecz biorąc stopień lityfikacji jest tutaj niższy od obserwowanego w grupie pierwszej.

Grupę trzecią stanowią gezy wapniste keloweju, wapień przejściowe rauraku oraz wapień pelityczne kredowate astartu. Utwory te odbiegają znacznie swymi własnościami fizycznymi od poprzednio omówionych. Średnia porowatość jest tutaj stosunkowo wysoka i waha się w przedziałach od 10,90‰ do 15,04‰, równocześnie zaś najniższa porowatość wynosi 7,87‰, podczas gdy maksymalna dochodzi do 25,75‰. Pozostałe średnie własności fizycznych charakteryzują następujące dane: nasiąkliwość 4,13-13,03‰ wag., ciężar objętościowy 2,29-2,38 G/cm³.

Przeprowadzone badania własności fizycznych wykazały, że stopień lityfikacji omawianych utworów nie jest związany ściśle z ich wykształceniem strukturalnym. Dlatego skały wykazujące analogiczne struktury mogą się różnić diametralnie swymi własnościami fizycznymi i należeć do zupełnie odmiennych grup. Najtypowszym tego przykładem są wapień o strukturach pelitycznych, które można obserwować we wszystkich grupach wykazujących różny stopień lityfikacji. Równocześnie zaś szereg odmian wapieni o zupełnie odmiennych cechach

Tabela (Chart) 12

Podstawowe własności fizyczne węglanowych skał jurajskich
Basic physical properties of the Jurassic carbonate rocks

Piętra jury	Typy litologiczne	Ilość badanych próbek	Ciężar właściwy G/cm ³	Ciężar objętościowy G/cm ³	Nasiąkliwość wagowa %	Porowatość %
1	2	3	4	5	6	7
Kelowej	piaszczyste wapienie organogeniczne	2	2,70 2,69–2,71	2,56 2,55–2,56	2,01 1,92–2,10	5,37 5,20–5,54
	gezy wapieniste	7	2,67 2,66–2,71	2,38 2,14–2,46	4,13 2,74–8,85	10,90 7,87–19,85
	margliste wapienie bulaste	3	2,69 2,67–2,70	2,54 2,51–2,56	1,85 1,46–2,26	5,45 4,49–6,69
Oksford	wapienie plamkowe	12	2,70 2,68–2,71	2,54 2,41–2,61	1,93 1,22–3,19	5,82 2,61–10,07
Raurak	wapienie przejściowe	8	2,69 2,68–2,70	2,29 2,07–2,45	5,31 2,66–8,17	15,04 9,26–22,76
	wapienie skaliste	10	2,70 2,69–2,71	2,66 2,62–2,69	0,48 0,19–1,02	1,78 0,74–2,96
	wapienie uławiczone	14	2,69 2,68–2,71	2,56 2,43–2,63	1,69 0,99–3,24	4,91 2,95–9,33
Astart	wapienie pelityczne kredowate	9	2,69 2,68–2,70	2,32 1,99–2,45	5,77 3,43–12,16	13,85 8,92–25,75
	wapienie pelityczne zbite	11	2,70 2,70–2,71	2,60 2,53–2,67	1,30 0,40–2,23	3,84 1,11–6,30
	wapienie litograficzne niższych ogni w astartu	4	2,70 2,69–2,70	2,63 2,59–2,66	0,97 0,47–1,47	2,63 1,25–4,07
	wapienie litograficzne wyższych ogni w astartu	5	2,70 2,69–2,71	2,63 2,61–2,66	0,90 0,55–1,13	2,59 1,48–3,69
	wapienie organogeniczne uławiczone	10	2,70 2,69–2,71	2,56 2,44–2,65	1,80 0,03–4,05	5,43 1,48–9,96
	wapienie rafowe glonowe	10	2,70 2,69–2,71	2,65 2,62–2,67	0,69 0,38–1,07	2,07 1,48–2,96
	wapienie rafowe koralowo-glonowe	10	2,70 2,70–2,71	2,60 2,49–2,69	1,33 0,19–2,81	3,81 0,74–7,78
	wapienie oolityczne	25	2,70 2,69–2,72	2,57 2,42–2,67	1,70 0,35–3,90	4,84 1,48–10,04
	wapienie pizolityczne	1	2,69	2,51	2,29	5,75
	wapienie pasiaszte	13	2,71 2,69–2,72	2,53 2,29–2,61	2,37 0,89–6,35	6,46 3,33–14,86

Tabela (Chart) 12 c.d.

1	2	3	4	5	6	7
Kimeryd	wapienie oolito- we	16	2,71 2,70–2,72	2,55 2,50–2,66	2,03 0,50–2,80	5,88 1,48–8,09
	wapienie pizoli- towe	3	2,70 2,68–2,71	2,57 2,51–2,59	1,60 1,06–2,57	4,90 2,99–7,38
	wapienie peli- tyczne i marg- liste	8	2,70 2,68–2,71	2,55 2,40–2,61	1,97 1,00–4,00	5,56 2,61–10,78
	wapienie musz- lowcowe i musz- lowce	7	2,70 2,69–2,71	2,55 2,42–2,63	1,93 1,02–3,15	5,46 2,95–8,49

strukturalnych, a więc powstałych często w diametralnie różnych warunkach sedymentacyjnych, posiada zbliżone własności fizyczne i należy do tych samych grup. Powyższy fakt wskazuje, że lityfikacja jest procesem złożonym i stanowi wypadkową sedymentacji i diagenety. W przemianach diagenetycznych główną rolę odegrała tu rekryształizacja, kompaktacja i przejście aragonitu w kalcyt. Procesy te działały zwykle równocześnie jednak w różnym natężeniu, co w wielu przypadkach uzależnione było od charakteru pierwotnego osadu. Gdy osad ten był złożony z oolitów, okruchów wapieni i detrytusu organicznego, spojonych ziarnistym kalcytem powstałym w wyniku ewaporatyzacji, procesy te nie odegrały większej roli, bowiem już pierwotna skała stanowiła utwór zwięzły. Procesy te działały więc głównie na materiał luźny, który w końcowym efekcie zmienił całkowicie swój charakter.

Przestrzenne rozmieszczenie odmian litologicznych reprezentujących poszczególne grupy utworów ilustrują odpowiednie profile syntetyczne. Z profilów tych widoczne jest, że skały o różnym stopniu lityfikacji mogą występować w bezpośrednim sąsiedztwie, przy czym w obrębie jednego profilu zmiany tego rodzaju zachodzą często wielokrotnie. Powyższy fakt wskazuje, że cechy fizyczne materiału skalnego nie są ściśle związane z jakimiś poziomami stratygraficznymi, a wyłącznie z odpowiednimi typami skał wapiennych, które także pod tym względem charakteryzują się dużą niejednorodnością.

UWAGI O SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFII

Na omawianym obszarze sedymentacja skał węglanowych rozpoczyna się w keloweju. W okresie tym, według J. Samsonowicza (1952), środkowa część Gór Świętokrzyskich nie była zalana przez morze i stąd do zbiornika dostarczany był materiał terrygeniczny. Materiał ten pochodził, według J. Lewińskiego (1912), z rozmywania skał triasowych, które występują w spągu jury. Obecna granica wychodni keloweju po-

siada jednak charakter erozyjny i z tych względów należy wnosić, że źródłem materiału terrygenicznego mogły być również utwory starsze od triasu.

W najniższym keloweju, w pn.-wschodniej części badanego obszaru, osadzone zostały piaszczyste wapienie organogeniczne. Stanowią one utwór powstały w środowisku burzliwym, płytkowodnym i przybrzeżnym, w którym na dużą skalę rozwijały się organizmy. W wyniku intensywnego falowania były one silnie niszczone i osadzone w formie detrytus, któremu towarzyszy materiał terrygeniczny. W okresie tym morze zwiększało jednak swój zasięg, a materiał terrygeniczny dostarczany był w mniejszych ilościach, równocześnie zaś z frakcji piaszczystej, a nawet żwirkowej w spągu serii przechodzi on we frakcje drobniejsze, w których zaczyna przeważać substancja ilasta.

