ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

Vol. XLVI — 1—2: 231—288 Kraków 1976

Elżbieta Morycowa, Władysław Moryc

ROZWÓJ UTWORÓW JURAJSKICH NA PRZEDGÓRZU KARPAT W REJONIE DĄBROWY TARNOWSKIEJ—SZCZUCINA

(Tabl. I—XX i 8 fig.)

The Upper Jurassic sediments in the Foreland of the Polish Carpathians (Sandomierz Basin)

(Pl. I—XX and 8 Figs.)

Treść: W pracy tej przedstawiono na podstawie wierceń rozwój utworów jurajskich w środkowej części Przedgórza Karpat, w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina. Utwory jurajskie osiągają w tym rejonie około 1100 m miąższości i składają się głównie z morskich, płytkowodnych osadów węglanowych. Rozpoczynają się one, lokalnie występującymi, kilkunastometrowej grubości klastycznymi osadami górnego batonu. Po krótkotrwałej przerwie przypadającej na dolny kelowej osadza się tu gruby kompleks osadów węglanowych, obejmujących ciągły profil od górnego keloweju do kimerydu włącznie. Osady te zostały podzielone na cztery formacje litostratygraficzne.

WSTĘP

Przedstawione w niniejszej pracy wyniki badań dotyczą utworów jury górnej, częściowo najwyższego keloweju, centralnej części Przedgórza Karpat z rejonu Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina (fig. 1). W rejonie tym w ramach prac geologiczno-poszukiwawczych, prowadzonych przez przemysł naftowy w latach 1958—1965, odwiercono szereg otworów, które osiągnęły a nawet całkowicie przebiły osady jurajskie. W tych otworach wiertniczych szczególnie dobrze rdzeniowane były osady jurajskie. Fakt ten zadecydował o wyborze obszaru Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina do przedstawienia bardziej szczegółowej charakterystyki rozwoju malmu.

Charakterystykę tę oparto na syntezie opisów makroskopowych rdzeni wszystkich wierceń wykonanych w tym rejonie i na analizie mikrofa-

cjalnej około pięćdziesięciu płytek cienkich. Do korelacji warstw jurajskich wykorzystano również wykresy profilowania elektrycznego.

Intencją autorów jest scharakteryzowanie profilu litostratygraficznego jury górnej tej części Przedgórza Karpat, z podkreśleniem zasadniczych i najbardziej typowych utworów wchodzących w skład budowy tego podsystemu.

Literatura geologiczna odnosząca się wyłącznie do utworów jurajskich Przedgórza Karpat jest bardzo uboga. W większości są to prace przedstawiające syntetyczny opis całości utworów budujących dany rejon, w których obrębie, zazwyczaj w ogólny sposób, opisywane są również utwory jurajskie. Wymieniamy tylko pewne pozycje, w których równocześnie znaleźć można szereg innych publikacji odnoszących się do tego problemu. Są to przede wszystkim prace Wdowiarza (1954), Karnkowskiego, Głowackiego (1961), Tokarskiego (1962), Obuchowicza (1963), Stemulaka, Jawora (1963), Moryca (1965), Karnkowskiego, Ołtuszyk (1968), Jawora (1970) i Konarskiego (1974).

Wspomnieć również należy, że pierwsze badania mikrofacjalne utworów węglanowych jury górnej na Przedgórzu Karpat prowadzone już były w przemyśle naftowym przez Brzezicką i Paduszyńskiego w 1959 roku. Prace te nie zostały opublikowane, a wyniki ich wykorzystywano do bieżącej korelacji warstw, w czynnych naówczas wierceniach. Z tego czasu również pochodzą punktowe badania petrograficzne utworów węglanowych jury górnej ze wschodniej części Przedgórza Karpat prowadzone przez Głowackiego, które częściowo znalazły wyraz w późniejszych publikacjach (Karnkowski, Głowacki, 1961; Głowacki, 1963).

W roku 1971 Morycowa wykonała opracowanie mikrofacjalne utworów węglanowych jury górnej z niektórych wierceń z rejonu Dąbrowy Tarnowskiej. Wyniki tych badań stanowią część znacznie rozszerzonej i publikowanej obecnie pracy.

Dalszymi pracami odnoszącymi się do mikrofacji jury górnej Przedgórza Karpat są publikacje Golonki (1972a, 1973) i Garlickiej (1974).

Uwzględnione w niniejszej pracy wiercenia wykonane zostały przez Górnictwo Naftowe, którego Dyrekcji za umożliwienie opublikowania tych materiałów autorzy wyrażają wdzięczność i podziękowanie.

Miło nam również złożyć podziękowanie Panom prof. drowi Stanisławowi Dżułyńskiemu i doc. drowi hab. Stanisławowi Gerochowi za dyskusje i cenne uwagi oraz mgrowi inż. Ludgierdowi Cimaszewskiemu za oznaczenie kilku okazów makrofauny.

W pracy uwzględniono również niektóre nie publikowane oznaczenia makrofauny, wykonane przez dra Eugeniusza Panowa.

KLASYFIKACJA I TERMINOLOGIA MIKROFACJALNA

Przy opisie mikroskopowym skał węglanowych zastosowano klasyfikację i terminologię opracowaną przez Folka (1959, 1962), nieco uzupełnioną terminami z prac Illinga (1954), Leightona i Pendextera (1962) oraz Wolfa (1965). Niektóre terminy wprowadzone do literatury polskiej podano zgodnie z Radwańskim (1968) i Kutkiem (1969).

Przy opisie składników ziarnistych skał węglanowych, oprócz wymienionych przez Folka: ooidów, szczątków organicznych, peletów (= peletoidów) i intraklastów, w analizowanych osadach wyróżniono ponadto onkoidy (i inne struktury onkoidowe) oraz grudki sinicowe.

W budowie skał węglanowych oprócz składników ziarnistych biorą udział mikrytowa, mikrosparytowa i dolomikrytowa masa podstawowa oraz sparytowe względnie dolosparytowe spoiwo.

Poniżej przedstawiono przegląd składników (szkieletowych i nieszkieletowych) skał węglanowych, stwierdzonych w badanym materiale.

Szczątki organiczne zwierzęce i roślinne, zachowane są w całości lub fragmentarycznie (bioklasty), są redeponowane lub znajdują się na miejscu; większe struktury organiczne, zwierzęce lub roślinne, występujące in situ określono jako biolityty np. biolityty gąbkowe, koralowcowo-glonowe itp.

Elementy szkieletowe organizmów wykazują różny stan zachowania. W nielicznych przypadkach są one wyjątkowo dobrze zachowane, częściej jednak są one wtórnie zmienione. Wchodzi tu w grę zarówno zjawisko zastąpienia (np. krzemionki przez kalcyt), polimorficznego przekształcenia (aragonitu w kalcyt) i rekrystalizacji (kalcytu w kalcyt). Na ogół obserwuje się selektywne niszczenie szczątków organicznych.

Radiolarie oraz elementy szkieletowe gąbek krzemionkowych są najczęściej zastąpione przez kalcyt, jednakże często w igłach gąbek widoczne są ślady po centralnych kanalikach.

Pierwotne, aragonitowe elementy szkieletowe (np. koralowców, mięczaków, glonów Dasycladaceae) zostały przekształcone w kalcytowe. Najczęściej pierwotna struktura aragonitowa została zupełnie zatarta i zastąpiona strukturą wtórną, zwykle w postaci mozaikowej masy krystalicznej, sparytowej. Miejscami, szczególnie w przypadku niektórych koralowców, nastąpiły tego rodzaju przekształcenia, że zachowały się ślady pierwotnej mikrostruktury szkieletu. W takich przypadkach wtórne kryształy kalcytu imitują dość ściśle włóknisto-krystaliczną strukturę pierwotnego aragonitu.

Elementy szkieletowe szkarłupni (jeżowców i liliowców), ramienionogów, niektórych mszywiołów (Cyclostomata) wykazują najlepszy stan zachowania. Uzasadnione to jest składem mineralnym ich szkieletów.

Wokół zmienionych i zupełnie nierozpoznawalnych szczątków organicznych, zachowały się często ślady ich pierwotnych zarysów. Zaznaczone są one cienką powłoką mikrytową („micritic envelope") powstałą przed zniszczeniem szczątków organicznych zazwyczaj w wyniku procesu mikrytyzacji (Bathurst, 1966).

W wielu przypadkach szczątki organiczne uległy mniej lub bardziej zaawansowanej mikrytyzacji. Proces ten wielokrotnie opisywany (m. in. Dżułyński, 1952; Purdy, 1963; Wolf, 1965; Bathurst, 1966, 1967a, 1967, 1971; Klement et al., 1967; Kutek, 1969), wiązany jest z działalnością organizmów drążących, np. sinic, grzybów, gąbek rzadziej glonów z grupy zielenic (Bathurst l. c.). Sposób wypełniania kanalików wydrążeniowych mikrytem nie jest jeszcze dobrze zbadany. Niektórzy wiążą go z działalnością bakterii po obumarciu skałotoczy (vide Bathurst, 1971), inni uważają, że mikryt może wytrącać się w wydrążeniach z wody morskiej na drodze chemicznej (Alexanderson, 1972).

Obecnie proces mikrytyzacji obserwuje się w środowiskach płytkowodnych, tzn. na głębokościach mniejszych niż 50 m (Nadson, 1927 in Bathurst, 1967b) w obszarach tropikalnych, subtropikalnych i ciepło-umiarkowanych (rejon Morza Śródziemnego).

Onkoidy i inne struktury onkoidowe

W badanych wapieniach onkoidy występują jako mikroonkoidy (średnice poniżej 2 mm), pizoonkoidy (2—10 mm) i bardzo rzadko makroonkoidy (ponad 1 cm). Jądrami onkoidów są najczęściej okruchy skalne, szczątki organiczne oraz grudki. Kształty onkoidów są dość różne, związane niejednokrotnie z charakterem środowiska. Są one okrągławe, eliptyczne, wydłużone i nieregularne. Powłoki onkoidów wykazują podobną lub zmienną grubość i są regularnie koncentryczne (podobnie jak w przypadku powłok ooidów) lub o przebiegu koncentrycznie-falistym.

Innym typem struktur onkoidowych są naskorupienia („encrustation" = „crust") lub cienkie powłoki („circumcrust") (Wolf, 1965; Radwański, 1968) mikrytu pochodzenia sinicowego, tworzące się na różnych składnikach ziarnistych wapieni.

Na uwagę zasługują również formy zbliżone do „Tubiphytes" (Maslov, 1956; Horowitz, Potter, 1971; Samuel et al., 1972) jak również do struktur sinicowych opisanych przez Radoičic (1966, Tabl. XI, XLVII). Są to formy nieregularne, często mniej lub bardziej cylindryczne (wym. do kilku mm), zbudowane na ogół z grubych, wielowarstwowych powłok mikrytowych (prawdopodobnie pochodzenia sinicowego), w obrębie których obserwuje się często delikatną strukturę nitkowatą i komórkowatą (vide Maslov, 1956, texte-fig. 22; Tabl. XXV—XXVII). Powłoki mikrytowe utworzone są tu wokół jednej, rzadziej kilku form rurkowatych, wypełnionych sparytem (Tabl. V, fig. 2a, 2b; tabl.

VII, fig. 2; tabl. VIII, fig. 4). W przekroju podłużnym rurki te wykazują często układ typu segmentowego (Tabl. VII, fig. 2; tabl. VIII, fig. 4). Wydaje się, że w większości przypadków zostały tu obrośnięte otwornice z nadrodziny Lituolacea (Hormosinidae i Lituolidae) i Miliolacea (Nubeculariidae).

Ponadto w analizowanych wapieniach spotyka się inkrustacje, rzadziej motki girwanellowe.

Onkoidy tworzą się współcześnie przy współudziale sinic[1] w bardzo płytkich, eulitoralnych i sublitoralnych[2], ruchliwych i umiarkowanie ruchliwych wodach (literatura in Radwański, 1968; Bathurst, 1971; Milliman, 1974). Struktury onkoidowe typu naskorupień charakteryzują środowisko bardzo płytkie, spokojne, np. lagunowe (Monty, 1965). Również Girvanella i „Tubiphytes" wiązane są z wodami bardzo płytkimi.

Grudki agregacyjne (sinicowe) — (= „Grapestones" i „Lumps", Illing, 1954; = „Aggregates" i „Cryptocrystalline Lumps", Milliman, 1974; = grudki i ziarna agregacyjne, Kutek, 1969).

Grudki są to agregaty mułu wapiennego lub różnych składników ziarnistych spojonych mikrytem, powstałym na skutek działalności życiowej organizmów i niekiedy, częściowo, na drodze chemicznej. Badania ostatnich lat wykazały, że przeważająca część grudek powstała w wyniku działalności życiowej sinic (Wolf, 1965; Monty, 1967; Bathurst, 1971 b).

Grudki tworzą się współcześnie w wodach płytkich, na ogół spokojnych, zarówno w środowisku lagunowym, jak i otwartego morza (Illing, 1954; Purdy, 1963; Bathurst, 1967b; Chevalier et al., 1968).

Peletoidy — gruzełki (= Pellets, Folk 1959; „Peloids", Bathurst 1967; „Pelletoids", Milliman 1974).

Peletoidy są częstym składnikiem badanych wapieni. Występują one przeważnie w mikrytowym i mikrosparytowym tle. Są to drobne okrągławe, eliptyczne ziarna mikrytu, bez widocznej wewnętrznej tekstury, zazwyczaj dobrze wysortowane. Najczęściej występują tu peletoidy o wymiarach 0,01—0,08, rzadziej do 0,15 mm.

Pochodzenie peletoidów jest dość różne. Mogą to być drobne agregaty mułów, grudki fekalne („faecal pellets") różnych organizmów (np. ślimaków, skorupiaków, robaków), jak również mogą one być pochodzenia sinicowego lub zmienionymi na skutek mikrytyzacji szczątkami organicznymi (Bathurst, 1967a; Friedman, 1973; Milliman, 1974). Struktura gruzełkowa może tworzyć się ponadto w wyniku zachodzącej

---

[1] Układ chromatyczny sinic (Monty, 1973) umożliwia teoretycznie występowanie ich w środowisku morskim głębszym (do 150 m), związanym jednak ze strefą fotyczną.

[2] Strefy głębokościowe przyjęto tu zgodnie z Książkiewiczem, 1972.

punktowo rekrystalizacji mikrytu (Folk, 1965; = „structure grumeleuse", Cayeux, 1935).

Wydaje się, że w większości przypadków peletoidy ze skał węglanowych Przedgórza Karpat są pochodzenia sinicowego. Są one też zmikrytyzowanymi ziarnami organicznymi oraz elementami powstałymi w wyniku częściowej rekrystalizacji mikrytu. W niewielu przypadkach stwierdzono strukturę gruzełków fekalnych.

Współczesne peletoidy występują głównie w środowisku wód spokojnych, w strefie litoralnej. Rzadko odgrywają one większą rolę w środowisku o dużej dynamice wody. Peletoidy ze środowiska o wyższej ruchliwości wody, w odróżnieniu od peletoidów pochodzących ze środowiska wód spokojnych, odznaczają się ogładzonymi powierzchniami (Milliman, 1974).