W odmiennych warunkach powstały gezy wapieniste stanowiące wyższe ogniwo keloweju. Występująca w nich fauna głowonogów świadczy o morzu otwartym. W morzu tym środowisko było bardzo korzystne dla rozwoju gąbek krzemionkowych i wapiennych, które występują tu w dużych ilościach. Rozwój gąbek krzemionkowych wydaje się być w dużej mierze spowodowany obecnością substancji ilastej, która — zgodnie z przyjętymi za A. Gawłem (1950) poglądami — znajdując się przez dłuższy czas w stanie zawieszenia uległa rozkładowi, a wydzielana przy tym krzemionka przechwytywana była przez wspomniane organizmy. Nadmiar zaś jej, jak również krzemionka powstała z rozpuszczania spikul gąbek tworzyła na dnie większe skupienia, z których następnie powstawały czerty i spongiolity. Według M. W. De Laubenfelsa (1957), gąbki krzemionkowe żyją w głębokościach do 300 m, wapienne zaś płycej — do 100 m. Podane wartości świadczą o szelfowym charakterze morza keloweju. W miarę osadzania się utworów gezowych morze zwiększyło swój zasięg, a głębokość zbiornika i środowisko nie uległo większej zmianie, i dlatego na całym badanym obszarze omawiane utwory wykazują identyczne wykształcenie.

Zmiana środowiska zachodzi dopiero w górnym keloweju. W basenie morskim zaznacza się miejscami obniżenie podstawy falowania, a pierwotnie złożony materiał zostaje przerabiany, dostarczając do osadu wapiennych buł. Obserwowane przejścia od ławic zbudowanych z jednorodnego materiału do ławic złożonych z różnych wielkości buł wapiennych świadczą, że proces przerabiania miał zmienne natężenie. Na podstawie prac J. Samsonowicza (1932, 1934), W. Pożaryskiego (1948) oraz S. Z. Różyckiego (1955, 1956), w których wymienieni autorzy opisywali między innymi utwory keloweju związane z obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich, należy wnosić, że ówczesny basen sedymentacyjny, jakkolwiek wykazuje pewne zróżnicowanie, to jednak złożone w nim osady posiadają zbliżony charakter.

Transgresja morza jurajskiego w oksfordzie osiąga największy zasięg i, według J. Samsonowicza (1952), w okresie tym Góry Świętokrzyskie zostały całkowicie zalane. W dolnych ogniwach tego piętra zaznacza się jeszcze wpływ ładu, z którego dostarczany był materiał terygeniczny. Nieznaczna miąższość osadzonych utworów, jak również gwałtowny wzrost węglanowości, świadczą o tym, że w ciągu bardzo krótkiego okresu strefa brzeżna uległa znacznemu oddaleniu. W wyższym oksfordzie na znacznych przestrzeniach i przez dłuższy okres czasu następuje ujednoczenie warunków sedymentacyjnych. W otwartym, szelfowym morzu zostały osadzone doskonale uławicone wapienie plamkowe o wysokiej i stałej zawartości węglanów. Ich wykształcenie strukturalne świadczy, że w wielu przypadkach są one utworem detrytycznym, a materiał okruczowy powstał z przerabiania prawie współcześnie osadzanych i w różnym stopniu zdiagenezowanych wapieni. Okruczom tym towarzyszą drobne skupienia węglanu wapnia, które genetycznie można wiązać z działalnością glonów wapiennych. Glony, jak również okruczy wapieni, stanowią materiał redeponowany z płytszych stref basenu, w których zaznaczyła się intensywna działalność prądów i falowania. Obszary alimentacyjne położone były znacznie bardziej ku północy, a więc bliżej centrum Gór Świętokrzyskich, gdzie ówczesne morze, zgodnie z poglądami J. Samsonowicza (1924), było najpłytsze. Na niewielką skalę, w wychodniach skał oksfordzkich wysuniętych w tym kierunku, można obserwować grubodetrytyczne wapienie, stanowiące fragment wspomnianych płyczn. Jednolita facja wapieni plamkowych, które osiągają miąższość około 180 m, wskazują, że w miarę osadzania się tych utworów dno zbiornika stopniowo ulegało obniżeniu, jednak stosunki batymetryczne utrzymywały się przez cały czas niezmiennie.

Na badanym obszarze wapienie oksfordu przechodzą w sposób ciągły w utwory rauraku. Przejścia te świadczą o tym, że warunki sedymentacyjne na granicy tych pięter były zbliżone. Dopiero pojawienie się w rauraku wapieni skalistych przemawia za odrębnością tego ogniwa. Wapienie te rozwijają się jednak w różnych ogniwach rauraku, a w niektórych obszarach zastąpione są przez wapienie uławicone i z tego powodu postawienie granicy między wspomnianymi piętrami na podstawie cech litologicznych napotyka na dużą trudność. Jednolite środowisko utrzymujące się w najniższym rauraku ulega z czasem znacznemu zróżnicowaniu. W basenie morza raurackiego zaznaczyło się pewne zróżnicowanie, polegające na tym, że w pewnych jego częściach osadzone były wapienie uławicone, a w innych skaliste. Te ostatnie posiadają charakter biohermalny i wykazują duże podobieństwo do utworów opisanych przez S. Dżułyńskiego (1952) z okolic Krakowa. Zróżnicowanie strukturalne wapieni skalistych świadczy o bardzo zmiennych warunkach ich osadzania. W strefach basenu o intensywnej działalności prądów i falowania tworzyły się zlepieńcowe wapienie skaliste z oolitami. Rozdrab-

niany tutaj materiał roznoszony był następnie prądami w inne części zbiornika. Prądy te nie były jednak silne, bowiem przenoszony detrytus wykazuje zazwyczaj nieznaczne średnice i towarzyszą mu duże ilości drobnego pyłu wapiennego, który osadzany był w najbardziej spokojnych strefach. Zmienność w wykształceniu strukturalnym wapieni skalistych powtarza się często wielokrotnie w profilu pionowym, co świadczy o tym, że zmiany w intensywności działania prądów i falowania zachodziły w basenie sedymentacyjnym często i w tym samym okresie w różnych jego strefach uwydatniały się w zmiennym natężeniu. Znaczne na ogół miąższości wapieni skalistych i masywne ich wykształcenie wskazują na ciągłą sedymentację. W zupełnie odmiennych warunkach powstały wapienie uławiczone, które stanowią sedyment o charakterze rytmicznym. Podobnie jak w wapieniach skalistych, można tu wydzielić odmiany o różnym wykształceniu strukturalnym. Wapienie uławiczone drobnodetrytyczne towarzyszą zazwyczaj wapieniom skalistym i dlatego można przypuszczać, że zawarty w nich materiał okruszowy pochodzi prawdopodobnie z rozkruszania utworów skalistych. Znacznie większe rozprzestrzenienie wykazują jednak wapienie pelityczne, których struktury wskazują na to, że powstały w partiach basenu bardzo spokojnych, gdzie osadzane były tylko najdrobniejsze wapienne męty. Wapienie skaliste i uławiczone stanowią więc dwie zasadnicze odmiany utworów osadzanych w morzu raurackim. Z profili syntetycznych (fig. 5, 6, 7) widać, że wapienie skaliste tworzą tutaj bądź to dużej miąższości masywne skupienia (Lurowizna, Nida, Tokarnia, Chomentów), bądź też soczewy (Lipowice, Chałupki, Wolica), przy czym zawsze w ich spągu i stropie występują wapienie uławiczone. Zmienność ta świadczy o wielkim zróżnicowaniu płytkiego środowiska na strefy rozwoju bioherm oraz strefy cyklicznego osadzania utworów uławicznych. W tych ostatnich obserwuje się zwiększenie zawartości substancji ilastej, która prawie zupełnie nie występuje w wapieniach skalistych. Wydaje się, że substancja ilasta dostarczana była równomiernie do basenu sedymentacyjnego, jednak dzięki działalności prądów, wynoszona zostawała ze stref sedymentacji wapieni skalistych do stref bardziej spokojnych, w których osadzane były wapienie uławiczone, a niekiedy nawet margliste. W najwyższych ogniwach rauraku następuje ujednoczenie facji i na całym obszarze osadzane zostają wapienie uławiczone, które przechodzą do astartu.

W astarte środowisko ulega gwałtownej zmianie, co związane jest z regionalnym spłyceciem morza okalającego Góry Świętokrzyskie. W płytkim zbiorniku o charakterze sublitoralnym i litoralnym osadzone zostają różne odmiany wapieni, których cechy strukturalne świadczą o sedymentacji chemicznej, biochemicznej i detrytycznej. Wapienie te, łącząc się ze sobą ciągłymi przejściami, stanowią w krańcowych przypadkach utwór powstały w zupełnie odmiennych warunkach, a uzależ-

niony w znacznej mierze od siły prądów i falowania. Intensywność tych ostatnich była bardzo zmienna i dlatego w bezpośrednim sąsiedztwie wapieni osadzanych w warunkach spokojnych zaznaczyła się sedymentacja burzliwa. Zmiany zachodziły bardzo często nawet w czasie tworzenia się jednej ławicy, która w różnych swych częściach może wykazywać odmienne struktury. Osadzony uprzednio materiał w wyniku wielokrotnego obniżania podstawy falowania zostawał rozmywany i rozdrabniany, dostarczając dużej ilości okruchów. Drobnne okruchy i detrytus organiczny, dostając się w strefy silniejszych wzburzeń, dawały impuls dla powstawania oolitów. Prócz sedymentacji mechanicznej i chemicznej, w wyniku której tworzyły się wapienie oolitowe, oolitowo-detrytyczne, w pewnym zaś stopniu również pelityczne, w zbiorniku na dużą skalę rozwijały się osady biochemiczne. Te ostatnie związane tu są z akumulacją szczątków organicznych oraz produktów ich życiowej działalności. Obecność licznych gruboskorupowych małżów, ślimaków, szkarłupni, koralów i glonów wapiennych świadczy o niezwykle korzystnych warunkach panujących w ówczesnym basenie, który musiał być płytki i dobrze przewietrzany, o wodzie czystej, cieplej i normalnie zasolonej.

Zmienność warunków sedymentacyjnych w morzu astarckim, wyrażoną różnorodnymi odmianami wapieni, najlepiej ilustrują zestawione profile syntetyczne. Niezwykle silne zróżnicowanie basenu na strefy sedymentacji spokojnej i burzliwej utrzymuje się przez cały astart, a zmiany tego rodzaju zachodzą w poziomie na bardzo nieznacznych przestrzeniach, często rzędu kilkuset metrów. Z tych względów poszczególne profile różnią się znacznie między sobą miąższościowym udziałem różnych odmian wapieni oraz wzajemnymi między nimi stosunkami. Bardziej stałe horyzonty stanowią tu jedynie wapienie rafowe, które można było prześledzić na przestrzeni kilku kilometrów. Wapienie te, jak podkreśla J. Lewiński (1912), osiągają przy nieznacznych miąższościach duże rozprzestrzenienie, stanowiąc utwór o charakterze raf dywanowych.

Badania wapieni oolitowych wykazały, że w morzu jurajskim w okresie dolnego i środkowego astartu przeważała znacznie działalność prądów rozdrabniających i przenoszących materiał okruchowy, podczas gdy siły lokalnych wzburzeń powodujące powstanie oolitów były nieznaczne w porównaniu z siłami prądów. Z tego powodu osadzane w tym okresie wapienie oolitowe wykazują znaczną zawartość okruchów wapieni, a wśród oolitów przeważają odmiany o budowie powierzchniowej. W górnym astartcie warunki ulegają pewnym zmianom. Siła lokalnych wzburzeń jest wówczas znacznie intensywniejsza od siły prądów transportujących materiał okruchowy, który dostawał się często w stan zawieszenia. W wyniku tego prawie na wszystkich okruchach powstawały otoczki węglanowe, a oolity osiągnęły tu duże średnice.

W górnym astartcie, a miejscami również w środkowym, w pewnych partiach zbiornika osadzone zostały kompleksy wapieni litograficznych,

stanowiące utwór o charakterze lagunowym. Ogólnie można wyróżnić tutaj dwa kompleksy — dolny rozwinięty jest w postaci wapieni o wysokiej zawartości węglanu wapnia, podczas gdy w wyższym ławice wapieni przedzielane są wkładkami margli.

W najwyższym astarcie osadzone zostały wapienie pasiaste, których strop przyjęto — za H. Świdzińskim — za konwencjonalną granicę między astartem a kimerydem. Zespół ten zmienia w sposób konsekwentny swą miąższość od zachodu w kierunku wschodnim, gdzie stopniowo zanika i zastąpiony jest wapieniami o innym wykształceniu litologicznym. Wapienie pasiaste stanowią utwór powstały w strefach o bardzo zmiennym natężeniu działalności prądów i falowania. Obserwowany w poszczególnych pasmach osad związany jest z sedymentacją chemiczną, biochemiczną i mechaniczną, przy czym jest rzeczą charakterystyczną, że większość wydzielonych w astarcie typów wapieni może znaleźć swoje odpowiedniki w poszczególnych pasmach wapienia pasiastego.

Bez względu na genezę, jak również położenie w profilu stratygraficznym, wapienie astartu charakteryzują się na ogół wysoką i stałą zawartością węglanów, co świadczy o tym, że w czasie ich sedymentacji materiał terrygeniczny dostarczany był w bardzo nieznacznych ilościach. Pod tym względem wyróżniają się jedynie wapienie litograficzne wyższych poziomów astartu, którym towarzyszą domieszki materiału terrygenicznego, świadczące o zaznaczającym się lokalnie wpływie łądu.

W najniższym kimerydzie, bezpośrednio w stropie wapieni pasias-tych, osadzone zostały wapienie oolitowe, miejscami zaś także wapienie pelityczne z marglami. Wapienie oolitowe kimerydu powstały w analogiczny sposób jak wapienie astartu, jednak siła lokalnych wzburzeń osiągnęła w tym piętrze największe natężenie. Z tego powodu utwory te posiadają najwyższą wśród obserwowanych w jurze zawartość oolitów, które osiągają tu również największe średnice. W miarę jednak sedymentacji tych utworów siła lokalnych wzburzeń słabnie i oolity zanikają. Osadzone w tym samym czasie na sąsiednich terenach wapienie pelityczne przeławiczone marglami powstały również w warunkach płytkowodnych — stanowią one jednak osad wód spokojnych z cyklicznie dostarczonym z łądu materiałem ilastym. W wyższych ogniwach kimerydu zachodzi sedymentacja wapieni muszlowcowych i muszlowców oraz wapieni pelitycznych i marglistych. Stosunki miąższościowe między tymi odmianami skał przedstawiają się bardzo różnie w poszczególnych profilach i ogniwach kimerydu. Ogólnie jednak rzecz biorąc, w dolnych poziomach tego piętra przeważają wapienie pelityczne margliste nad muszlowcami.

Wykształcenie litologiczne utworów kimerydu wskazuje na podobne stosunki batymetryczne do obserwowanych w astarcie. W przeciwieństwie jednak do basenu astartkiego, osadzone w kimerydzie skały wykazują dużą zmienność w składzie chemicznym. Spowodowana jest ona

dopływem materiału terrygenicznego, reprezentowanego głównie przez substancję ilastą, który towarzyszy w większych ilościach wapieniom o strukturach pelitycznych, osadzanych w strefach spokojnych basenu. Zwiększenie dopływu materiału terrygenicznego ku stropowi kimerydu związane jest z faktem, że w okresie tym morze stopniowo wycofywało się z obszaru Gór Świętokrzyskich, które w końcu uległy całkowitemu wynurzeniu (Samsonowicz 1952).

Na podstawie dotychczasowych publikacji i niniejszej pracy należy wnosić, że utwory jurajskie z Gór Świętokrzyskich, mimo pewnych różnic w ujęciach stratygraficznych, wykazują na znacznych przestrzeniach podobny charakter. Powyższy fakt świadczy, że w tych samych okresach w całej interesującej nas części basenu warunki sedymentacyjne musiały być zbliżone. W czasie rozwoju basenu morza jurajskiego ulegały one jednak ciągłym zmianom, w wyniku których osady każdego z pięter wykazują pewną odrębność w wykształceniu litologicznym.

*Katedra Żłóż Surowców Skalnych
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, w maju 1963 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BUCHER W. H. 1918. On oölites and spherulites. — *J. Geol.*, vol. 26.
- CAROZZI A. V. 1957. Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolites — L'exemple du Grand Lac Salé, Utah, USA. — *Bull. Inst. Nat. Genève*, vol. 58.
- 1960. *Microscopic Sedimentary Petrography*. New York.
- CAYEUX L. 1935. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Paris.
- CLOOS E. 1947. Oölite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 58.
- CUMMINGS E. R. & SHROCK R. R. 1928. Coral reef of Indiana and adjacent states and their stratigraphic relations. — *Ibidem*, vol. 39.
- CZARNOCKI J. 1922. Spostrzeżenia nad morfologią i tektoniką południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Quelques observation sur la morphologie et la tectonique de la région SE du massif de Św. Krzyż). — *Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 2. Warszawa.
- 1925. Wyniki badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur les résultats des recherches géologiques sur le terrain mésozoïque dans la partie occidentale du Massif de Święty Krzyż). — *Ibidem*, nr 11.
- 1926. Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Résultats des recherches géologiques dans la partie sud-ouest et ouest du Massif de Święty Krzyż). — *Ibidem*, nr 15.
- 1927. Sprawozdanie z badań dokonanych w r. 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu checińskiego (Compte-rendu des recherches exécutées en 1926 et la structure du Mésozoïque de la région de Chęciny). — *Ibidem*, nr 17.
- 1928. O budowie zachodniej części fałdu Chęcińskiego (Sur la structure de la partie occidentale de l'anticlinal de Chęciny). — *Ibidem*, nr 21.
- 1931. Spostrzeżenia w zakresie tektoniki pd.-wschodniego zbocza Gór Święto-