Ooidy — są dość rzadkimi składnikami badanych wapieni. Najczęściej występują tu ooidy o średnicach do 2 mm, rzadko większych (pizoidy). Występują one najczęściej razem z onkoidami i innymi strukturami onkoidowymi. Stwierdzono ooidy jedno- („superficial oölites", Illing, 1954; Carozzi, 1957) i wielopowłokowe. Powłoki ooidów wykazują teksturę radialną i radialno-koncentryczną. W niektórych ooidach sparytowa powłoka jest częściowo zmikrytyzowana. Pomiędzy sparytowymi powłokami niektórych ooidów obserwuje się cienkie, mniej lub bardziej ciągłe powłoki mikrytu, najprawdopodobniej pochodzenia organicznego (Bathurst, 1967a, 1971; Loreau, 1973, oraz literatura zebrana przez Kutka, 1969 i Millimana, 1974).

Współczesne ooidy tworzą się w rejonach tropikalnych i subtropikalnych, w bardzo płytkich (głębokość kilka do kilkunastu metrów) ruchliwych wodach, rzadziej w środowisku wód spokojnych, np. w lagunach (literatura zebrana przez Kutka, 1969; Loreau, 1973; Millimana, 1974). Ooidy tworzące się w wodach spokojnych należą na ogół do tzw. „ooidów powierzchniowych" lub posiadają niekompletne powłoki.

Intraklasty — („Intraclasts", Folk, 1959) — są częstymi składnikami, głównie wapieni organo- i skalnodetrytycznych. Rozumiemy przez nie redeponowane okruchy osadów. W pewnych przypadkach trudno odróżnić intraklasty od niektórych grudek agregacyjnych oraz małe mikrytowe intraklasty od dużych peletoidów.

Mikryt — Nazwę tę wprowadził Folk (1959) dla wapieni, których wymiary poszczególnych składników nie przekraczają 4 μm. W takim znaczeniu nazwa ta przyjęta została również w tej pracy. Mikryt występuje w badanych wapieniach jako jedyny składnik wapieni lub jako masa podstawowa różnych wapieni ziarnistych.

Sparyt — jest to krystaliczny węglan wapnia o wymiarach kryształków, zgodnie z Folkiem (1959), większych od 4 μm. Dla sparytu bardzo

drobnokrystalicznego („microspar", Folk, 1959, 1962) o wymiarach kryształków od 4—20 μm (5—20 μm wg Chalingera et al., 1967) przyjęto nazwę mikrosparytu. Mikrosparyt występuje prawie zawsze w towarzystwie mikrytu i najprawdopodobniej powstał on w wyniku jego re-

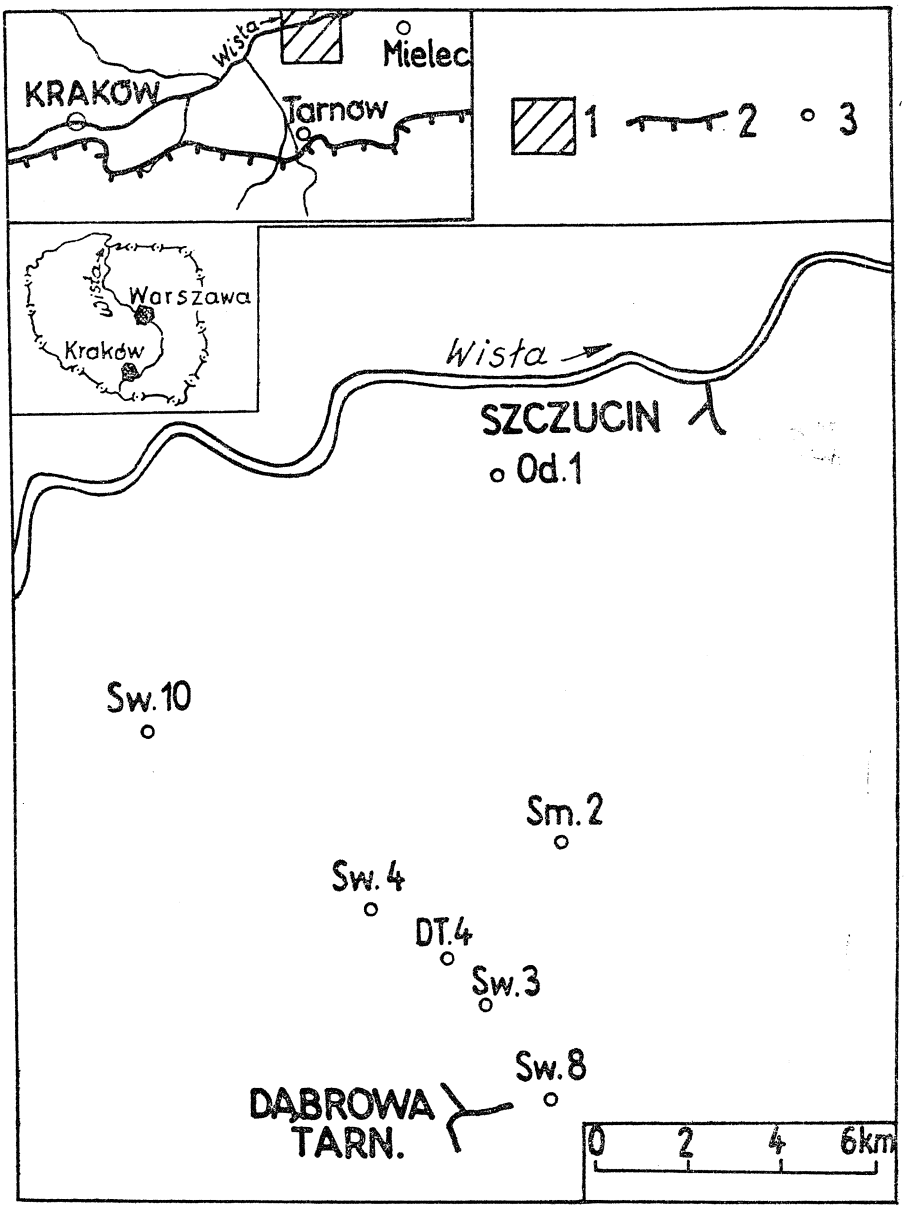


Fig. 1. Szkic sytuacyjny rejonu badań. 1 — badany obszar; 2 — granica nasunięcia karpackiego; 3 — otwory wiertnicze (objaśnienie symboli jak na fig. 5)

Fig. 1. Sketch map of the study area. 1 — investigated area; 2 — Carpathian overthrust; 3 — bore-holes (explanation of symbols, see fig. 5)

krystalizacji (neomorfizm agradacyjny; Folk, 1965). Sparyt, o wymiarach kryształków powyżej 20 μm, występuje wyłącznie jako spoiwo niektórych wapieni ziarnistych.

Dolomikryt — Wielkość składników dolomitu jak w przypadku mikrytu.

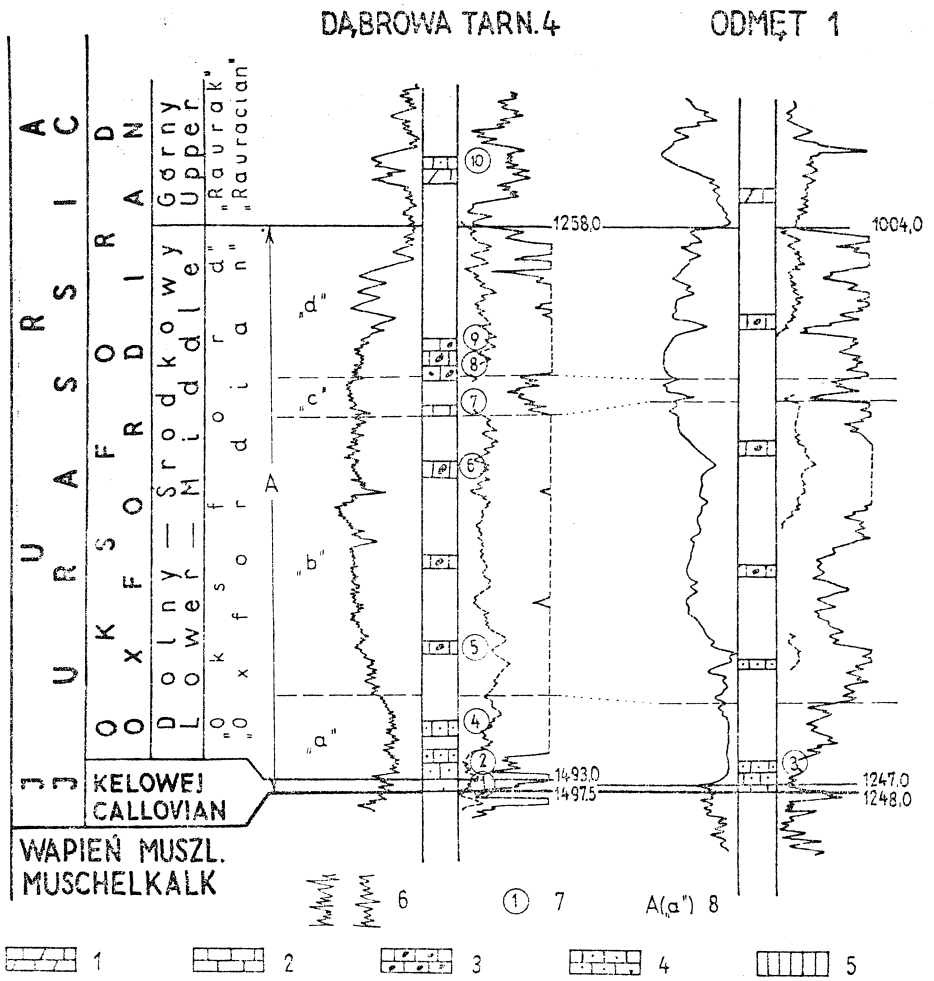


Fig. 2. Korelacja utworów keloweju górnego oraz oksfordu dolnego i środkowego, w wierceniach Dąbrowa Tarnowska 4 i Odmęt 1. 1 — wapienie margliste i margle; 2 — wapienie pelityczne; 3 — wapienie skaliste, krzemieniste i z krzemieniami; 4 — wapienie detrytyczne; 5 — wapienie margliste; 6 — wykresy profilowania elektrycznego; 7 — kolejny numer płytek cienkich; 8 — jednostki litostratygraficzne; A — formacja, „a", „b" ... — ogniwa

Fig. 2. Correlation of Upper Callovian and Lower and Middle Oxfordian deposits in bore-holes Dąbrowa Tarnowska and Odmęt 1. 1 — marly limestone and marls; 2 — pelitic limestones; 3 — silicified massive limestones and limestones with flints; 4 — detritic limestones; 5 — marly limestones; 6 — electric logs; 7 — succesive number of thin sections; 8 — litostratigraphical units; A — formation, „a", „b" ... — members

Dolosparyt — Terminu tego użyto tu dla określenia dolomitu wykształconego w postaci masy podstawowej lub spoiwa wyraźnie krystalicznego o wymiarach poszczególnych składników podobnych jak w przypadku sparytu.

W większości przypadków masa dolosparytowa jest wynikiem procesu dolomityzacji wapieni, głównie mikrytowych, o czym świadczą relikty pierwotnego osadu.

OGÓLNY PROFIL I PRZYJĘTY PODZIAŁ UTWORÓW JURY GÓRNEJ

Osady górnojurajskie w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (fig. 1), podobnie jak na całym obszarze Przedgórza Karpat, tworzą sedymentacyjnie ciągłą, przekraczającą 1100 metrów grubości pokrywę osadową. Dolną ich

granicę stanowi strop piaszczysto-ilastych utworów doggeru lub w przypadku ich braku starsze od jury podłoże, górną granicą natomiast jest powierzchnia erozyjna jury górnej. W ujęciu tym do tego zespołu utworów włączono również (niestały zresztą) cienki, co najwyżej kilkumetrowy poziom wapieni czerwonych i zielonych, zaliczanych do górnego keloweju.

W całości kompleks utworów węglanowych obejmuje stratygraficznie utwory od górnego keloweju do kimerydu włącznie.

Podział stratygraficzny jury górnej na Przedgórzu Karpat, ze względu na ubogą i mało przewodnią faunę, napotyka duże trudności. W praktyce (Karnkowski, Głowacki, 1961; Moryc, 1961, 1974; Tokarski, 1962; Głowacki 1963; Obuchowicz, 1963; Stemulak, Jawor, 1963; Jawor, 1970 i in.) stosowana była zasada podziału malmu, wprowadzonego i upowszechnionego w regionie świętokrzyskim (Lewiński, 1908, 1912a; Czarnocki, 1926; Świdziński, 1931, 1932, 1935; Samsonowicz, 1934; Łuniewski, 1947; Pożaryski, 1948, 1956 i in.). Podział ten ze względu na nieliczną, w dodatku nieprzewodnią faunę, oparto na cechach litologicznych skał, następstwie warstw i — w przypadku wierceń — podobieństwach wykresów profilowania elektrycznego.

W ten sposób w grubym zespole utworów jury górnej na Przedgórzu Karpat wyróżniono „oksford", „raurak", „astart" i kimeryd.

Wyróżnione jednostki wydzielone zostały głównie na podstawie cech litologicznych, przy czym utwory występujące w obrębie danej jednostki są częściowo tylko datowane biochronostratygraficznie. Są to zatem jednostki litostratygraficzne, o określonym wieku osadów, lecz zazwyczaj o mniej lub bardziej diachronicznym przebiegu granic. W związku z tym, stosownie do zaleceń Komitetu Stratygraficznego Londyńskiego Towarzystwa Geologicznego [3] i zgodnie z propozycją terminologiczną wyrażoną w pracy Kutek et al. (1973), autorzy przedstawiają opis utworów górnojurajskich w układzie litostratygraficznym, przy równoczesnej kwalifikacji ich pod względem biochronostratygraficznym.

Stosownie do zaleceń I Jurajskiego Kolokwium w Polsce (Malinowska, 1964; Passendorfer, 1964) i Jurajskiego Kolokwium w Luxemburgu z 1967 r. (1971) oraz przyjętego obecnie w Polsce podziału stratygraficznego (Malinowska, 1966, 1967, 1970, 1971; Kutek, 1962, 1965, 1968; Dąbrowska, 1970; Dembowska, Malinowska, 1971, 1973; Kutek, Wierzbowski, 1971), wydzielony na Przedgórzu Karpat „oksford", odpowiadałby w przybliżeniu dolnemu i środkowemu oksfordowi, „raurak" — dolnej części oksfordu górnego, a „astart" — górnej części oksfordu górnego. Granicę między oksfordem a kimerydem przyjęto na wkładce ilasto-marglistej, ponad którą stwierdzono *Ataxioceras* sp.

[3] Literatura w pracy Kutek et al. 1973.

LITOSTRATYGRAFIA

W ogólnym profilu węglanowych utworów jury na Przedgórzu Karpat, można wyróżnić w sposób niezupełnie formalny, następujące jednostki litostratygraficzne. Są to, od dołu, formacja wapieni gąbkowych, formacja wapienno-marglista, formacja wapieni koralowcowo-glonowych i formacja wapienno-dolomityczna, muszlowcowa. Trzy pierwsze formacje odpowiadają w przybliżeniu kelowejowi górnemu — oksfordowi, czwarta — kimerydowi.