- krzyskich (Sur la tectonique du versant sud-est du Massif de S-te Croix). — Ibidem, nr 29.
- 1932. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w północnej części arkusza Pińczów i zachodniej części arkusza Staszów, w okolicach Pierzchnicy, Chmielnika, Piotrkowic i Włoszczowic (Compte-rendu des recherches géologiques faites pour les feuilles Pińczów et Staszów). — Ibidem, nr 33.
- 1936. Profil studni zdrojowej w Solcu, oraz ogólne uwagi dotyczące budowy zapadliska soleckiego i synkliny Jędrzejowskiej (pasma Wójczańsko-Pińczowskiego) (Profil du puits de Solec-les-Bains et remarques générales concernant la structure de l'affaissement de Solec du synclinal de Jędrzejów de la chaîne de Wójcza-Pińczów). — Ibidem, nr 45.
- 1952. Marmury świętokrzyskie. — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 80. Warszawa.
- DANA E. S. 1932. Textbook of Mineralogy. New York.
- DANGEARD L. 1935. Les pisolithes à Girvanelles dans le Jurassique de Normandie. — Bull. Soc. Géol. France, vol. 5.
- De LAUBENFELS M. W. 1957. Marine sponges. — Geol. Soc. Amer., Memoir 67, vol. 1.
- DŻUŁYŃSKI S. 1952. Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej (The origin of the Upper Jurassic limestones in the Cracow area). — Roczn. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXI. Kraków.
- ENGELHARDT W. 1960. Der Porenraum der Sedimente. Berlin.
- FOLK R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 43, no. 1.
- FOLK R. L. & WEAVER C. E. 1952. A study of the texture and composition of chert. — Amer. J. Sci., vol. 250. New Haven.
- GAWEŁ A. 1951. O procesach sylikacji w karpaccich utworach fliszowych (La silification dans le Flysch karpatique). — Roczn. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XX. Kraków.
- GINSBURG R. N. 1953. Beachrock in South Florida. — J. Sedim. Petrol., vol. 23. Urbana.
- 1957. Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida. Regional aspects of carbonate deposition. — Symp. Soc. Econ. Palaeont. Min. Spec. Publ., no. 5. Tulsa.
- HADDING A. 1958. Origin of the lithographic limestones. — Kungl. Fysiogr. Sällskapet i Lund Förhandlingar, Bd. 28, H. 4.
- KSIAŻKIEWICZ M. & SAMSONOWICZ J. 1953. Zarys Geologii Polski. Warszawa.
- KUTEK J. 1962a. Osuwiska podmorskie i krzemienie w dolnokimerydzkich wapieniach okolic Małogoszcza (Cherts and submarine slumps in the Lower Kimeridgian limestones from the vicinity of Małogoszcz — Central Poland). — Acta Geol. Pol., vol. XII/3. Warszawa.
- 1962b. Problematyka stratygraficzna kimerydu i najwyższego oksfordu Polski (Stratigraphic problems of the Kimeridgian and Uppermost Oxfordian in Poland). — Ibidem, vol. XII/4.
- LEWIŃSKI J. 1912. Utwory jurajskie na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich (Les dépôts jurassiques du versant occidental des montagnes de Święty Krzyż). — Spraw. Tow. Nauk. Warsz., rok V, z. 8. Warszawa.
- MOROZ-KOPCZYŃSKA M. 1958. Baza surowca wapienniczego pomiędzy Wolica a Sobkowem w Kielecczyźnie (Limestone deposits in Wolica-Sobków). — Cement-Wapno-Gips, nr 9.
- PESZAT C. 1960. Uwagi o wykształceniu keloweju w południowo-wschodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. — Spraw. Pos. Kom. Oddz. PAN. Kraków.

- 1961. Litologia i sedymentacja wapieni pasiastych astartu antykliny Sobkowa. — *Ibidem*.
- 1962. Zagadnienie ciemnych wapieni w jurze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. — *Ibidem*.
- PESZAT C. & MOROZ-KOPCZYŃSKA M. 1959. O wykształceniu litologicznym wapieni górnourajskich na południe od Chęciny (The lithological development of the Upper Jurassic limestones south of Chęciny — the Holy Cross Mountains). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXVIII, z. 3. Kraków.
- POŻARYSKI W. 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik — Central Poland). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 46. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. 1960. Osuwiska podmorskie w malmie i senonie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Submarine slides of epicontinental Upper Jurassic and Upper Cretaceous margins of the Holy Cross Mts., Central Poland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. X/2. Warszawa.
- RONIEWICZ E. 1960. *Complexastrea* i *Thecosmilia* z astartu Polski (Complexastrea and Thecosmilia from the Astartian of Poland). — *Acta Palaeont. Pol.*, vol. V/4. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1955. Parkinsonie, garantiany i strenocerasy z doggeru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie stratygraficzne (On some Parkinsonia, Garantiana and Strenoceras from the Dogger in the marginal area of the Holy Cross Mts. (Poland) and on their stratigraphic signification). — *Acta Geol. Pol.*, vol. V/3. Warszawa.
- 1956. Nowy podział stratygraficzny doggeru obrzeżeń Gór Świętokrzyskich na podstawie fauny amonitowej (New stratigraphical division of the Dogger in the periphery of the Święty Krzyż Mts. — Central Poland — on the basis of the ammonitic fauna). — *Przegląd Geol.*, z. 1. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. 1934. Objasnienia arkusza Opatów (pas 45, słup 35) (Explication de la feuille Opatów). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SENKOWICZ E. 1959. Jura i kreda między Jędrzejowem a rzeką Nidą (The Jurassic and Cretaceous between Jędrzejów and the Nida river). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 159. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. 1957. Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem (The Muschelkalk on the southern slope of Święty Krzyż Mts. between Czarna Nida and Chmielnik). — *Ibidem*, 122.
- STEHLA F. G. & HOWER J. 1961. Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 31.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1931. Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą (Dépôts jurassiques entre Małogoszcz et la Czarna Nida, versant sud-ouest du Massif de Ste Croix). — *Spraw. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, t. VI, z. 4. Warszawa.
- 1932. Fałd skórkowski. Przyczynek do znajomości tektoniki jury w części zachodniej Gór Świętokrzyskich (Anticlinal de Skórków. Contribution à la connaissance de la tectonique du Jurassique de la partie occidentale du Massif de Ste Croix). — *Ibidem*, t. VII, z. 2.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1954. Petrografia skał osadowych. Warszawa.
- TWENHOFEL W. H. 1932. Treatise on sedimentation. Baltimore.
- WELLER J. M. 1959. Compaction of sediments. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 43.
- 1960. Stratigraphic principles and practice. New York.
- WOOD A. 1941. "Algal dust" and the finer-grained varieties of carboniferous limestone. — *Geol. Mag.*, vol. 78.

C. PESZAT

**THE LITHOLOGY OF THE JURASSIC CARBONATE ROCKS
(SOUTHEASTERN MARGIN OF THE HOLY CROSS MTS., POLAND)**

(Summary)

ABSTRACT: The results are reported of lithological investigations of the Jurassic (Callovian-Kimmeridgian) deposits between Tokarnia and Chmielnik, in the SE margin of the Holy Cross Mts. The sediments here are facially strongly differentiated as is shown in many synthetic profiles of the various tectonic units. Microscopic and chemical studies reliably indicate that the calcite carbonate content of the sediments here considered cannot be correlated with the origin of the rock material. The chemical composition variability is controlled solely by the intermittent influence of the land. The physical properties of the deposits suggest the varying degree of their lithification which is not connected with the structural development. The data thus obtained permit a number of conclusions concerning conditions of sedimentation, diagenetic changes and palaeogeographic situation at that time.

In the eastern part of the southern margin of the Holy Cross Mts., between Tokarnia and Chmielnik, the Jurassic deposits crop out in several parallel zones belonging to various tectonic units (fig. 1). The distribution of the particular Jurassic stages within these units is shown in a geologic sketch map (fig. 2). The Jurassic deposits are lithologically strongly differentiated and this is clearly illustrated by the profiles (figs. 5-10). The profiles give a synthetic picture of the lithology and the changes of this series both in the vertical and horizontal development of the distinguished tectonic units within all the Jurassic stages here considered. The lithological varieties of the carbonate rocks distinguished in the profiles are described on the base of microscopic and chemical analyses and a study of their physical properties.