Kelowej górny — oksford

Formacja wapieni gąbkowych (A)

Formacja ta obejmuje łącznie kompleks utworów zaliczonych do keloweju górnego oraz oksfordu dolnego i środkowego („oksfordu"), reprezentując najstarsze utwory węglanowej serii jurajskiej na Przedgórzu Karpat. W obrębie tej formacji (A — na fig. 2) wydzielono cztery ogniwa litostratygraficzne („a", „b", „c", „d"), wyróżnione na podstawie makro- i mikroskopowych cech osadów i wykresów profilowania elektrycznego.

Najstarszymi utworami występującymi w najniższej części ogniwa „a" są wapienie pelityczne, margliste, czerwone i zielone. Szczegółowy opis tych warstw oraz ich stosunek do podłoża i wyżejległych utworów, został już przedstawiony przez jednego z autorów (Moryc, 1965). Jest to poziom 1—4 metrowej grubości, niekiedy rozpoczynający się cienką warstwą piaszczysto-zlepieńcową (Dąbrowa Tarnowska 4), stanowiącą lokalny zlepieniec podstawowy. Poziom ten spoczywa bezpośrednio na różnych ogniwach triasu (Moryc, 1971), a miejscami (Tokarski, 1962; Moryc, 1965) również na starszych ogniwach jury środkowej.

Analiza mikrofacjalna tych wapieni (na fig. 2, płytka cienka nr 1) wskazuje, że jest to biomikryt i biomikrosparyt gąbkowy (Tabl. I, fig. 1), z licznymi elementami szkieletowych gąbek (igły i raksy). W tle mikrytowym nieco zailonej skały występują ponadto liczne stomiosferidy (Tabl. I, fig. 1b; Tabl. II, fig. 1a), wśród których wyróżniono *Colomisphaera minutissima* (Colom), *C. pulla* (Borza) (Tabl. III, fig. 2a, 2b, 2c) i *C. fibrata* (Nagy) oraz liczne otwornice, głównie z rodzaju *Globigerina* (Tabl. II, fig. 1b; Tabl. IV, fig. 5a, 5b), rzadziej z rodziny Spirillinidae, Nodosaridae i Miliolidae oraz radiolarie. W wapieniu tym stwierdzono również przekroje małżoraczków, elementy szkieletowe szkarłupni oraz bardzo rzadko szczątki glonów *Cayeuxia* sp. i *Globochaete* sp. Igły gąbek i radiolarie są najczęściej skalcytyzowane. W tle mikrytowym obserwuje się również drobne skupienia chlorytu i kryształki pirytu.

Problem wieku wapieni marglistych, czerwonych i zielonych, rozpoczynających węglanowy kompleks osadów górnojurajskich, poruszany był już w literaturze wielokrotnie (Karnkowski, Głowacki, 1961;

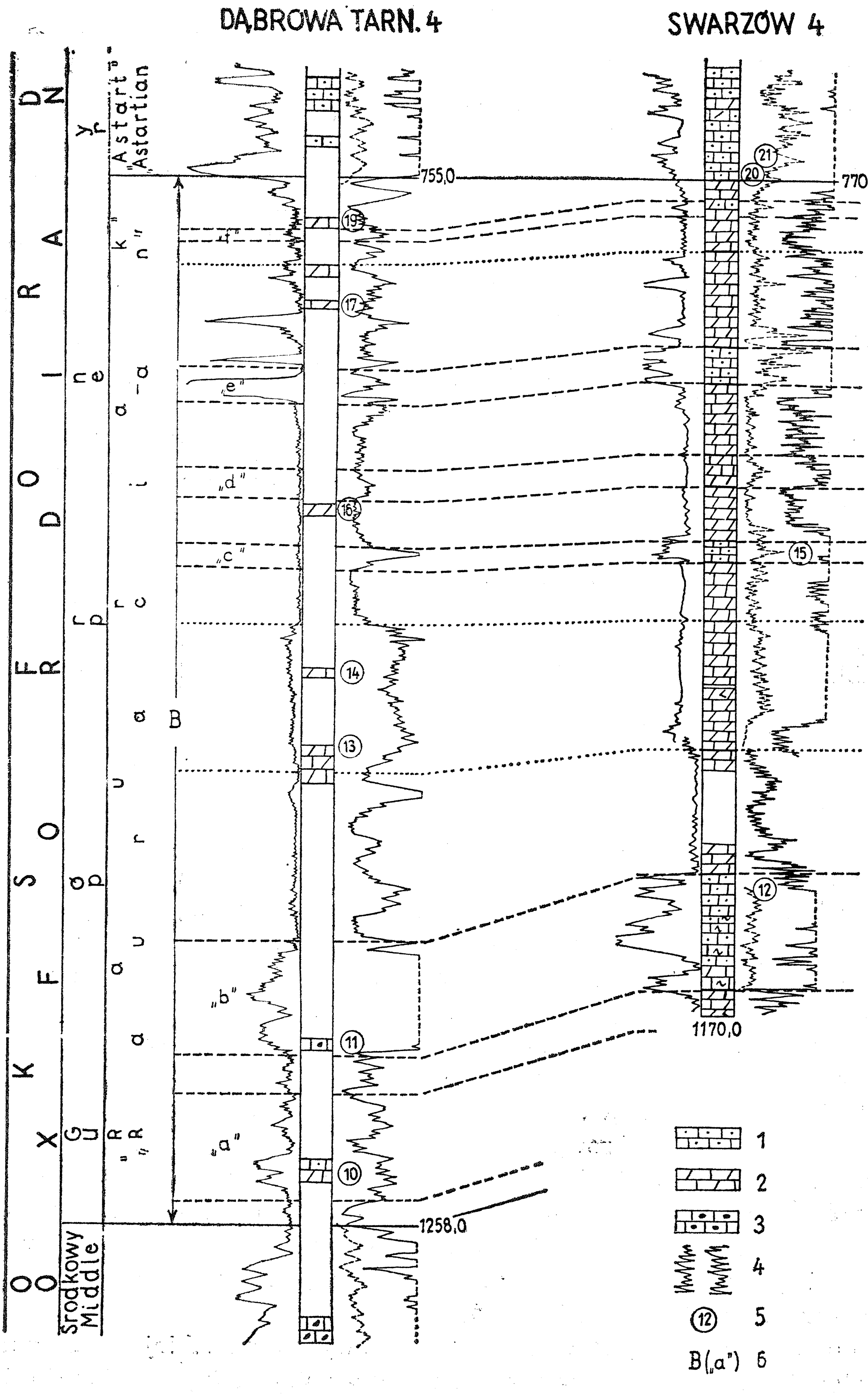
Tokarski, 1962; Obuchowicz, 1963; Waśniowska, 1963; Moryc, 1965). Na podstawie cytowanej w tych pracach fauny oraz analogii do podobnie wykształconych utworów opisywanych z innych rejonów (Lewiński, 1912; Czarnocki, 1927; Świdziński, 1931; Różycki, 1953; Peszat, Moroz-Kopczyńska, 1959; Senkowicz, 1959; Peszat, 1961, 1964; Malinowska, 1967; Siemiątkowska, 1967, 1969; Daniec, 1970; Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973), zaliczane są do keloweju górnego.

Powyżej występuje około 30-metrowej miąższości poziom wapieni ciemnobrązowych, drobnodetrytycznych lub gruzełkowatych, marglistych (zwłaszcza w dolnej części), z drobnymi plamkami krzemienistymi. W najniższej części tych wapieni w otworze Odmęt 1 (fig. 2), został znaleziony *Quenstedtoceras lamberti* Sow. (Moryc, 1965), datujący wiek tych utworów na najniższy oksford.

Badania mikroskopowe wykonane z tych wapieni (na fig. 2, płytki cienkie nr 2—4) wskazują, że są to intrabiomikryty, biomikryty i biomikrosparyty (miejscami z licznymi grudkami pochodzenia sinicowego), z licznymi igłami gąbek i radiolariami (Tabl. I, fig. 2), oraz globigerinami (Tabl. IV, fig. 3a, 3b, 6, 7a, 7b) i stomiosferidami. Z tych ostatnich występują licznie (szczególnie w dolnej części) *Colomisphaera fibrata* (Nagy) (Tabl. III, fig. 1b), *C. pulla* (Borza) i *C.* cf. *carpathica* (Borza) (Tabl. III, fig. 3a, 3b), rzadziej *C. minutissima* (Colom) i *Stomiosphaera moluccana* Wanner. Sporadycznie spotyka się w tych wapieniach *Pithonella ovalis* (Kaufmann) (Tabl. III, fig. 3c, 3d). Z otwornic, wśród których na podkreślenie zasługuje liczny udział globigerin (podrodzaj *Globuligerina* Bignot et Guyader, 1971), występują ponadto spirilliny (Tabl. III, fig. 1a) oraz inne otwornice z rodziny Nodosaridae (Tabl. III, fig. 1c, 1d), Miliolidae i Textulariidae. Ponadto spotyka się w tych wapieniach kolce jeżowców i nieliczne mszywioły. Występujące tu radiolarie i igły gąbek są na ogół skalcytyzowane, sporadycznie krzemionkowe. W tle skały, niekiedy w intraklastach, spotyka się skupienia, rzadziej pojedyncze kryształki pirytu, częściowo zwietrzałego.

Masowe występowanie w tych wapieniach i niżejległych wapieniach czerwonych i zielonych, elementów szkieletowych gąbek, stomiosferidów i globigerin pozwala na wyróżnienie w najniższej części formacji wapieni gąbkowych rejonu Dąbrowy Tarnowskiej — Szczucina, ogniwa „a" (fig. 2), odpowiadającego wapieniom marglistym, gąbkowym, ze stomiosferidami i globigerinami. Ogniwo to odpowiada wiekowo kelowejowi górnemu i najniższej części oksfordu dolnego. Odpowiada ono poziomowi ze stomiosferidami, wyróżnionemu przez Garlicką (1974) w dolnej części oksfordu w zachodniej części Przedgórza Karpat.

Ponad ogniwem „a" w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej — Szczucina występuje 50—70-metrowy poziom wapieni zbitych, typu skalistego, barwy beżowej i brązowej (w dolnej części), niekiedy z plamkami i bułami


DĄBROWA TARN. 4
SWARZÓW 4
755,0
770,0
1258,0
1170,0
„Astart"
Astartian
Środkowy
Middle
„a"
„b"
„c"
„d"
„e"
„f"
B
1
2
3
4
5
B(„a") 6

krzemieni. Powyżej, a miejscami częściowo już w obrębie tego poziomu, występuje różnej grubości (do kilkudziesięciu metrów) kompleks dolomitów drobnokrystalicznych, kawernistych, stalowoszarych i szarobeżowych, zawierających mniejsze lub większe żyłowe i gniazdowe wtrącenia gipsów i anhydrytów. Dolomity te o wyraźnych znamionach przemian metasomatycznych powstały w drodze wtórnej przemiany skał wapiennych (Głowacki, 1963; Kruczek, 1972), a niekiedy nawet nadległych osadów marglistych dolnej części „rauraku". Według wspomnianych wyżej autorów proces dolomityzacji tych osadów wiąże się ze strefami dyslokacyjnymi i wzdłuż ich przebiegu zjawisko to zaznaczyło się najsilniej.

Dolomityzacja nie objęła równomiernie całego rejonu Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina. W strefie środkowej (Gruszów 1 — Smęgorzów 3a; fig. 5) zaznaczyła się ona najsilniej, natomiast na zewnątrz od tej strefy (np. Dąbrowa Tarnowska 4, Odmęt 1; fig. 2), proces ten praktycznie nie odegrał żadnej roli. W takich przypadkach, gdy dolomitów brak w profilu „oksfordu", wyższe części tego „piętra" rozwinięte są jako wapienie zbite, beżowe, często z plamkami krzemienistymi i z kilkucentymetrowymi bułami brązowych krzemieni. Tego samego typu utwory wapienne uzupełniają ku górze profil „oksfordu" w tych rejonach, w których zaistniał proces dolomityzacji, ale nie doprowadził do całkowitej przemiany tych wapieni.

W pracy niniejszej autorzy nie zajmują się badaniami opisanych dolomitów, ograniczając się do charakterystyki formacji wapiennej na przykładzie wierceń Dąbrowa Tarnowska 4 i Odmęt 1.

Ponad ogniwem „a" w tych otworach (fig. 2), występuje około 200-metrowej miąższości kompleks wapieni beżowych i ciemnobeżowych, zbitych, typu skalistego ze stylolitami, miejscami z ciemniejszymi śladami sylifikacji, a nawet z mniejszymi lub większymi bułami ciemnobrązowych krzemieni. Brak charakterystycznego dla skał dolomitycznych zróżnicowania wykresów profilowania elektrycznego, potwierdzony niepełnymi w prawdzie, ale regularnie pobieranymi rdzeniami, świadczy, że w profilu „oksfordu" tych dwóch wierceń (zwłaszcza otworu Dąbrowa Tarnowska 4) nie występuje poziom z wtórnymi dolomitami.

Badania mikroskopowe tych wapieni (fig. 2, płytki cienkie nr 5—9) wskazują, że są to głównie intrapelmikryty, intrapelsparyty z dość licz-

←

Fig. 3. Korelacja utworów dolnej części oksfordu górnego („rauraku") w otworach Dąbrowa Tarnowska 4 i Swarzów 4. 1 — wapienie detrytyczne; 2 — wapienie margliste i margle; 3 — wapienie skaliste, krzemieniste i wapienie z krzemieniami; 4 — wykresy profilowania elektrycznego; 5 — kolejne numery płytek cienkich; 6 — jednostki litostratygraficzne; B — formacja, „a", „b" ... — ogniwa

Fig. 3. Correlation of lower part of Upper Oxfordian deposits („Rauracian") in profiles of bore-holes Dąbrowa Tarnowska 4 and Swarzów 4. 1 — detritic limestones; 2 — marly limestones and marls; 3 — silicified massive limestones and limestones with flints; 4 — electric logs; 5 — succesive number of thin section; 6 — litostratigraphical units; B — formation, „a", „b" ... — members

nymi mikroonkoidami (Tabl. II, fig. 2), biomikryty z bardzo licznymi igłami gąbek i radiolariami (Tabl. I, fig. 3; Tabl. II, fig. 3a, 3b, 4), mikryty i pelsparyty z grudkami sinicowymi, formami zbliżonymi do *Tubiphytes* i rzadkimi intraklastami (Tabl. V, fig. 1a, 1b). W wapieniach tych, oprócz igieł gąbek i radiolarii, stwierdzono otwornice z Rotaliidae (Tabl. IV, fig. 8), Nodosariidae (Tabl. IV, fig. 2) i Spirillinidae, i sporadycznie globigeriny (Tabl. IV, fig. 1) oraz rzadko *Colomisphaera fibrata* (Nagy), *C. minutissima* (Colom) i *Pithonella* sp.? (Tabl. III, fig. 4). Ponadto występują tu elementy szkieletowe szkarłupni (głównie kolce jeżowców), mszywiołów i koralowców, oraz przekroje skorup ślimaków, małżów i małżoraczków.

Zespół mikroorganizmów występujących w tych wapieniach jest dość bogaty. Wyjątkiem jest tu cienkie ogniwo „c" (fig. 2), zbudowane z mikrytu, prawie zupełnie pozbawionego szczątków organicznych. Sporadycznie tylko występują w nim *Globochaete* sp. (Tabl. IV, fig. 4), stomiosferidy, igły gąbek i małżoraczki. Ogniwo to zaznacza się również w wykresach profilowania elektrycznego, spadkiem oporności skał (fig. 2), rozdzielając w ten sposób ten gruby kompleks na odrębne ogniwa „b" i „d".