PETROGRAPHIC-SEDIMENTOLOGICAL INVESTIGATIONS*The Callovian*

Within the investigated area the sedimentation of carbonate deposits began during the Callovian. At that time (Samsonowicz 1952) the central part of the Holy Cross Mts. was not overflowed by the sea and hence terrigenous material was being brought into the basin. During the lowermost Callovian sandy organogenic limestones were deposited in the NE part of this area which had been formed in a stormy, shallow-water littoral environment. The Callovian sea, however, rapidly advanced and calcareous gaizes overlaid the limestones just mentioned in areas lying farther west above the Bathonian clays. Their cephalopod fauna suggests an open sea environment, particularly favourable for the development of siliceous and calcareous sponges. The development of siliceous sponges may reasonably be connected with the presence of a clayey substance which, as is suggested by A. Gaweł (1950), was decomposed after a prolonged state of suspension. The silica produced by this process was absorbed by the sponges. Its surplus, together with the silica supplied by the dissolution of the sponge spicules, impregnated the deposits and formed concentrations which subsequently led to the formation of cherts and spongiolites. Along with the sedimentation of gaize deposits the sea invaded farther areas, there were no changes in the depth of the basin or in environmental conditions and, therefore, all the sediments here considered are analogously developed throughout the area in all its vertical profiles. A change

in the environment does not occur before the upper Callovian. Owing to a lowering of the wave base the material originally deposited in the sea basin was re-worked and re-deposited as a nodular limestone. The observable passage of layers of homogeneous material into layers containing variously sized nodules reasonably suggests changes in the intensity of the re-work process.

The Oxfordian

Sea transgression here reached its maximum in the Oxfordian. The continental influence still exerted in the lowermost member of that stage is manifested by the deposition of marly limestones. Their small thickness and the rapidly increasing carbonate content (fig. 3) indicate that the distance from the littoral zone increased considerably within a short time. In the upper Oxfordian uniform conditions of sedimentation prevailed over a considerable period of time and in large areas. Spotty beautifully bedded limestones were laid down in the open shelf sea. Investigations show that these limestones contain detritic structures and that the clastic material was derived from the reworking of penecontemporaneous limestones displaying a varying degree of diagenesis. Besides fragments of limestones and pellets small concentrations of calcite carbonate are encountered. They resemble those described by A. Hadding (1958) from lithographic limestones where they were formed by calcareous algae. It seems that large amounts of fine calcareous dust were supplied, from the shallower zones of the Oxfordian sea basin, by algae as well as by the associated bacteria. The original structure of these organisms, however, was strongly damaged by diagenetic changes and the destructive action of bacteria. Algae and fragments of limestones were re-deposited from the shallower zones of the sea basin where the action of currents and the waves was very intense. The alimentary areas lay farther north, i.e. nearer to the central part of the Holy Cross Mts. where the sea was shallowest. Coarse detritic limestones which are a fragment of the shallow zones may be observed on a small scale in Oxfordian outcrops occurring in this direction (fig. 5). The uniform nature of the lithological development of the spotty limestones, up to about 180 m. in thickness, indicates that the floor of the basin lowered gradually along with their deposition, but that the bathymetric conditions did not change.

The Rauracian

The spotty limestones of the Oxfordian pass upwards into bedded unspotted limestones which are assigned to the Rauracian. These passages indicate analogies of the conditions of sedimentation at the boundary of the two Jurassic stages. It is not until the appearance of the rocky limestones that the Rauracian may be distinguished. A certain zonation is discernible in the Rauracian sea basin, expressed by the presence of bedded limestones in some parts of the basin, and that of rocky limestones in other parts (figs. 5-7). The latter have a biohermal character. Structurally the rocky limestones are strongly differentiated, the fine detritic and microcrystalline varieties being the most common. Variations in the structural development may repeat many-a-times in the same vertical profile. This suggests frequent changes in the intensity of the action of currents and waves. Unbroken sedimentation is suggested by the considerable thickness of the rocky limestones and their massive development.

The bedded limestones of the Rauracian were formed under quite different conditions. They are a sediment associated with rather quiet waters that were regularly fed with the finest calcareous pelite. A detritic structure is occasionally observable in the bedded limestones, too. It seems that the clastic material here was formed by the outwashing of the rocky limestones in the neighbouring areas.

The Astartian

In the uppermost Rauracian the facial development grows more uniform and bedded pelitic limestones, which towards the top pass into Astartian limestones, are deposited in the calm environment throughout this area. The sedimentary environment is substantially changed in connection with the shallowing of the sea surrounding the Holy Cross Mts. The structural features of the different limestone varieties that are deposited in a shallow sub-littoral or littoral sea suggest chemical, biochemical and detritic sedimentation. In extreme cases these limestones, that grade into each other, present a rock that was formed under perfectly different conditions and largely influenced by the intensity of the currents and waves. The force of the waves varied greatly. This accounts for the stormy sedimentary conditions that prevailed in the near neighbourhood of limestones that were deposited under calm conditions. Such changes often occurred during the formation of one bed so that its particular parts may have a different structure. In result of the repeated lowering of the wave-base the previously deposited material was outwashed and disintegrated supplying large amounts of detritus. On being brought into zones of local agitation these fragments as well as the organic detritus started the oolitization processes. In addition to mechanical and chemical sedimentation which led to the formation of oolitic, oolitic-detritic — and in a certain measure — of pelitic limestones, biochemical deposits also developed in great abundance. The presence of numerous lamellibranchs, gastropods, echinoderms, calcareous algae and corals suggests favourable conditions prevailing in that basin whose waters were probably shallow, well aerated, pure, warm and normally saline. The variability of sedimentary conditions, expressed by the presence of numerous limestone varieties, is well illustrated by the profiles shown in figs. 8-10. These profiles reasonably suggest that the strong division of the basin into zones of calm or stormy sedimentation continues throughout the Astartian and that even small areas experience these changes.

Among Astartian deposits oolitic limestones are of great significance and they have been dealt with more at large in the present work. In what concerns their composition and lithological development these limestones are strongly differentiated. The problem of the origin of oolites has always been much discussed in the literature. The deposits here considered were formed mainly in result of calcium carbonate coatings on the different cores suspended in an aqueous environment. Such conditions are described by A. Carozzi (1957, 1960). Numerous planimetric and granulometric analyses of the oolitic limestones (charts 2-6) show that during the lower and middle Astartian there was a predominance of currents which disintegrated and transported clastic material when the strength of local agitation responsible for the formation of oolites was insignificant. In result of the above conditions the content of limestone detritus in the oolitic limestones, deposited at that time, is rather high, while the predominant oolites are those consisting of superficial films (chart 2). During the upper Astartian conditions change. The intensity of local disturbances greatly exceeds the force of the currents that transport clastic material. This becomes suspended and oolitic films begin to cover the whole detritic material. An analysis of the structure of oolites shows that, in contrast with the suggestions of L. Cayeux (1935), their radial structure is not due to diagenetic transformations but to the physico-chemical conditions which prevailed in the sea basin during sedimentation. The above conception is based on the fact that oolites with radial structure occur side by side with oolites lacking this structure in the same strata of the area here considered, while other strata may contain only oolites with a concentric structure. Moreover, the radial oolites

here form a fairly continuous horizon between the upper Astartian and the lowermost Kimeridgian. In order to trace the variations that may occur within one oolitic limestone layer samples were taken from the bottom, the centre and the top of the layer. These investigations disclosed marked variations in the content of the particular components and the size of the oolites, controlled by the thickness of the given layer (fig. 7). In thickbedded oolitic limestones these variations are considerably stronger than in analogous medium-bedded horizons. The structural development of the matrix also displays variability, often within one layer, and this is closely connected with the amount of the matrix (fig. 8).

Pelitic limestones also abound in sediments of the Astartian, pelitic chalky limestones, pelitic compact limestones and pelitic lithographic limestones are those that have been distinguished. They have a number of features in common, such as identical structure, strong homogeneity of the material and the occurrence side by side with other limestone varieties whose structure reasonably indicates that they had been formed in shallow-water and stormy environment. They differ one from the other mainly in the varying degree of lithification. The origin of the calcareous pelite varies strongly. The limestones here investigated were formed by algae and bacteria, in a mechanic mode owing to the disintegration of detritus material, or by chemical sedimentation in connection with the physico-chemical changes that occurred in the sea basin.

A complex of banded limestones was laid down during the uppermost Astartian. It does not display uniformity of development and it is built of different limestone varieties which interbed layers of a banded structure. The sedimentation of these layers occurred under extremely variable strength of the currents and waves. The changes re-occurred in cycles during the deposition of one layer, hence it consists of alternately arranged bands of pelite and oolites of varying thickness. The bands observable in some layers may be connected with the presence of asymmetrical current ripple marks. The material of which the bands are built is associated with chemical, biochemical and mechanical sedimentation.