Wiek utworów kompleksu obejmującego ogniwa „b", „c" i „d" może być ustalony na podstawie analogii do podobnych osadów, udokumentowanych faunistycznie w innych wierceniach. Fauna ta cytowana była w wielu publikacjach dotyczących Przedgórza Karpat, a omawiających m. in. utwory „oksfordu" (Karnkowski, Głowacki, 1961; Tokarski, 1962; Obuchowicz, 1963; Morawska, 1963; Waśniowska, 1963; Moryc, 1965).

Z ważniejszych gatunków makrofauny znalezionej w tych utworach należy wymienić — *Cardioceras cordatum* (Sow.), *Harpoceras (Campylites) delmontanum* Buk., *Perisphinctes convolutus* Qu., *P.* aff. *biplex* Sow., *Belemnopsis canaliculatus* (Schloth.), *Hibolites hastatus* (Blainv.) i *Lacunosella arolica* (Opp.), oraz z mikrofauny — *Lenticulina polonica* (Wiśn.), *L. calva* (Wiśn.), *L. rüsti* (Wiśn.), *Ophtalmidium carinatum marginata* Kübl. et Zwigli i *O. birsmenstorfensis* Kübl. et Zwigli. Fauna ta niewątpliwie świadczy o niższych ogniwach oksfordu, zapewne dolnego (Bielecka, 1960; Bielecka, Dembowska, Malinowska, 1970; Bielecka et al., 1970; tabl. XIV in Dembowska, Malinowska, 1973; Malinowska, 1958, 1959, 1965, 1972a, 1972b; Siewniak, 1962; Wierzbowski, 1970). Ponieważ fauna ta występuje w dolnej i co najwyżej środkowej części formacji wapieni gąbkowych (na fig. 2, ogniwo „a" i „b"), należy przyjąć, że na jej część górną (ogniwo „d" a być może i „c") przypadałby wiek oksfordu środkowego, tym bardziej że występujące ponad nimi utwory należą już do dolnej części oksfordu górnego („raurak").

Formacja wapienno-marglista (B)

Formacja ta (B na fig. 3) obejmuje utwory margliste i wapienno-margliste, szare „gładkie", z kilkoma występującymi wśród nich wkładkami wapieni beżowych, detrytycznych i organogenicznych (skalistych). Ten kompleks utworów, o miąższości rzędu 250—500 m, tworzy bardzo charakterystyczny i szeroko rozprzestrzeniony sedyment, wyraźnie wyróżniający się litologicznie („raurak"), oraz na wykresach profilowania elektrycznego, jako zespół skał o małej oporności względem wysokooporno-ściowych osadów, niżej i wyżejległych formacji. W podobny sposób również wyróżniają się wspomniane wyżej wkładki wapieni skalistych, odznaczające się znaczniejszym wzrostem oporności od ograniczającego je kompleksu marglisto-wapiennego. Ten typ utworów „rauraku" charakterystyczny jest dla środkowej części Przedgórza Karpat, od najdalszego ku wschodowi dzisiejszego ich zasięgu (rejon Rzeszowa) aż po okolice Brzeska. Dalej ku zachodowi utwory te są rozwinięte już w przewadze w facji skalistej, typowej dla rejonu krakowskiego.

Wspomniane wyżej różnice miąższości formacji wapienno-marglistej, wynikają również ze stopnia dolomityzacji tych skał. Proces dolomityzacji bowiem, postępując w górę profilu, obejmował często oprócz utworów „oksfordu", również częściowo osady „raurackie", sięgające nieraz (Smęgorzów—Gruszów) dość wysoko w obręb tych utworów. Położenie zatem granicy pomiędzy zdolomityzowaną formacją wapieni gąbkowych a zdolomityzowaną formacją wapienno-marglistą jest w takich przypadkach subiektywne.

W przeciwieństwie do dolnej granicy formacji wapienno-marglistej, obserwacje poczynione w wielu otworach zdają się świadczyć, że jej górna granica jest bardziej pewnym i w przybliżeniu stałym poziomem, umożliwiającym, jako jeden z elementów, korelację utworów malmu na całym omawianym obszarze.

Jak wynika z korelacji (fig. 3), w obrębie tych utworów wyróżnia się kilka wkładek o wyższych opornościach, odpowiadających wapieniom o biohermalnym i biostromalnym charakterze osadu. Wkładki te jako organogeniczne ogniwa wchodzące w skład tej formacji oznaczono literami „a", „b", ..., „f" i jak wynika z fig. 3, mogą być one korelowane w różnych wierceniach.

Badania mikroskopowe utworów marglisto-wapiennych na przykładzie kilku płytek cienkich (na fig. 3 nr 13, 14, 16, 17, 19) wskazują, że są to mikryty i mikrosparyty oraz sparyty, często zailone, z licznym, rozproszonym lub smugowo bądź gniazdowo rozmieszczonym pirytem, rzadziej z pojedynczymi kryształkami dolomitu (Tabl. VIII, fig. 1a, 1b). Z mikroorganizmów spotyka się tu rzadko otwornice, niekiedy wypełnione pirytem (Tabl. VIII, fig. 3), pojedyncze igły gąbek i kolce jeżowców oraz miejscami? nitki glonów (Tabl. V, fig. 3a, 3b).

Znacznie bogatszym zespołem mikroorganizmów wyróżniają się natomiast ogniwa („a", „b" ...), zbudowane z wapieni typu skalistego. Są to (fig. 3, płytki cienkie nr 10—12, 15, 18) wapienie mikrytowe z elementami szkieletowymi gąbek (Tabl. I, fig. 4; Tabl. VI, fig. 1a, 1b; Tabl. VII, fig. 1a, 1b), niekiedy częściowo zdolomityzowane, z licznymi grudkami sinicowymi, rzadziej mikroonkoidami, motkami girwanellowymi oraz formami zbliżonymi do *Tubiphytes* (Tabl. V, fig. 1a, 2a, 2b; Tabl. VII, fig. 2; Tabl. VIII, fig. 4), ponadto wapienie pelmikrosparytowe i pelmikrytowe, lokalnie z gniazdowymi skupieniami sparytu. Idiomorficzne kryształki dolomitu rozrzucone są na ogół bezładnie, głównie w mikrytowym tle skały. Ponadto spotyka się w tych wapieniach małe skupienia zwietrzałego pirytu i żyłki sparytu. Intraklasty zbudowane są z podobnego typu wapieni jak również z wapieni innych typów występujących w danym zespole.

Wśród, licznych na ogół, elementów szkieletowych gąbek, stanowiących zasadnicze tło organiczne, występują fragmenty szkieletowe mszywiołów, szkarłupni (Tabl. VII, fig. 1d), w tym sporadycznie fragmenty *Saccocoma* (Tabl. VII, fig. 1c) oraz przekroje skorup ramienionogów, małżów i małżoraczków. W niektórych skorupkach ramienionogów i małżów stwierdzono skupienia włóknistego chalcedonu (Tabl. VII, fig. 1e, 1f). Ponadto występują tu nieliczne otwornice (Nodosariidae, Miliolidae, Spirillinidae, Textulariidae, Globigerinidae), radiolarie, glony inkrustujące (*Girvanella* sp.) i fragmenty Codiaceae (*Cayeuxia* sp.). Sporadycznie spotyka się tu również *Stomiosphaera moluccana* W a n n e r. W najwyższej części tej formacji (ogniwo „f") występują również kolonie stułbiopławów oraz koralowców z rodzaju *Complexastraea* i *Microsolena*. Utwory te, szczególnie ze względu na pojawiające się kolonie koralowców oraz występujące licznie makroonkoidy, mimo wielu cech wspólnych z utworami formacji wapienno-marglistej, zwiastują już nowe warunki, charakterystyczne dla utworów wyżejległej formacji wapieni koralowcowo-glonowych. Należy dodać, że w niektórych otworach wiertniczych (m. in. Swarzów 4 i 8) na granicy tych dwóch formacji stwierdzono 10—20-centymetrową warstwę biolitytu koralowcowego. Jest to pierwszy w rozwoju jury górnej Przedgórza Karpat tak dobrze rozwinięty poziom z koloniami koralowców, niżej bowiem fauna ta występowała bardzo rzadko, i to w niewielkich ilościach.

Wymieniony wyżej zespół organizmów występujących w formacji wapienno-marglistej oprócz pewnego znaczenia odnośnie do środowiska sedymentacyjnego nie przedstawia w zasadzie znaczenia stratygraficznego.

Pewną wartość stratygraficzną posiada natomiast zespół makrofauny i mikrofauny występujący w tych i analogicznych utworach, rozpoznanych w szeregu wierceń z tego rejonu. Niektóre nieliczne skamieniałości podane już są w literaturze (T o k a r s k i, 1962; M o r a w s k a, 1963;

Obuchowicz, 1963; Waśniowska, 1963). Z nich przede wszystkim należałoby wymienić: *Lacunosella* cf. *cracoviensis* (Quen), *Waldheimia humeralis* (Roem.), *Monticlarella triloboides* (Quen.), *Camptonectes* cf. *virdunensis* Buvianier, *Entolium nummularis* (Fischer) i *Cidaris* cf. *florigemma* Phill., oraz otwornice: *Discorbis speciosus* Dain., *Conicospirillina trochoides* Berth. i *Paalzowella turbinella* (Gümb.). Ponadto z ważniejszych, a nie publikowanych dotychczas gatunków występujących w tych utworach (oznaczenia E. Panowa i autorów) należy wymienić: *Septaliphoria pinquis* var. *astieriformis* Wiśn., *Entolium demissum* (Phill.), *Ctenostreon proboscideum* (Sow.), *Mytilus* (*Arcomytilus*) *pectinatus* Sow., *Cidaris* cf. *coronata* Goldf. oraz fragmenty krynoidów (*Apiocrinus* sp., *Pentacrinus* sp.), gąbek (*Lithistida*), koralowców (*Microsolenidae, Montlivaltidae,* w tym *Convexastraea* sp.) i in.

Zespół tej fauny jest bardzo typowy dla dolnej części górnego oksfordu i nawiązuje do „rauraku" m. in. obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Malinowska, 1970, 1972a; tab. 14 in Dembowska, Malinowska, 1973).

Formacja wapieni koralowcowo-glonowych (C)

Utwory tej formacji (C na fig. 4) są odpowiednikiem przyjmowanego dawniej piętra litostratygraficznego „astart". Jest to zespół utworów wapiennych o sumarycznej miąższości 140—170 m, wyraźnie różniący się litologicznie od utworów niżejległej formacji wapienno-marglistej. Różnice te rejestrują się również w wykresach profilowania elektrycznego, w których skały tej formacji charakteryzują wysokie oporności elektryczne względem niskoopornościowych sedymentów niżejległego „rauraku".

W skład utworów formacji wapieni koralowcowo-glonowych wchodzą wapienie pelityczne, organogeniczne, organodetrytyczne, muszlowcowe, wapienie oolitowe, onkolitowe, pizolitowe, miejscami wapienie dolomityczne oraz margle i wapienie margliste. Barwa ich jest beżowa, szarobeżowa, kremowa, szarokremowa, szara, szarozielonkawa i oliwkowa. Poszczególne typy skał różnią się budową strukturalną oraz ilością i w pewnym stopniu jakością zespołów organicznych. W zależności od przewagi jakiegoś składnika ziarnistego przybierają one odpowiedni charakter, np. wapienia krynoidowego, oolitowego, muszlowcowego itd. Często wapienie występujące w utworach tej formacji mają charakter gruzłowy lub gruzłowo-zrostkowy, podkreślony nieregularnymi przerostami lub przemazami ilastymi lub ilasto-marglistymi. Spotyka się tu niekiedy również powierzchnie rozmycia świadczące o redepozycji tych osadów. Redepozycja ta zresztą widoczna jest również w detrytycznym charakterze niektórych wapieni. Różnorodność osadów „astartu", pojawiających się często na przemian w układzie pionowym, jest jeszcze dodatkowo zwiększona nieregularnymi przejściami, czasem w obrębie średnicy rdzenia, jednego typu wapienia w drugi (np. pelitycznego w detrytyczny).

Świadczy to o wielkim zróżnicowaniu osadów górnego malmu, zmieniających się w pionie i poziomie nieraz co kilka czy kilkanaście centymetrów. Stąd też byłoby niemożliwością podanie charakterystyki mikrofacjalnej wszystkich typów osadów występujących w tej formacji. W podobnym jak dotychczas układzie profilowym przedstawiają autorzy charakterystykę skał najczęściej wchodzących w skład tej formacji.

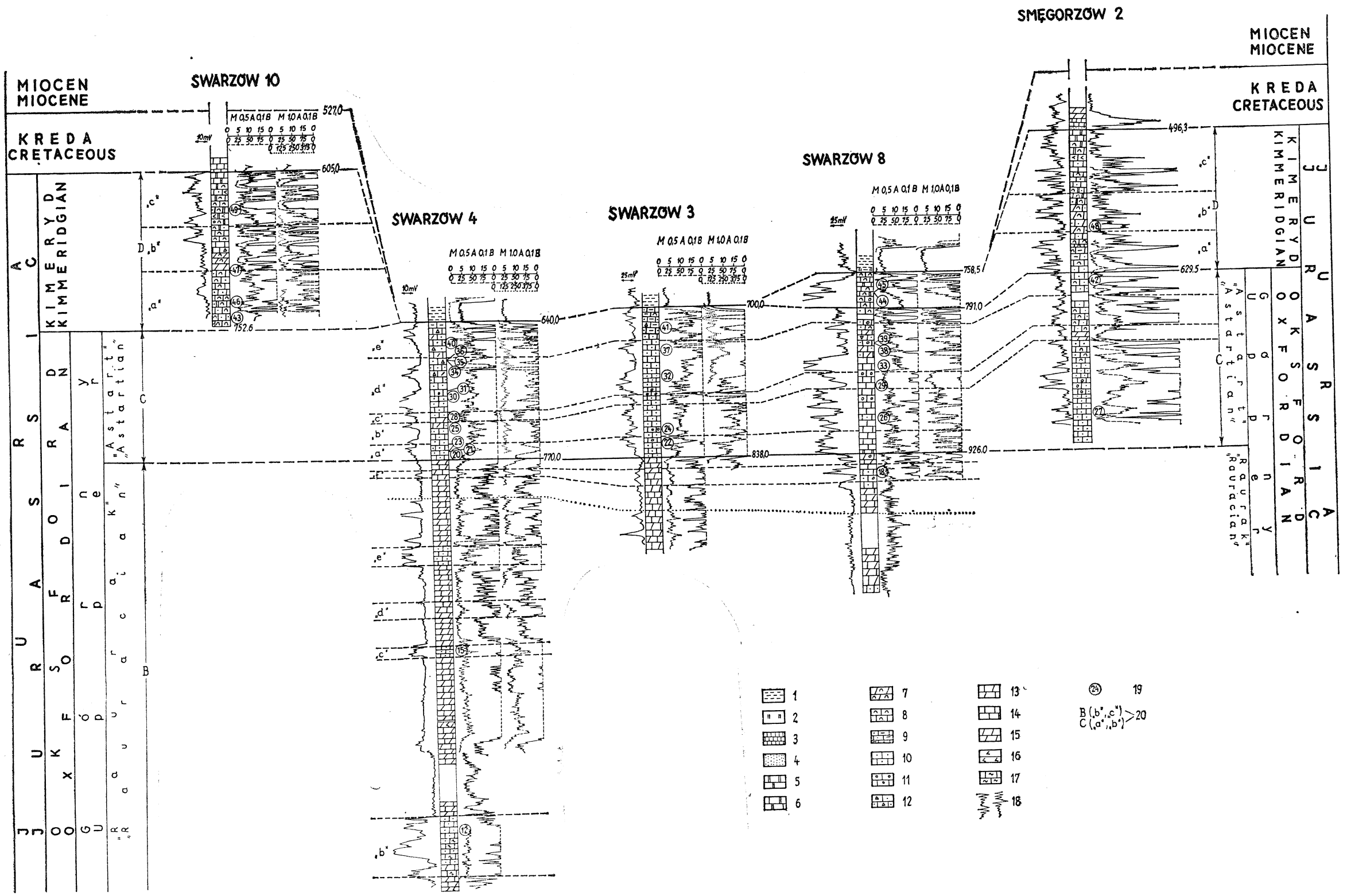
W obrębie formacji wapieni koralowcowo-glonowych wyróżniono umownie pięć ogniw litostratygraficznych, oznaczonych (fig. 4) literami „a", „b", „c", „d" i „e".

Najniżej (ogniwo „a") można wyróżnić wapienie detrytyczne, pelityczne i wapienie krystaliczne. Pod względem mikrofacjalnym wyróżniają się wapienie mikrytowe i pelmikrosparytowe (płytki cienkie nr 20—23), niekiedy z romboedrycznymi kryształkami dolomitu (Tabl. X, fig. 2f) i skalcytyzowanymi igłami gąbek krzemionkowych (Tabl. VIII, fig. 2). W tle skały obserwuje się ponadto drobniutkie skupienia zwietrzałego pirytu, żyłki i gniazda sparytu oraz nieliczne intraklasty, głównie o strukturze pelmikrosparytowej. Wśród, na ogół rzadkich, szczątków organicznych oprócz wspomnianych już igieł gąbek wyróżniono kolonię koralowca *Myriophyllia rastellina* (M i c h.), dość częste glony *Marinella lugeoni* P f e n d e r (Tabl. IX, fig. 1; Tabl. X, fig. 1b, 1c, 2e), *Cayeuxia moldavica* F r o l l o (Tabl. X, fig. 2d) i ? *Ethelia* sp., otwornice z rodziny Lituolidae, otwornice inkrustujące (Tabl. X, fig. 2a, 2b, 2c), przekroje małżoraczków, elementy szkieletowe szkarłupni oraz inne problematyczne mikroorganizmy (Tabl. X, fig. 1a).

Wyżej (ogniwo „b") wśród podobnego makroskopowo zespołu utworów spotyka się wkładki wapieni onkolitowych i oolitowych oraz, rzadko, wkładki margli. Mikrofacjalnie (płytki cienkie nr 24—27) wyróżniają się tu przede wszystkim wapienie mikrytowe, biomikrytowe i onkobiosparytowe.

Wapienie mikrytowe i biomikrytowe, częściowo zdolomityzowane, zawierają niezbyt liczne radiolarie, elementy szkieletowe gąbek, szkarłupni, przekroje małżów, małżoraczków, glony *Salpingoporella* sp., *Clypeina* sp. oraz przekrystalizowane kolonie i fragmenty kolonii koralowców z rodzaju *Thamnasteria* i *Microsolena*.

Wapienie onkobiosparytowe (Tabl. XI, fig. 1a) zawierają liczne mikroonkoidy i intraklasty. Jądrami onkoidów są zazwyczaj szczątki organiczne (Tabl. XI, fig. 1a—1e), rzadziej fragmenty skalne. Spośród licznych i na ogół przekrystalizowanych szczątków organicznych rozpoznano otwornice, m. in. *Trocholina solecensis* B i e l. et P o ż., *T. conica* S c h l u m b. (tworzące również jądra onkoidów), fragmenty koralowców, mszywiołów, szkarłupni, małżów i ślimaków oraz glony z grupy zielenic. Intraklasty zbudowane są z mikrytu, rzadziej pelmikrosparytu i sparytu. Występują w nich również otwornice (*Trocholina* sp.) oraz radiolarie, fragmenty elementów szkieletowych koralowców, przekroje skorup mięczaków, kolce



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

B (,b",c")
C (,a",,b")

Fig. 4. Korelacja utworów górnej części oksfordu górnego („astartu") i kimerydu w otworach wiert. rejonu Dąbrowy Tarnowskiej — Szczucina. 1 — iłowce; 2 — wkładki tufitów; 3 — wapienie gruzłowe turonu; 4 — piaskowce glaukonitowe cenomanu; 5 — dolomity pelityczne; 6 — wapienie i dolomity pelityczne; 7 — margle muszlowcowe; 8 — wapienie muszlowcowe i organodetrytyczne; 9 — wapienie margliste i zailone; 10 — wapienie detrytyczne; 11 — wapienie oolitowe i onkolitowe; 12 — wapienie gruzłowe; 13 — wapienie pelityczne, płytowe, przeławicające się z marglami; 14 — wapienie pelityczne, zbite; 15 — margle; 16 — wkładki anhydrytów lub gipsów; 17 — wapienie krystaliczne; 18 — wykresy profilowania elektrycznego; 19 — kolejny numer płytek cienkich; 20 — jednostki litostratygraficzne; C, D — formacje „a", „b" ... — ogniwa

Fig. 4. Correlation of upper part of Upper Oxfordian („Astartian") and Kimmeridgian deposits in the bore-holes in the area of Dąbrowa Tarnowska — Szczucin. 1 — claystones; 2 — intercalation of tufits; 3 — nodular limestones (Turonian); 4 — glauconitic sandstones (Cenomanian); 5 — pelitic dolomites, cavernoses, pelitic dolomites; 6 — limestones and pelitic dolomites; 7 — lumachellic marls; 8 — lumachelles and organodetritic limestones; 9 — marly and clayly limestones; 10 — detritic limestones; 11 — oolitic and oncolitic limestones; 12 — nodular limestones; 13 — pelitic, platy limestones alternating with marls; 14 — pelitic limestones; 15 — marls; 16 — intercalations of anhydrites and gypsum; 17 — crystalline (sparry) limestones; 18 — electric logs; 19 — succesive number of thin sections; 20 — litostratigraphical units; C, D — formations, „a", „b" ... — members

jeżowców i rzadko *Globochaete alpina* Lomb. Występują tu także grudki mikrytowe, w których obrębie stwierdzono mikroonkoidy. Ponadto w tle opisanego onkobiosparytu spotyka się pojedyncze kryształy lub skupienia pirytu, częściowo zwietrzałego oraz sporadycznie małe, ostrokrawędziste ziarna kwarcu.

Powyżej w profilu wyróżnić można ogniwo „c", w którym znaczniejszą niż w innej części tej formacji rolę odgrywają wtrącenia ilasto margliste, szarozielonkawe i zielonkawe a nawet, jak w otworze Swarzów 4, czerwonawe. To zwiększenie zailenia w tym poziomie zaznacza się również w wykresach profilowania elektrycznego dość znacznym spadkiem oporności elektrycznej skał (fig. 4). Dominującymi jednak utworami są tu (płytki cienkie nr 28 i 29) wapienie mikrytowe, biomikrytowe, bio- i pelmikrosparytowe, z otwornicami (Tabl. XVII, fig. 5), skalcytyzowanymi igłami gąbek krzemionkowych (monaksony, tetraksony), fragmentami elementów szkieletowych koralowców, stułbiopławów i mszywiołów, przekrojami skorup małżów, ślimaków oraz glonami (zielenice) i strukturami sinicowymi.

W wyższej części tej formacji (ogniwo „d" i „e") występują wapienie grubo- i średniodetrytyczne, organodetrytyczne, wapienie onkolitowe, oolitowe, wapienie gruzłowe, margliste i zailone, rzadziej margle. W utworach tych występują liczne krynoidy, skorupy i fragmenty skorup małżów oraz ramienionogów, w tym liczne *Septaliphoria pinquis* Roem. Pod mikroskopem wapienie te (płytki cienkie nr 30—42) przedstawiają się jako mikryty, pelmikryty, pelmikrosparyty (Tabl. XII, fig. 1a), biomikryty (Tabl. XV, fig. 2; Tabl. XIII, fig. 2), intrabiomikryty (Tabl. XVI, fig. 1), biomikrosparyty (Tabl. XVIII, fig. 1a) i intrabiosparrudyty (Tabl. XV, fig. 1a, 1b; Tabl. XVI, fig. 2). Występujące w tych wapieniach liczne intraklasty i bioklasty są na ogół źle wysortowane i słabo obtoczone. Intraklasty zbudowane są na ogół z mikrytu, biomikrytu i pelmikrytu z radiolariami, igłami gąbek i małżoraczkami. Niektóre litoklasty i szczątki organiczne pokryte są częściowo lub całkowicie cienką otoczką wapienia mikrytowego, najprawdopodobniej pochodzenia sinicowego. Część z nich tworzy jądra dobrze rozwiniętych onkoidów o trzy- do czterowarstwowej powłoce. W wapieniach tych spotyka się mniej lub bardziej liczne, często przekrystalizowane szczątki organiczne. Wśród nich, zwłaszcza w ogniwie „d", wyróżniają się elementy szkieletowe koralowców, m. in. z rodzaju *Stylosmilia, Microsolena* (Tabl. XIII, fig. 1, 2; Tabl. XIV, fig. 2) i *Isastrea,* glonów z rodzaju *Solenopora* i (?) *Ethelia* (Tabl. XII, fig. 1b, 1c), oraz glony inkrustujące z *Cyanophyta* i problematyczne „*Sections multicellulaires*" (*Acervulina*?) (Tabl. XVII, fig. 1b). W utworach tych występują również elementy szkieletowe gąbek (Tabl. XII, fig. 1d; Tabl. XVII, fig. 3a), robaki (Tabl. XII, fig. 1e, 1f), otwornice z rodziny Miliolidae (Tabl. XIV, fig. 3b), Nodosariidae (Tabl. XIV, fig. 3c), Spirillinidae (Tabl. XIV, fig. 1i), z rodzaju *Pseudocyclammina* i *Trocholina* (Tabl. XVII,

fig. 3b), w tym *T. solecensis* Biel. et Poż. (Tabl. XVII, fig. 1a) oraz mikroorganizmy przypominające tintinnidy, zaliczane w niniejszej pracy do grupy *incertae sedis* (Tabl. XIV, fig. 1a—1e, 1h, 2). Ponadto w wapieniach tych spotyka się elementy szkieletowe szkarłupni (Tabl. XVII, fig. 4; Tabl. XVIII, fig. 1d), fragmenty skorup ramieniogów (Tabl. XVII, fig. 2c), małżów (Tabl. XVIII, fig. 1b), ślimaków (Tabl. XIV, fig. 1f, 1g; Tabl. XVIII, fig. 1c) oraz fragmenty mszywiołów i stułbiopławów. Stwierdzono tu również kolonię należącą do Chaetetida (*Chaetetopsis* sp.). W wapieniach tych obserwuje się miejscami gniazdowe skupienia pirytu oraz, rzadko, pojedyncze ostrokrawędziste ziarna kwarcu, te ostatnie szczególnie w najwyższej części tej formacji.

Występujące w tej formacji wapienie zawierają bogaty zespół organizmów. Nie stwierdzono tu wprawdzie fauny amonitowej ułatwiającej dokładne określenie wieku tych skał, jednakże występujący w tych osadach zespół organizmów jest bardzo charakterystyczny dla piętra litostratygraficznego „astartu". Wśród bogatego tła mikro- i makroorganizmów, często pokruszonych i nie odgrywających większej roli stratygraficznej, na wyróżnienie zasługują liczne (szczególnie w dolnej części) glony, głównie *Marinella lugeoni* Pfender, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Globochaete alpina* Lomb., *Salpingoporella* sp. i *Solenopora* sp. oraz kolonie koralowców jak *Myriophyllia rastellina* (Mich.), *Thamnasteria* sp., *Microsolena* sp., *Stylosmilia* sp. i *Isastraea* sp. Organizmy te występują tu często w formie biolitytów glonowych, koralowcowych lub koralowcowo-glonowych. Jednym z nich jest występujący w najniższej części tej formacji (fig. 4 C „a") poziom z *Marinella lugeoni* Pfender i *Myriophyllia rastellina* (Mich.). Ponadto istotną rolę odgrywają tu dość liczne otwornice oraz niektóre gatunki makrofauny. Wśród nich występują (oznaczone przez E. Panowa, L. Cimaszewskiego i autorów) bardzo liczne *Septaliphoria pinquis* (Roem.), rzadziej *Septaliphoria moravica* Uhl., *S. pinquis* var. *astieriformis* Wiśn., *Sellithyris subsella* (Leym.), *Zeilleria* sp., oraz małże lub fragmenty małżów *Lopha* cf. *pulligera* (Goldf.), *Hinnites* sp., *Liostrea* sp., *Trichites* sp., ślimaki (*Nerinea* sp.), fragmenty jeżowców (kolce *Cidaris* sp.), liliowców i gąbek.

Z utworów tych znane są również *Septaliphoria astieriana* (d'Orb.), *Entolium demissum* (Phill.) i *Mytilus (Acromytilus) pectinatus* Sow. (Obuchowicz, 1963) oraz charakterystyczna mikrofauna (obserwowana również w płytkach cienkich), wśród której szczególne znaczenie mają *Pseudocyclammina jaccardi* (Schrodt.), *Conicospirillina basiliensis* Mohl., *C. trochoides* (Berth.), *Trocholina solecensis* Biel. et Poż., *T. conica* (Schlumb.) i *Spirillina orbicula* Terg. et Berth. (Morawska, 1963; Waśniowska, 1963).

Przedstawiony wyżej ubogi jakościowo ale dość bogaty pod względem ilości osobników zespół organizmów jest bardzo charakterystyczny dla górnej części oksfordu górnego „astartu" i wykazuje wiele cech wspól-

nych z utworami tego wieku z innych rejonów (Bielecka, 1960; Bielecka, Dembowska, Malinowska, 1970; Karczewski, 1965; Malinowska, 1970; 1972a, 1972b; Dembowska, Malinowska, 1973, tab. 14; Roniewicz, 1960, 1966 i in.).

Kimeryd

Formacja wapienno-dolomityczna, muszlowcowa (D)

Utwory tej formacji (D na fig. 4) odpowiadają zespołowi utworów, występujących powyżej wyróżniającego się (również w wykresach profilowania elektrycznego) poziomu margli, często zapiaszczonych pelitem kwarcowym i z glaukonitem. Wkładkę tę również zaliczono do tej formacji, przyjmując jej spąg za granicę z formacją niżejległą. Ponieważ ponad tą wkładką w otworze Swarzów 8 został znaleziony *Ataxioceras* sp., wiek tej formacji datowany jest na kimeryd. Miąższość tej formacji jest bardzo różna i uzależniona od redukcji erozyjnej. Maksymalnie w tym rejonie wynosi ona około 250 m.

Utwory tej formacji są również, chociaż już w mniejszym stopniu niż osady formacji „astartu", zróżnicowane litologicznie. Występują tu, powtarzające się wielokrotnie, różne utwory węglanowe, przedzielone dość częstymi wkładkami marglisto-ilastymi. Wkładki te zaznaczają się wyraźnie (szczególnie ogniwo „b") małymi opornościami elektrycznymi skał (fig. 4).