The Kimeridgian

Oolitic limestones were deposited in certain areas during the lowermost Kimeridgian. They were formed analogously as the oolite limestones of the Astartian, the local disturbances had, however, at that time attained their maximum intensity. For these reasons the above named limestones have the highest oolite content observable in these rocks during the Jurassic, and the oolites here have the largest diameter, too (chart 9-10). However, the strength of the local disturbances decreases along with the sedimentation of the limestones and the oolites disappear. The formation of pelitic limestones, interbedded with marls, which were simultaneously deposited in the neighbouring areas, had also occurred under shallow-water conditions. They consist, however, of lagoon deposits containing argillaceous material brought in cycles from the continent. Lumachelle as well as pelitic and marly limestones are deposited during the upper Kimeridgian. The mutual thickness relations of the rock varieties vary notably in the particular profiles and series of the Kimeridgian (figs. 8-10). In the main, however, pelitic and marly limestones predominate over the lumachelle in the lower horizons of this stage. The development of the deposits suggests that the prevailing bathymetric conditions resembles those observed in the Astartian. The deposits sedimented during the Kimeridgian are characterised by strong chemical composition variations. These are connected with the gradual retreat of the Kimeridgian sea from the area of the Holy Cross Mts., leading to their total emersion.

CHEMICAL AND MINERAL COMPOSITION OF THE JURASSIC ROCKS

The chemical and mineral composition of the Jurassic rocks here discussed is not only of theoretical significance in that it determines the changes that were occurring in the sedimentary basin. They may be also of practical importance, since in many places the deposits are being exploited by the various branches of the industry. A number of chemical analyses have, therefore, been made of the various types of rocks occurring in all the Jurassic stages (chart 11). Calcite is here the most important and predominant constituent. The structural development of the rocks suggests that in many cases the calcium carbonate originally developed as aragonite which gradually passed into calcite. This constituent is present here in a microcrystalline form, or as unequigranular grains. It is also present in oolites, pisolites, limestone detritus and organic remains. The above mentioned forms of calcite indicate that its formation is due to different processes: i.e. the direct accumulation of animal and plant remains, the work of plants in their life-time. However, it may have been formed without the cooperation of the organic world, by precipitation from a solution, finally by the reworking of previously deposited limestone varieties. Each of the just mentioned types of limestones owes its formation to one or more of the processes mentioned above. When comparing deposits of completely different origin it may be noted that often they have a similar or even analogous calcium carbonate content. This shows that in the deposits here considered the calcium carbonate content does not depend on the origin of the rock material, while the chemical composition variations are due entirely to the intermittent continental influence.

An analysis of the chemical composition of Jurassic rocks shows that with the exception of the Callovian and the Kimmeridgian, the limestones are pure limestones with a high content of calcium carbonate and a subordinate admixture of magnesium carbonate and of other elements.

PHYSICAL PROPERTIES OF JURASSIC ROCKS

In the descriptions of carbonate rocks their physical properties are often disregarded. Physical properties are the outcome of sedimentary processes, diagenetic changes, occasionally of secondary transformations, while their knowledge indicates the extent of lithification of any given deposit. Taking this into the account the writer has determined the basic physical properties of all the lithological varieties of carbonate rocks distinguished within the particular Jurassic stages (chart 12). By listing these lithological varieties in order of their mean porosity, from the lowest to the highest, they may be divided into 3 groups that differ in the extent of lithification (tabl. I). Group 1 embraces rocks of moderate porosity, below 4%; group 2 those with a porosity between 4 and 8%; group 3 contains rocks with porosity exceeding 8%. This classification, however, is based on the calculated mean porosity, hence, the porosity of some deposits in a given group may deviate from the mean calculated figure. The physical properties of the deposits indicate that the extent of their lithification is not closely connected with their structural development so that rocks with analogous structure may be referred to different groups. Limestones having a pelitic structure are the most illustrative example of this characteristic. On the other hand, a number of limestone varieties totally different in structure, and, therefore, developed under diametrically different sedimentary conditions, may display similar physical properties. This suggests that lithification is a complicated process, and the resultant of sedimentation and diagenesis. The diagenetic changes here are due mostly to recrystallisation, compaction, and the transition of aragonite into calcite.

The spacial distribution of the lithological varieties that represent the particular groups of deposits is illustrated by the respective profiles (figs. 5-10). These profiles show that rocks varying in the extent of lithification, may occur in close proximity. In the vertical development of a series, changes of this type may repeat many times. This re-occurrence indicates that the physical properties of the material here are not closely connected with any stratigraphic horizons, but exclusively with corresponding types of calcareous rocks.

FINAL REMARKS

The above brief account of the investigations of the Jurassic carbonate rocks suggests that they formed within an epicontinental basin of sedimentation. These rocks are characterised by markedly strong variability, the outcome of a number of factors. The most important are changes in the shore line which are, in a great measure, responsible for the chemical composition of the sediments. Other agents are those effecting changes in bathymetric relations, the bottom movements of the basin, intensity of currents and waves, development of the organic world, and finally the physico-chemical environmental changes. All these factors were responsible mainly for the structural development and the thickness of the deposits. Another group of factors consists in complicated diagenetic changes, closely associated with the present physical properties indicating the degree of lithification of the sediments.

*Department of Non-metallic Mineral Deposits
School of Mining and Metallurgy
Kraków, May 1963*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I-VI

DESCRIPTION OF PLATES I-VI

PL. I

Fig. 1

Wapień plamkowy oksfordu, Tokarnia. Na tle obfitego spoiwa węglanowego widoczne są liczne fragmenty wapieni; najdrobniejsze z nich, zbudowane często z mikro- lub kryptokrystalicznego jednorodnego kalcytu, przypominają pellety
× 24

Nikole równoległe

Spotty Oxfordian limestone from Tokarnia. Against the abundant carbonate matrix are observable limestone fragments; the smallest ones, frequently consisting of micro- or cryptocrystalline homogeneous calcite, resemble pellets
× 24

Parallel nicols

Fig. 2

Wapień skalisty rauraku, Nida. W przekrystalizowanym i drobnogruzelkowym spoiwie kalcytowym widoczne fragmenty wapieni oraz bliżej nie określone szczątki organiczne
× 16

Nikole równoległe

Rocky Rauracian limestone from Nida. Limestone fragments and rather indeterminate organic remains are visible in the re-crystallised and finely nodular calcite matrix
× 16

Parallel nicols

PL. II

Fig. 1

Wapień organogeniczny astartu, Sokołów Dolny. W obfitej masie mikrokryystalicznego kalcytu tkwią przekrystalizowane skorupy małżów oraz fragment łądugi liliowca
× 16

Nikole równoległe

Organogenic Astartian limestone from Sokołów Dolny. In the abundant microcrystalline calcite are embedded re-crystallised lamellibranch shells and a crinoid fragment
× 16

Parallel nicols

Fig. 2

Wapień organogeniczny astartu, Staniewice. W ziarnistym spoiwie kalcytowym tkwi detrytus bliżej nie określonych szczątków organicznych oraz fragmenty wapieni
× 16

Nikole skrzyżowane

Organogenic Astartian limestone from Staniewice. In the granular calcite matrix are embedded rather indeterminate organic remains and limestone fragments
× 16

Crossed nicols

PL. III

Fig. 1

Wapień rafowy astartu, Sobków. W grubokrystalicznym spoiwie kalcytowym widoczny jest glon wapienny × 19
 Nikole skrzyżowane

Reef Astartian limestone from Sobków, showing a limestone alga in the coarse-crystalline calcite matrix × 19
 Crossed nicols

Fig. 2

Wapień rafowy astartu, Sokołów Dolny. Nastąpiły tu procesy rekrystalizacji, które doprowadziły do zatarcia pierwotnych struktur × 16
 Nikole skrzyżowane

Reef Astartian limestone from Sokołów Dolny, suggesting processes of recrystallisation which have effaced the original structures × 16
 Crossed nicols

PL. IV

Fig. 1

Wapień oolitowy wyższych ogniów astartu, Sobków. W ziarnistym spoiwie kalcytowym tkwią liczne oolity o budowie koncentryczno-promienistej, które często tworzą formy wcisków × 16
 Nikole skrzyżowane

Oolitic limestone of the higher members of the Astartian from Sobków. In the granular calcite matrix are embedded numerous pitted oolites with a concentric-radial structure × 16
 Crossed nicols

Fig. 2

Wapień oolitowy wyższych ogniów astartu, Przemianki. W mikrokrystalicznym spoiwie tkwią oolity o budowie koncentryczno-promienistej i promienistej × 16
 Nikole skrzyżowane

Oolitic limestone of the higher members of the Astartian from Przemianki. In the microcrystalline matrix are embedded oolites with a concentric-radial or radial structure × 16
 Crossed nicols