Ogólny profil utworów wchodzących w skład tej formacji na Przedgórzu Karpat przedstawia się następująco: W najniższej części występuje zazwyczaj 2—5 m wkładka margli szarozielonych, przeważnie lekko zapiaszczonych, z glaukonitem. Powyżej rozwinięty jest kompleks wapieni beżowoszarych i rdzawoszarych organodetrytycznych z liczną fauną małżów i krynoidów oraz z wkładkami wapieni detrytycznych i oolitowych. Wyżej charakter oraz skład wapieni ulega zmianie. Zmniejsza się zdecydowanie ilość wapieni detrytyczno-krynoidowych i wapieni organodetrytycznych z licznymi okruchami skorup małżów, zazwyczaj cienkoskorupowych, a pojawiają się muszlowce złożone na ogół z nie połamanych skorup, głównie ostryg. Równocześnie obserwuje się ogólny wzrost marglistości i zailenia osadu.

W najwyższych partiach kimerydu tego regionu główną rolę odgrywają wapienie szare, krystaliczne oraz muszlowce, wapienie i margle muszlowcowe, szare i oliwkowoszare, z licznymi egzogyrami. Ponadto występują tu lokalnie dolomity pelityczne i drobnokrystaliczne, jasnoszare i rdzawożółte, z licznymi koncentrycznymi skupieniami białego gipsu oraz z nie zmienionymi na ogół i dobrze zachowanymi skorupkami małżów (głównie egzogyr), rzadziej z ośródkami tej fauny. Dolomity tego typu (niekiedy dolomity wapienne) zdarzają się również w niższej części kimerydu, bywają one tu jednak znacznie rzadziej, tworząc co najwyżej

cienkie wkładki, a ponadto nie występują w nich wtrącenia siarczanów. Ten zespół utworów występuje na ogół na przemian, powtarzając się nieraz kilkakrotnie.

W najniższej części tej formacji (ogniwo „a") występują wapienie organodetrytyczne, detrytyczne, pelityczne, wapienie krystaliczne, muszlowce ostrygowe, zailone (szare, zielone i oliwkowozielone), z licznymi egzogyrami. Ponadto występują tu wkładki margli (m. in. wkładka występująca w najniższej części tej formacji) i dolomitów pelitycznych. Na wyróżnienie zasługują tu głównie muszlowce, dolomity i wapienie gruboorganodetrytyczne. Pod względem mikrofacjalnym są to (płytki cienkie nr 43—46) biomikryty, miejscami biomikrosparyty (Tabl. XIX, fig. 1a), intrabiosparrudyty (Tabl. XIX, fig. 2) oraz dolosparyty i biodolosparyty (Tabl. XX, fig. 1a—1c), przechodzące miejscami w sparyt silnie dolomityczny.

W wapieniach mikrytowych występują bardzo liczne, przekrystalizowane skorupki małżów cienkoskorupowych i mniej liczne elementy szkieletowe szkarłupni (kolce jeżowców, człony krynoidów). Ponadto stwierdzono tu skalcytyzowane igły gąbek krzemionkowych, przekroje ślimaków, ramienionogów, glonów *Salpingoporella* sp., i *Clypeina* sp.

Bardzo liczne są tu również otwornice (Tabl. XIX, fig. 1b, 1c, 1d), szczególnie z rodzaju *Trocholina* (*Trocholina solecensis* Biel. et Poż.) oraz rzadsze już formy z rodziny Miliolidae i Textulariidae.

W sparytowym tle intrabiosparrudytu występują liczne, lekko obtoczone fragmenty organiczne i skalne. Niektóre z nich posiadają cienką powłokę lub inkrustację mikrytową (struktury onkoidowe). Szczątki organiczne są dość mocno przekrystalizowane. Wśród nich rozpoznano fragmenty z faceloidalnej kolonii *Stylosmilia* cf. *michelini* Milne-Edw. et Haime i inne nieoznaczalne fragmenty kolonii korallowców i stułbiopławów. Występują tu ponadto okruchy elementów szkieletowych szkarłupni (kolce jeżowców) i mszywiołów. W wielu szczątkach organicznych stwierdzono rozproszony, zwietrzały piryt.

Dolosparyty (miejscami sparyty silnie dolomityczne) posiadają kryształki dolomitu na ogół nie przekraczające 20 μm. Wśród szczątków organicznych wyróżniono okruchy skorup małżów (*Liostrea, Trichites*), przekroje kolców jeżowców i inne elementy szkieletowe szkarłupni. Skorupki małżów są dobrze zachowane, bez śladów zmian epigenetycznych, co świadczy o syngenetycznym pochodzeniu tych dolomitów. Ponadto w dolosparytach sporadycznie występują ostrokrawędziste ziarna kwarcu.

W ogniwie „b" oprócz podobnych utworów występują ponadto wapienie ciemnoszare, pelityczne, często zailone, przepełnione skorupkami ostryg (muszlowce ostrygowe). W wapieniach tych najczęstszymi skamieniałościami są *Nanogyra nana* (Sow.) i *Exogyra virgula* Defr. Pod mikroskopem skała ta reprezentuje pelmikrosparyt (Tabl. XX, fig. 2), miejscami dolomityczny z licznymi kryształami pirytu. W wapieniu tym

występują pojedyncze ziarna kwarcu oraz intraklasty podobnego typu wapieni. Nieliczne szczątki organiczne złożone są z małżów gruboskorupowych (Tabl. XX, fig. 3), fragmentów elementów szkieletowych szkarłupni i stułbiopławów. Ponadto sporadycznie występują tu otwornice. Niektóre szczątki organiczne posiadają obwódkę pirytową.

Wyżej (ogniwo „c") dominującymi osadami są mikryty, mikrosparyty, pelmikrosparyty dolomityczne i dolosparyty. Występują w nich liczne ostrygi, rzadziej elementy szkieletowe szkarłupni. Niekiedy obserwuje się w tych utworach wtrącenia pirytu.

W generalnym profilu utwory kimerydu w stosunku do osadów oksfordu cechuje wzrost zailenia i marglistości osadu, co uwidacznia się również w zapisach profilowania elektrycznego (fig. 4). Jedną z takich wkładek marglisto-ilastych jest, korelująca się w wielu otworach, wspomniana już wkładka zawierająca miejscami pelit kwarcowy i glaukonit, ponad którą stwierdzono przewodnią i charakterystyczną dla kimerydu faunę. Na wyróżnienie zasługują tu (oznaczenie E. Panowa, L. Cimaszewskiego i autorów) *Ataxioceras* sp., *Terebratula suprajurensis* Etall., *T. undosa* Schmidt, *T. bisuffarcinata* Schloth, *Epithyris* cf. *cincta* (Cott.), *Epithyris subsella* (Leym.), *Septaliphoria* cf. *pinquis* Roem., *Exogyra virgula* Defr., *Nanogyra nana* (Sow.) (dwa ostatnie gatunki bardzo liczne), *Hinnites* cf. *cornueli* Lor., *Entolium* cf. *vitreus* (Roem.), oraz szereg osobników z rodzaju *Mytilus, Liostrea, Perna, Trigonia, Pecten, Lopha, Exogyra, Modiola, Astarte, Arca, Gervillia, Trichites* i in. Ponadto występują tu koralowce (*Stylosmilia* cf. *michelini* Mildne-Edw. et Haime), szkarłupnie (szczątki krynoidów i jeżowców), fragmenty stułbiopławów, gąbek i glonów oraz nieliczne na ogół otwornice (rozpoznane częściowo również w płytkach cienkich). W zespole otwornic (Morawska, 1963; Waśniowska, 1963) oprócz gatunków o szerszym zasięgu stratygraficznym pojawiają się gatunki charakterystyczne dla kimerydu. Są to: *Frankeina kimeridensis* Biel. et Poż., *Pseudocyclammina personata* Tabler, *Marginulina striatocostata* (Reuss), *Trocholina solecensis* Biel. et Poż., *Lenticulina subalata* (Reuss), *L. brückmani* (Miat.), *L. varians* (Born.) i in.

Zespół tej makro- i mikrofauny jest typowy dla utworów kimerydu i znajduje odpowiedniki w analogicznych utworach z innych rejonów Polski (Bielecka, Pożaryski, 1954; Bielecka, Styk, 1966, 1968; Dembowska, Malinowska, 1973; Garbowska, 1970; Karczewski, 1965; Kutek, 1968, 1969; Malinowska, 1970 i in. lit. cytowana w tych pracach).

ANALIZA MIĄŻSZOŚCI UTWORÓW JURY GÓRNEJ

Utwory jury górnej na Przedgórzu Karpat, w zasadzie tworzą pokrywę leżącą prawie poziomo, co najwyżej o upadach warstw około kilku stopni. Stąd też miąższości tych warstw, otrzymane bezpośrednio z otwo-

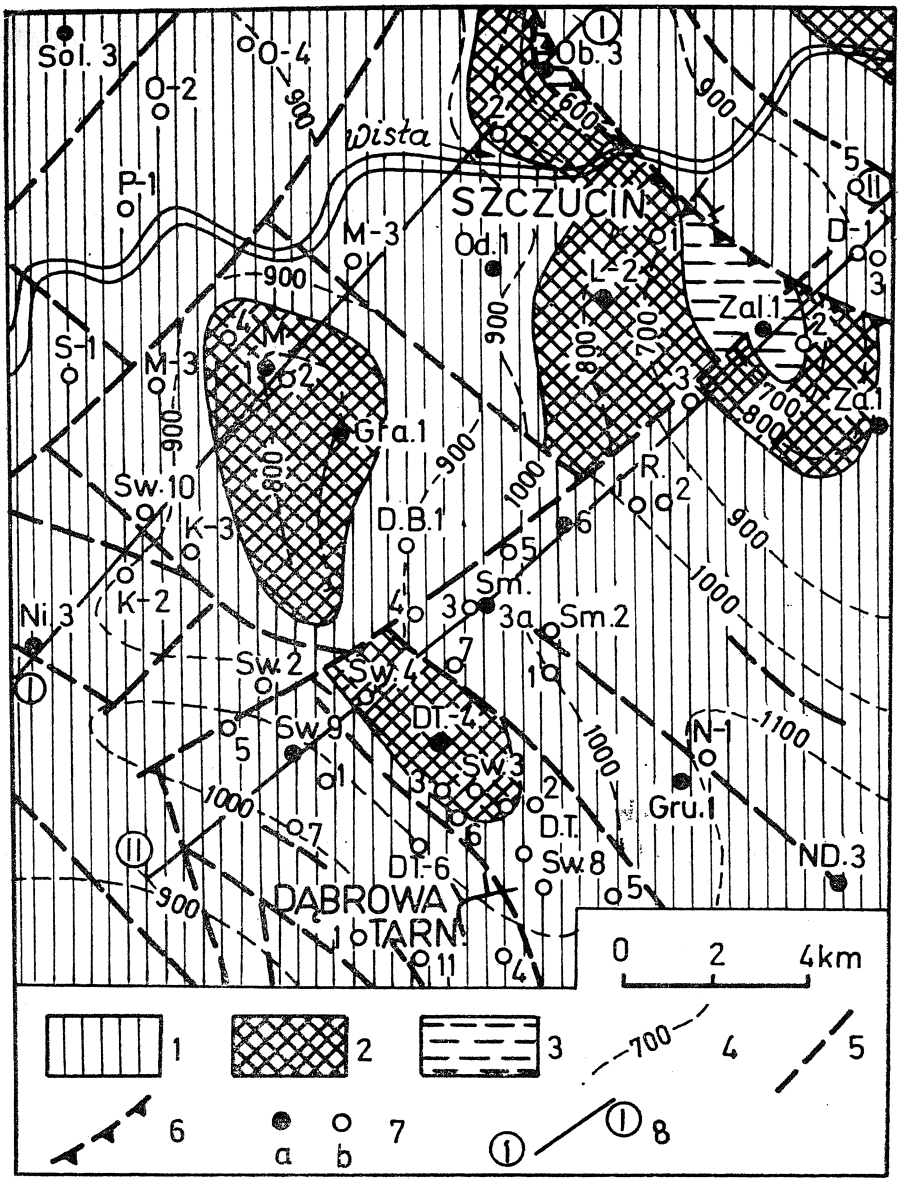


Fig. 5. Mapa miąższości utworów jury górnej w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina. 1 — kimeryd (podmioceńskie lub podkredowe wychodnie); 2 — górna część górnego oksfordu („astart"); 3 — dolna część górnego oksfordu („raurak"); 4 — izopachyty w metrach; 5 — uskoki; 6 — uskok nasuwawczy; 7 — otwory wiertnicze, (a) które przewierciły utwory jury górnej, (b) które nie przewierciły utworów jury górnej; 8 — linia przekroju geologicznego. Objaśnienie symboli wierceń (również na fig. 1, 6 i 7): S.1 — Solec; S.3 — Solec 3; P.1 — Pawłów 1; O.2 — Ostrów 2; O.4 — Ostrów 4; N.3 — Niwki 3; K.2 — Kozubiec 2; K.3 — Kozubiec 3; M.1 — Mędrzechów 1; M.g.1 — Mędrzechów Geo. 1; M.2 — Mędrzechów 2; M.3 — Mędrzechów 3; M.4 — Mędrzechów 4; M.5 — Mędrzechów 5; Sw.1 — Swarzów 1; Sw.2 — Swarzów 2; Sw.3 — Swarzów 3; Sw.4 — Swarzów 4, itd.; D.T.1 — Dąbrowa Tarnowska 1; D.T.2 — Dąbrowa Tarnowska 2, itd.; Sm.1 — Smęgorzów 1; Sm.2 — Smęgorzów 2, itd.; Gr.1 — Gruszów 1; N.D.1 — Nieczajna Dolna 1; N.D.3 — Nieczajna Dolna 3; R.1 — Radwan 1; R.2 — Radwan 2, itd.; D.B.1 — Dąbrówki Breńskie 1; G.1 — Grądy 1; Od.1 — Odmęt 1; Ob.1 — Oblekoń 1; Ob.2 — Oblekoń 2; Ob.3 — Oblekoń 3; L.1 — Lubasz 1; L.2 — Lubasz 2; Z.1 — Zalesie 1; Za.1 — Zabrnie 1; D.1 — Dąbrowica 1; D.2 — Dąbrowica 2, itd.