PL. V

Wapień pasiasty astartu, Sobków. Widoczna budowa pasmowa oraz warstwowanie przekątne związane z obecnością ripplemarków prądowych. Zdjęcie wykonane z bloku szlifowanego × 0,8

Banded Astartian limestone from Sobków, showing the banded structure and diagonal bedding connected with the presence of current ripple marks. Photo from a polished block × 0,8

PL. VI

Fig. 1

Muszlowiec kimerydu, Korytnica. W. ziarnistym spoiwie kalcytowym tkwią frag-
 menty małżów i szkarłupni oraz różnej wielkości okruchy wapieni × 16
Nikole równoległe

Kimeridgian lumachelle from Korytnica. In the granular calcite matrix are
 embedded fragments of lamellibranchs and echinoderms, also variously sized
 limestone fragments × 16
Parallel nicols

Fig. 2

Muszlowiec kimerydu, Staniewice. Widoczne są fragmenty małżów i szkarłupni
 oraz innych bliżej nie określonych organizmów × 16
Nikole równoległe

Kimeridgian lumachelle from Staniewice, showing fragments of lamellibranchs
 and echinoderms and other rather indeterminate organic remains × 16
Parallel nicols

Fotografie wykonał C. Peszat i J. Małecki
Photographs by C. Peszat and J. Małecki

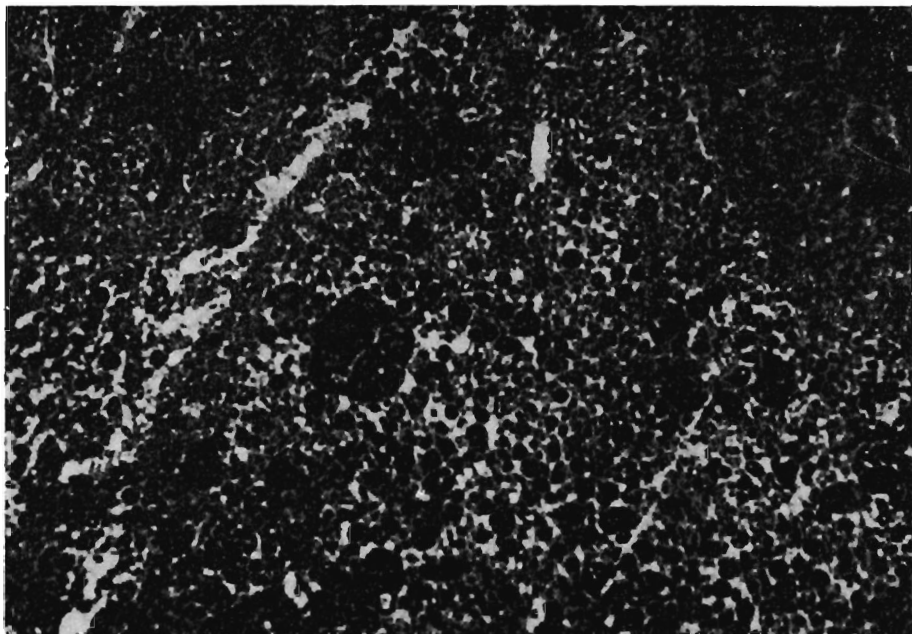


Fig. 1

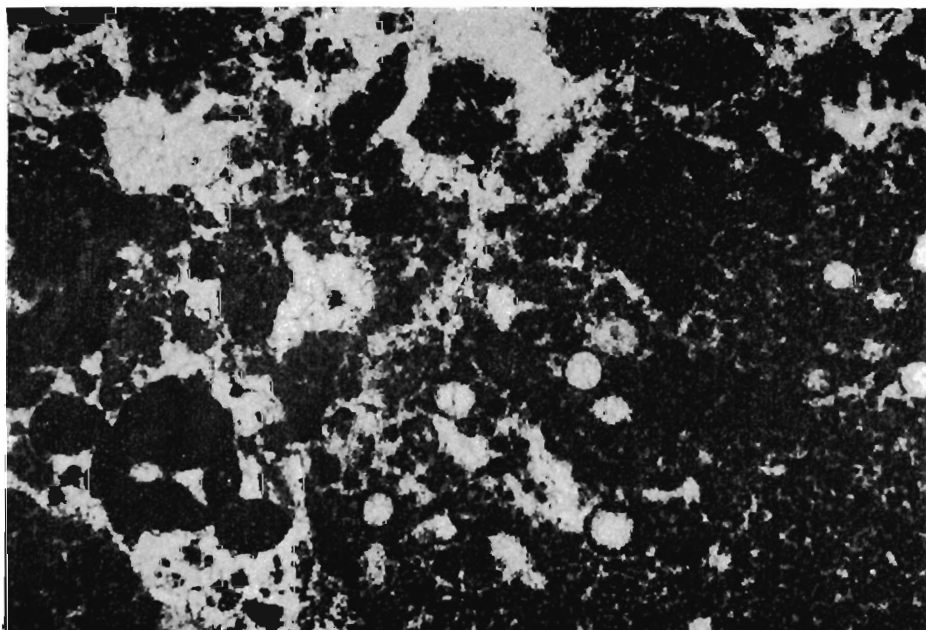


Fig. 2



Fig. 1

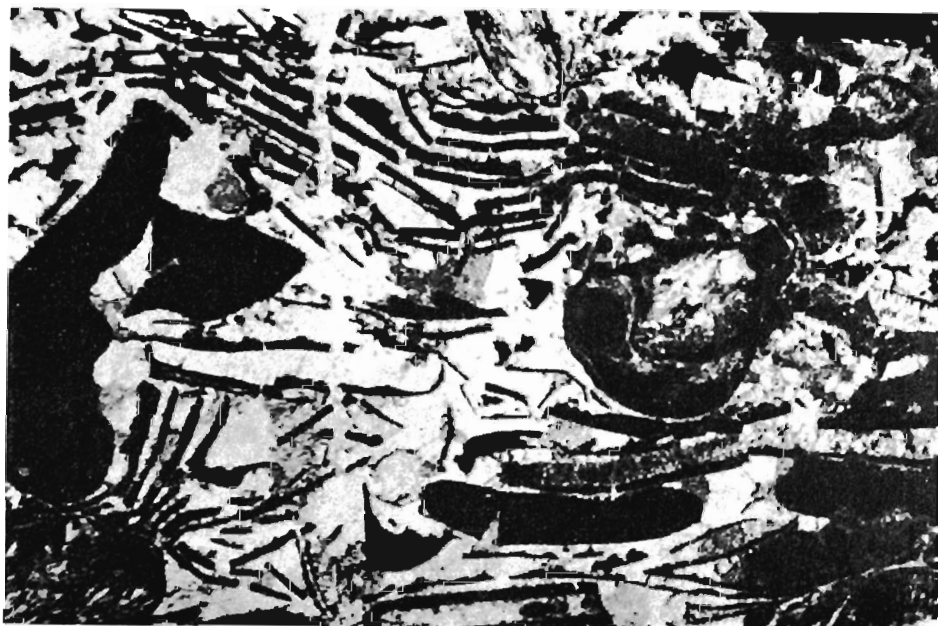


Fig. 2

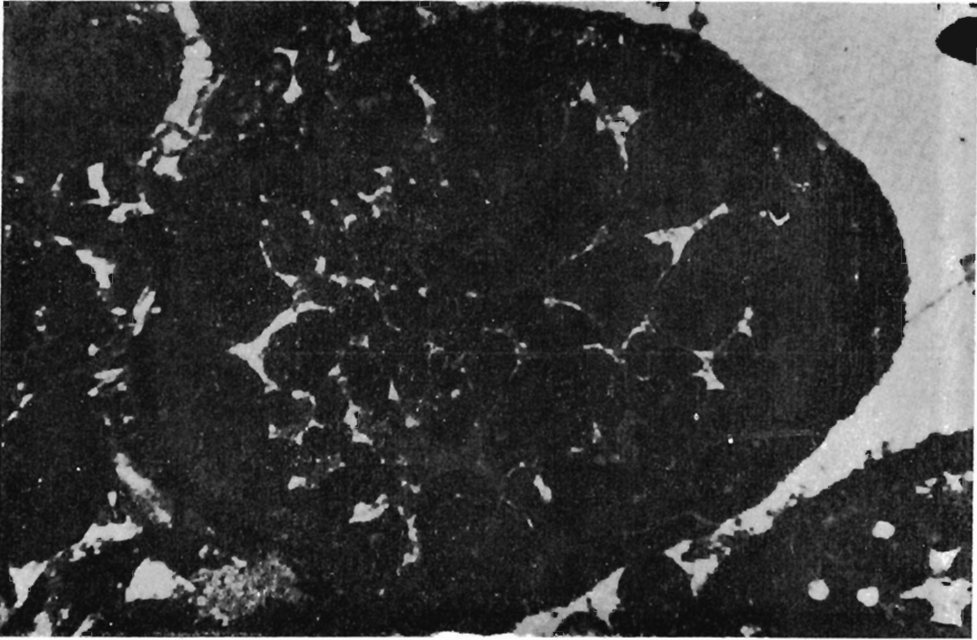


Fig. 1

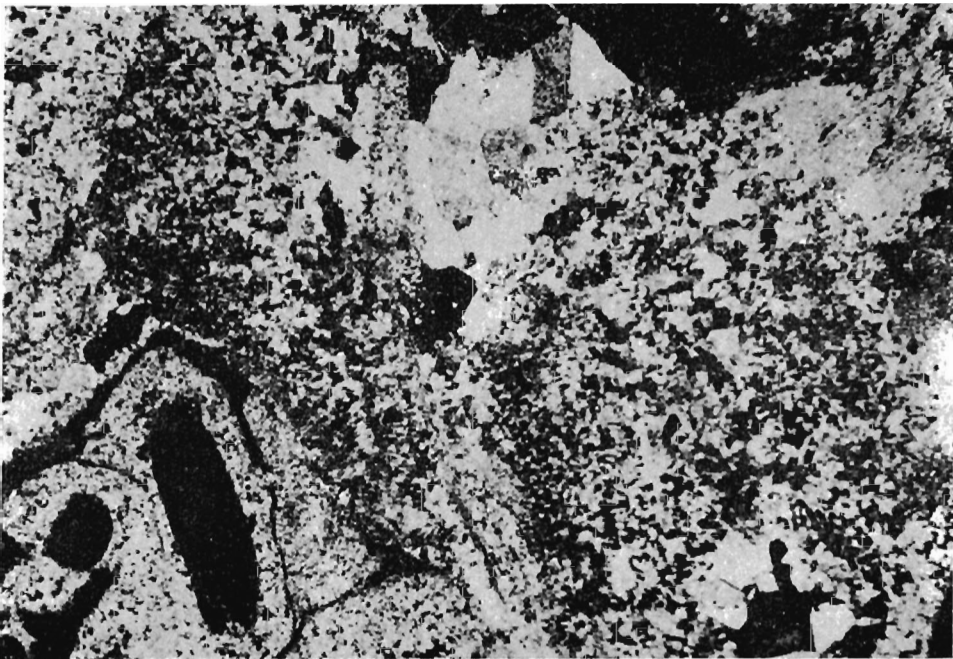


Fig. 2

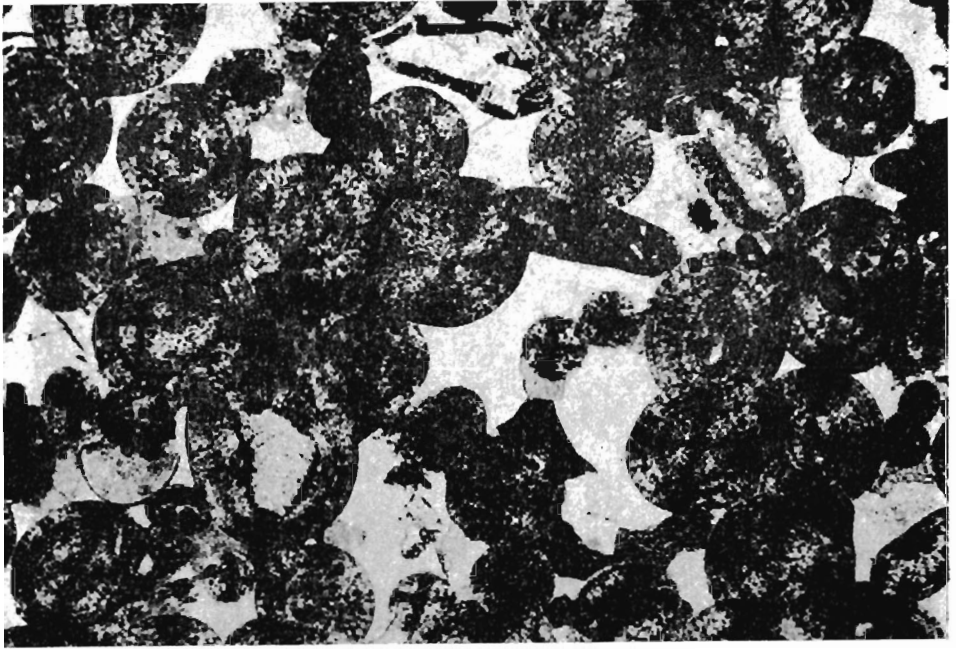


Fig. 1

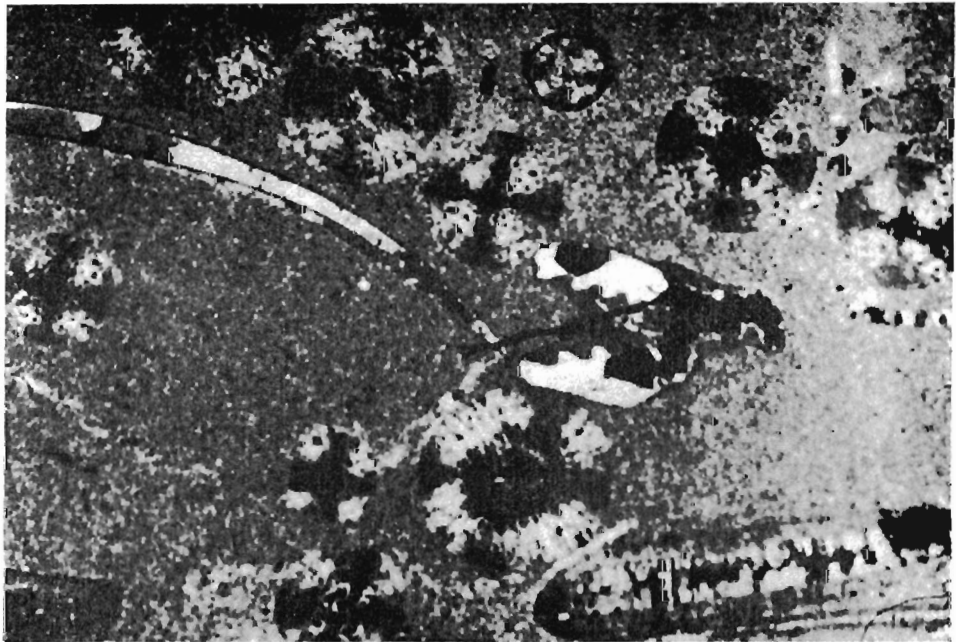


Fig. 2



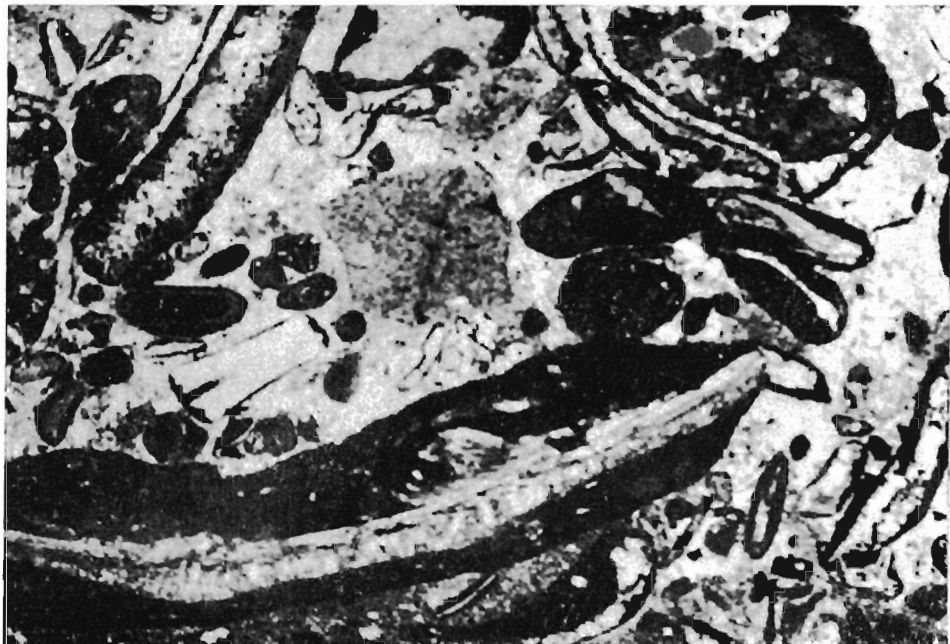


Fig. 1



Fig. 2