Fig. 5. Map of thickness of Upper Jurassic deposits in the area Dąbrowa Tarnowska—Szczucin. 1 — Kimmeridgian (sub-Miocene or sub-Cretaceous erosional surface); 2 — upper part of Upper Oxfordian („Astartian"); 3 — lower part of Upper Oxfordian („Rauracian"); 4 — izopachytes (m); 5 — faults; 6 — thrust-fault; 7 — bore-holes with Upper Jurassic deposits penetrated (a), with Upper Jurassic non penetrated (b); 8 — cross section lines. Names of bore-holes (also on fig. 1, 6, 7) as in Polish text

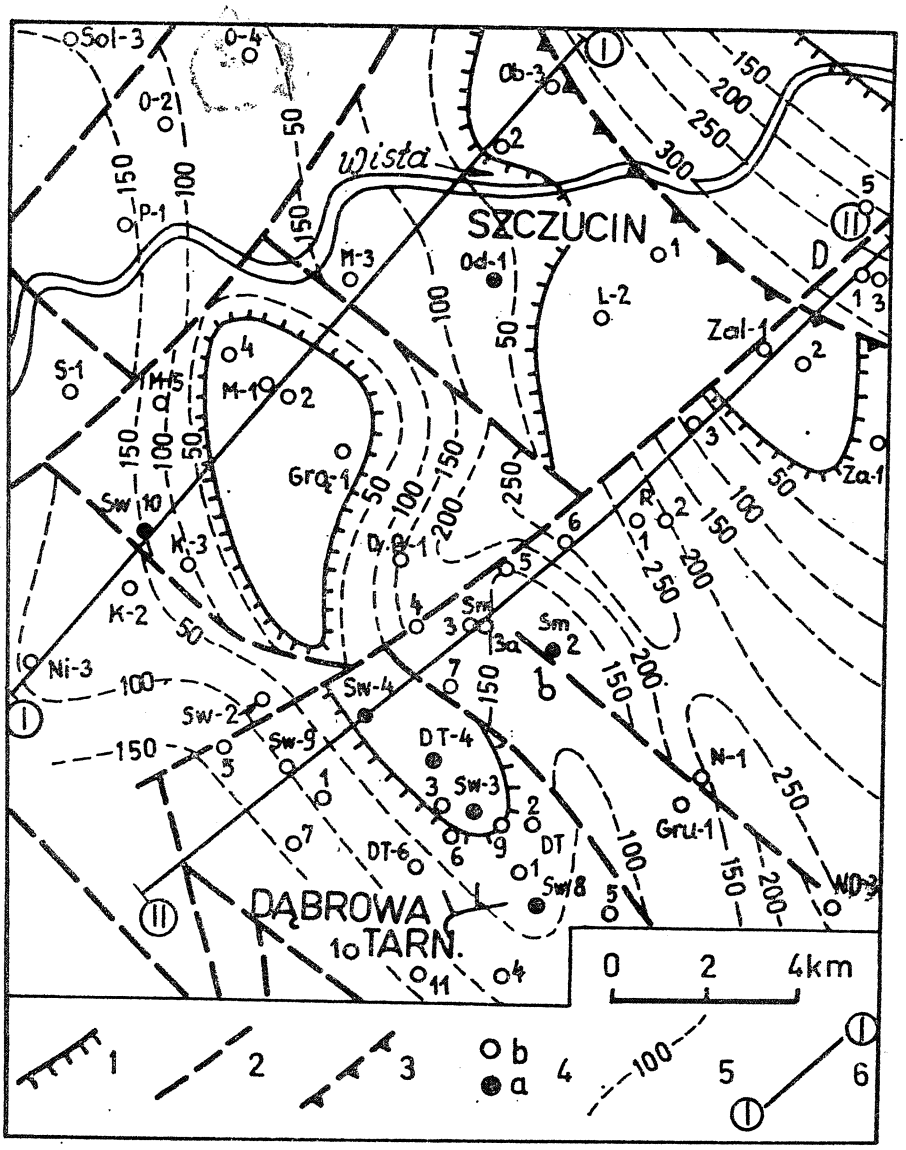


Fig. 6. Mapa miąższości utworów kimerydu w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina: 1 — linia zasięgu utworów kimerydu; 2 — uskoki; 3 — uskok nasuwawczy; 4 — otwory wiertnicze, (a) z profilami załączonymi w pracy, (b) pozostałe; 5 — izopachyty w metrach; 6 — linia przekroju geologicznego. Objaśnienie symboli wierceń jak na fig. 5

Fig. 6. Map of thickness of Kimmeridgian deposits in area of Dąbrowa Tarnowska—Szczucin. 1 — area of occurrence of Kimmeridgian deposits; 2 — faults; 3 — thrust-fault; 4 — bore-holes, (a) discussed in text, (b) other bore-holes; 5 — izopachytes (m); 6 — cross-section lines. Names of bore-holes, see fig. 5

rów wiertniczych, możemy uznać praktycznie za miąższości rzeczywiste. W zależności od stopnia pojurajskich (a przedmioceńskich) ścięć erozyjnych utworów górnojurajskich, miąższość ich jest mniejsza w strefach przebiegu osi wyniesień antyklinalnych i odpowiednio większa w partiach synklinalnych, wypełnionych najmłodszymi utworami kimerydu. Fakt ten zaznacza się wyraźnie na mapie miąższości całości utworów jury górnej (fig. 5). W strefach wyniesień, gdzie utwory kimerydu uległy całkowitej erozji a na powierzchni podmioceńskiej (lub podkredowej) ukazują się osady „astartu" (np. Mędrzechów 1 — Dąbrowa Tarnowska 4), całkowita miąższość jury górnej oscyluje w pobliżu izopachyty 800 m, a w przy-

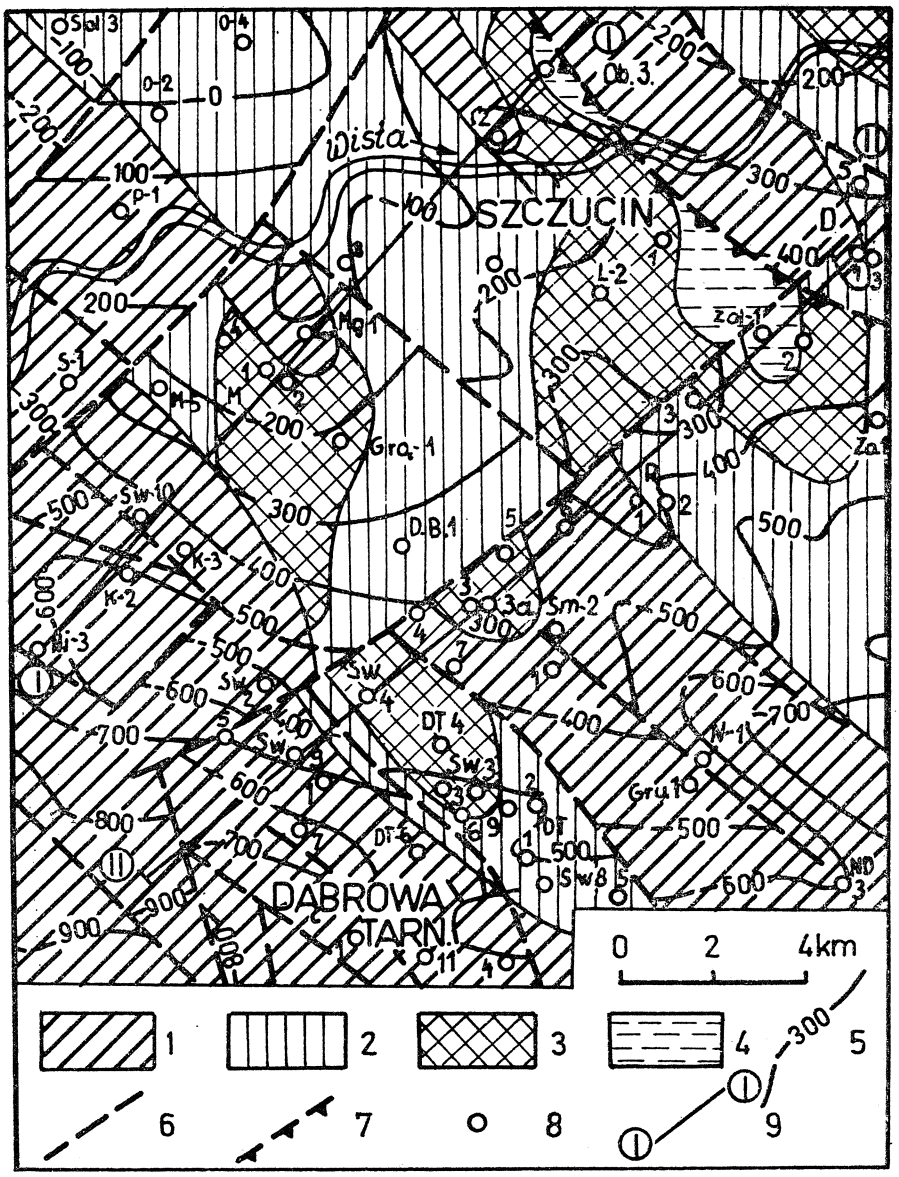


Fig. 7. Mapa geologiczna i strukturalna podmioceńskiej powierzchni erozyjnej w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina. 1 — kreda górna; 2 — kimeryd; 3 — górna część górnego oksfordu („astart"); 4 — dolna część górnego oksfordu („rauraK"); 5 — izobaty; 6 — uskoki; 7 — uskok nasuwawczy; 8 — otwory wiertnicze; 9 — linia przekroju geologicznego; 10 — symbole wierceń jak na fig. 5

Fig. 7. Geological and structural map of sub-Miocene erosional surface in area of Dąbrowa Tarnowska—Szczucin. 1 — Upper Cretaceous; 2 — Kimmeridgian; 3 — upper part of Upper Oxfordian („Astartian"); 4 — lower part of Upper Oxfordian („Rauracian"); 5 — isobates; 6 — faults; 7 — thrust-fault; 8 — bore-holes; 9 — cross-section lines. Names of bore-holes, see fig. 5

padku całkowitego ścięcia utworów „astartu" i odsłonięcia osadów „rauraku" (np. w strefie Oblekoń 3 — Zalesie 1), miejscami nawet nie osiąga 600 m (Oblekoń 3). W strefach synklinalnych natomiast całkowita miąższość utworów jury górnej, stosownie do grubości osadów kimerydu, odpowiednio wzrasta lub maleje (fig. 5). Stąd też w pasie Mędrzechów 3 — Smęgorzów 6 — Nieczajna Dolna 3, gdzie występuje największa miąższość utworów kimerydu (fig. 6), przebiega również strefa największej miąższości osadów jury górnej w tym rejonie. W strefie tej bowiem,

zwłaszcza we wschodniej części (Nieczajna Dolna 3), miąższość kimerydu przekracza 250 m (fig. 6) i równocześnie całkowita grubość osadów górnojurajskich wynosi ponad 1100 m (fig. 5).

TEKTONIKA UTWORÓW JURAJSKICH

Podłoże miocenu w tym rejonie zbudowane jest z utworów jurajskich i kredowych (fig. 7). Utwory kredowe tworzą transgresywną, w znacznym stopniu zredukowaną erozyjnie pokrywę osadową. Wyraźna niezgodność układu tektonicznego utworów kredowych świadczy, że tektoniczne formy strukturalne, zarejestrowane w utworach jurajskich, związane są w głównej mierze z fazą młodokimeryjską alpejskiego cyklu diastroficznego. Utwory jurajskie tworzą tu dwie strefy wyniesione, jedną w formie antykliny Mędrzechów 1 — Swarzów 3, z utworami górnej części oksfordu górnego („astartu") w jądrze (fig. 5, 7 i 8), drugą w formie nasuniętego elementu strukturalnego (Oblekoń 3 — Zalesie 1), z osadami dolnej części oksfordu górnego („rauraku") w partii szczytowej. Te dwa elementy strukturalne przedzielone są wspomnianą już strefą synklinalną (Mędrzechów 3 — Smęgorzów 6 — Nieczajna Dolna 3), wypełnioną utworami kimerydu. Równocześnie po obu zewnętrznych stronach tych wyniesień występują również utwory kimerydu, stanowiące bądź to normalne skrzydła antyklin, tak jak to ma miejsce np. w przypadku antykliny Mędrzechów 1 — Swarzów 3, bądź też jako utwory bloku zrzuconego (Rataje — Dąbrowica), kontaktującego z nasuniętym elementem Oblekoń 3 — Zalesie 1 (fig. 8).

Zarysowany w ten sposób obraz strukturalny jurajskiej powierzchni uległ jeszcze dodatkowo pokredowym a przedmioceńskim deformacjom i erozji. Erozja ta w miejscach, w których dziś utwory kredy nie występują, spowodować musiała dodatkowe ścięcia utworów jurajskich i rozszerzenie stref z wychodniami utworów starszych od kimerydu. Ostatniej tektonice dolnosarmackiej zawdzięczamy ostateczne zdyslokowanie podmioceńskiej powierzchni erozyjnej i dzisiejszy jej obraz geologiczno-strukturalny (fig. 7). Powstały wówczas podłużne i poprzeczne uskoki mniej więcej o kierunkach NW—SE i NE—SW, przy czym niektóre z nich są zapewne odmłodzonymi uskokami o założeniach starszych.

Utwory jurajskie, jak wspomniano wyżej, wykazują bardzo małe upady warstw, powodujące powstanie w zasadzie niewielkich i łagodnie zondulowanych form antyklinalnych. Wyjątkiem są tu strefy w pobliżu dyslokacji, zwłaszcza typu kompresyjnego, w których pobliżu osady (nie tylko zresztą jurajskie) wykazują znaczniejsze upady warstw, osiągające nawet kilkadziesiąt stopni. Przykładem tego jest otwór Oblekoń 3, w którym utwory jury górnej (i triasu również) wykazują upady warstw 40—45° (fig. 8). Upady te jednak wynikają z wtórnych zaburzeń przydyslokacyjnych i w takich przypadkach zazwyczaj osadom tym towarzyszą liczne

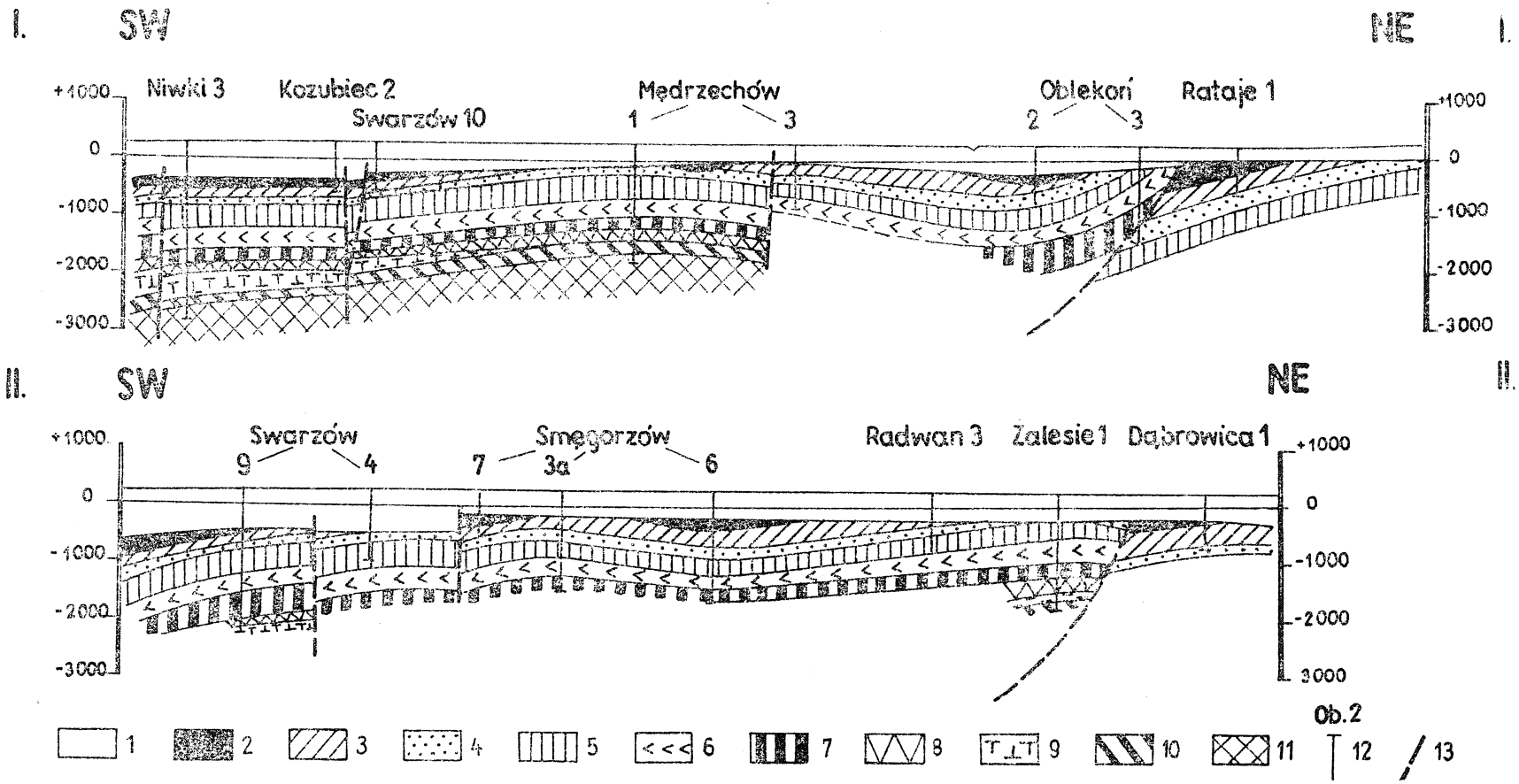


Fig. 8. Przekroje geologiczne rejonu Dąbrowa Tarnowska—Szczucin. 1 — miocen; 2 — kreda górna; 3 — kimeryd; 4 — górna część oksfordu górnego („astart"); 5 — dolna część oksfordu górnego („raurak"); 6 — oksford dolny i środkowy („oksford") i kelowej górny; 7 — trias; 8 — karbon dolny; 9 — dewon; 10 — sylur-ordowik; 11 — prekambr; 12 — otwory wiertnicze; 13 — uskoki

Fig. 8. Cross-sections of the area of Dąbrowa Tarnowska—Szczucin. 1 — Miocene; 2 — Upper Cretaceous; 3 — Kimmeridgian; 4 — upper part of Upper Oxfordian („Astartian"); 5 — lower part of Upper Oxfordian („Rauracian"); 6 — Middle and Lower Oxfordian and Upper Callovian; 7 — Triassic; 8 — Lower Carboniferous; 9 — Devonian; 10 — Silurian and Ordovician; 11 — Precambrian; 12 — bore-holes; 13 — faults

spękania i szczeliny wypełnione kalcytem, niekiedy pirytem a nawet gipsem lub siarką.

Analizując generalny układ strukturalny podmioceńskiej powierzchni erozyjnej (fig. 7), obserwujemy stopniowe, blokowe jej obniżanie się z północy ku południowi i południowemu-wschodowi. Największe wyniesienie powierzchnia ta wykazuje (powyżej poziomu morza) w NW części obszaru (Szczucin—Solec), w środkowej części osiąga od —200 do —500 m i na południe od Dąbrowy Tarnowskiej zanurza się już do głębokości około —900 m.

UWAGI PALEOGEOGRAFICZNE I PALEOEKOLOGICZNE

Pod koniec triasu, podobnie jak na obszarze całej Polski tak i na Przedgórzu Karpat, zaznaczyły się ruchy tektoniczne odpowiadające starokimeryjskiej fazie orogenicznej (Moryc, 1971). Obszar Przedgórza Karpat został w tym czasie wybitnie podniesiony i w ciągu jury dolnej był m. in. jednym z obszarów alimentacyjnych, dostarczających materiału do liasowego zbiornika sedymentacyjnego (Unrug, Calikowski, 1960; Unrug, 1962; Dadlez, 1962, 1973). Ląd ten, zapewne już o znaczniejszym stopniu erozyjnego zrównania, zaznaczał się jeszcze wyraźnie w ciągu prawie całego doggeru, mimo że w tym czasie morze środkowojurajskie panowało już w strefie dzisiejszego wału kujawsko-pomorskiego i w regionie częstochowskim (Książkiewicz, Samsonowicz, Rühle, 1965; Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973).

Dopiero w batonie górnym, na który przypada maksymalny rozwój transgresji środkowojurajskiej (Znosko, 1959; Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973), morze to wkracza również na obszar środkowej części Przedgórza Karpat. Z tym rozszerzeniem się morza doggerskiego należałoby wiązać występowanie w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej i Mielca utworów ilasto-piaszczystych, zaliczanych do batonu wyższego (Znosko, 1959; Tokarski, 1962; Moryc, 1965). Być może również z tego okresu pochodzą utwory, głównie piaszczyste, z rejonu Kazimierzy Wielkiej (Golonka, 1972b). Morze to tworzyło w tej części Przedgórza Karpat najprawdopodobniej szereg mniejszych lub większych zatok, o czym świadczyć może lokalny charakter wystąpień tych utworów i brak ich w wielu wierceniach występujących w sąsiedztwie.

Regresja przypadająca w najniższym keloweju, powodująca cofnięcie się morza ze znacznej części Niżu Polskiego (Dayczak-Calikowska, 1966; Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973), spowodowała również wycofanie się morza ze środkowej części Przedgórza Karpat (Moryc, 1965). W okresie przerwy trwającej tu do keloweju wyższego (górnego ?) obszar ten był nadal wystawiony na działalność erozyjną tak, że przed zasadniczą dla regionu Przedgórza Karpat transgresją jurajską, obszar ten był już znacznie zrównany. Pomimo tego, że zróżnicowanie

morfologiczne powierzchni przedgórnokelowejskiej było już niewielkie, zaznaczało się ono jednak jeszcze miejscami. Wynika to z pewnych różnic miąższości utworów keloweju górnego (a nawet ich braku) bądź też z występowania niekiedy w najniższej części tych utworów, cienkiej warstewki zlepieńców podstawowych, rozpoczynających sedymentację nowego cyklu osadowego. Te deniwelacje powierzchni w keloweju zaznaczyły się także w innych rejonach, stanowiących również brzeżną strefę dla wkraczającego i postępującego morza środkowojurajskiego. Niekiedy, jak to miało miejsce m. in. w rejonie krakowskim, brzeg ten wykazywał strome klifowe kontury, atakowane przez fale (Dżułyński, 1950; Alexandrowicz, 1955).

Podobne utwory typu brekcji sedymentacyjnej o ostrokrawędzistym, słabo obtoczonym materiale, występują również w najniższej części osadów keloweju górnego w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (Moryc, 1965).

Rozszerzenie się morza górnokelowejskiego w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina (i również na przeważającej części obszaru Przedgórza Karpat) zaznacza się sedymentacją osadów keloweju górnego na utworach różnych pięter a nawet systemów. Podłożem ich są bądź to osady batonu wyższego (np. Grądy w rej. Dąbrowy Tarnowskiej), bądź też różne ogniwa triasu, a nawet utwory znacznie starsze, od karbonu do prekambru włącznie (Moryc, 1971).

Zasadniczymi osadami morza keloweju górnego w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina są wapienie margliste, zielone i czerwone, nieco zapiaszczone, z licznymi igłami gąbek i organizmami planktonicznymi. Stosunek ilościowy i jakościowy mikroorganizmów planktonicznych do bentonicznych występujących w tych utworach wypada na korzyść mikroorganizmów planktonicznych (globigeriny, radiolarie, stomiosferidy). Plankton nie dostarcza zbyt wielu danych odnośnie do głębokości środowiska sedymentacyjnego, wskazuje jednak na otwarty charakter morza. Na uwagę zasługuje również fakt, że globigeriny jurajskie zostały stwierdzone w osadach zarówno o charakterze głębszym, jak i płytkowodnym tak w prowincji medyterańskiej, jak i epikontynentalnej (Schreibnerowa, 1971).

Współwystępowanie otwornic bentonicznych z rodziny Nodosariidae, charakteryzujących fację mórz głębszych (głębszy nerytyk — płytki batial) (Bielecka, Pożaryski, 1954; Sliter, Baker, 1972), z otwornicami z rodziny Spirillinidae i Miliolidae żyjącymi przeważnie w płytszym środowisku (co najwyżej do 100 m) (Murray, 1973; Sliter, Baker, 1972; Łuczkowska, 1974), świadczyłoby o morzu niegłębokim, najprawdopodobniej w strefie głębszego nerytyku. Nie przeczyłyby temu również występujące w tych utworach liczne elementy szkieletowe gąbek krzemionkowych, gdyż w obecnych morzach występują one w strefie zarówno litoralnej, jak nerytycznej i batialnej (Berguist, 1968, 1970). Na tej podstawie możemy przyjąć, że osady keloweju górnego w rejonie

Dąbrowy Tarnowskiej tworzyły się w morzu otwartym, spokojnym, niezbyt głębokim, prawdopodobnie w strefie głębszego nerytyku. Należy dodać, że dla utworów jurajskiej facji gąbkowej sąsiednich obszarów, Dżułyński (1952) i Malinowska (1965) przyjmują podobną głębokość morza (głębszy szelf).

Liczny udział stomiosferidów w utworach keloweju górnego w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina świadczy o dużym już w tym czasie wpływie środowiska medyterańskiego, z którym basen środkowoeuropejski miał bezpośrednie połączenie dwiema niezależnymi bramami (Dayczak-Calikowska, 1966; Dadlez, Kopik, 1972). Połączenie to akcentuje się nadal bardzo mocno w najniższej części oksfordu (ogniwo „a") poprzez wymianę fauny charakterystycznej dla tych prowincji. Na połączenie to wskazał już Wójcik (1914) analizując faunę zebraną w Kruhelu Wielkim koło Przemyśla. Jedno z tych połączeń, w świetle obserwacji Książkiewicza (1956), przebiegało prawdopodobnie bliżej Kruhela niż Bachowic, o czym świadczyłby istniejący w Kruhelu, a nie dostrzegany w Bachowicach, litologiczny wpływ facji jury epikontynentalnej. Obszar Przedgórza Karpat, w tym rejon Dąbrowy Tarnowskiej—Szczucina, znajdował się już całkowicie w strefie sedymentacji o wyłącznym rozwoju facji przedmurzowej, bez śladów facji typu alpejskiego. Połączenie z Tetydą tu i na Niżu Polskim zaznaczyło się wyłącznie migracją i wymianą fauny.

W oksfordzie dolnym i środkowym w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej występują głównie wapienie pelityczne, gąbkowe, w dolnej części nieco margliste, zawierające organizmy planktoniczne, w górnej (ogniwo „c" i „d"), z zanikającym planktonem, przy równoczesnej zmianie osadu ku górze na wapienie detrytyczne i wapienie pelityczne z grudkami sinicowymi.

Na podstawie charakteru osadów i zespołu mikroorganizmów występujących w dolnym oksfordzie (ogniwo „a" i „b") możemy przyjąć, że środowisko morskie w środkowej części Przedgórza Karpat było w tym czasie zbliżone do panującego w keloweju górnym.

W oksfordzie środkowym (ogniwo „c" i „d") tworzyły się już osady przemawiające za morzem trochę płytszym, na ogół spokojnym, okresami tylko o nieco większej dynamice wody niż w oksfordzie dolnym. Świadczy o tym zubożenie zespołu mikroorganizmów planktonicznych (globigeriny, stomiosferidy), przewaga organizmów bentonicznych (m. in. sporadycznie koralowce hermatypowe) oraz odgrywające tu już większą rolę sinice, rzadko zielenice.

W dolnej części oksfordu górnego („raurak") typ osadów zmienia się jeszcze znaczniej, przy czym zmiana ta zaznacza się wyraźnie ostrą granicą. Pojawiają się rytmicznie utwory marglisto-wapienne, zbliżone charakterem do wapieni płytowych, zawierające również ostro oddzielające się wkładki wapieni skalistych (organodetrytycznych i organogenicznych).

Ilość tych wkładek jest różna, w jednych wierceniach mogą one być ze sobą korelowane, w innych niektóre zanikają, przechodząc facjalnie w uławicone wapienie pelityczne, wapienie margliste, margle a nawet w iłowce margliste. Świadczy to o specyficznym typie sedymentacji w „rauraku", który odznacza się tworzeniem się na przemian wapieni skalistych z płytowymi osadami kompleksu marglisto-wapiennego, oraz przechodzeniem poziomym jednego typu osadu w drugi. Ten biohermalny i biostromalny charakter wapieni skalistych znany jest z tego okresu m. in. w jurze krakowsko-częstochowskiej (Dżułyński, 1952; Różycki, 1953) i z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Świdziński, 1931; Peszat, 1964; Malinowska, 1965).

Płytowe utwory marglisto-wapienne w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej, zawierają bardzo ubogi zespół szczątków organicznych, wśród których na podkreślenie zasługują dobrze zachowane, niepokruszone małże cienkoskorupowe, świadczące o bardzo spokojnym środowisku sedymentacyjnym. Brak ruchliwości morza mógł być spowodowany lokalnymi barierami rozwijających się wapieni typu skalistego, utrudniającymi przewietrzanie zbiornika i powstawanie środowiska typu redukcyjnego, czego wynikiem są dość częste w utworach marglistych wtrącenia pirytu (Peszat, 1962). Równocześnie redukcyjne środowisko było przyczyną ubogiego życia organicznego. Zanik energii wód mógł być spowodowany nie tylko istnieniem barier, ale również rozległością płycizn (Shaw, 1964; Kutek, 1969), sprzyjających tworzeniu się płytowego osadu pelitycznego. Utwory te zawierają bardzo ubogi zespół organizmów, nie dający podstaw do wyciągania wniosków batymetrycznych. Pewnym wskaźnikiem płytkości zbiornika są nitki glonów. Również zaznaczający się w całym profilu serii marglisto-wapiennej płytowy charakter tych osadów, świadczy o niegłębokim środowisku sedymentacyjnym. Do zbliżonych wniosków dochodzi również Peszat (1964) oraz Kutek (1969), który ponadto m. in. na tej podstawie podobne osady kimerydu i najwyższego oksfordu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich uważa za utwory morza płytkiego.

Bardziej żywy rozwój organizmów obserwujemy już w wapieniach skalistych, stanowiących wkładki wśród tej formacji wapienno-marglistej. Rozwijają się tu głównie gąbki krzemionkowe, rzadziej wapienne, ponadto szkarłupnie, mszywioły, małże, ramienionogi i glony. Zespół organizmów charakteryzuje środowisko morskie, nie głębokie. Kutek (1969) dla podobnych wapieni skalistych z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, występujących w niższych partiach oksfordu, przyjmuje głębokość morza rzędu kilkudziesięciu metrów. Również Gaillard (1971) dla podobnych, górnooksfordzkich wapieni z gąbkami i glonami z francuskich Gór Jura, przyjmuje płytkie środowisko morskie (strefa eufotyczna). Zgodnie z danymi podawanymi za Laubenfelsem (1957) przez Peszata (l. c.) oraz według Berquista (1968, 1970), Heckela (1972) i Milli-

mana (1974), środowisko morskie o dużym rozwoju gąbek krzemionkowych i wapiennych świadczy o szelfowym charakterze. Ponieważ wraz z gąbkami występują inne, płycej żyjące organizmy, między innymi i glony (zielenice), należałoby przyjąć, że wapienie skaliste „rauraku" Przedgórza Karpat, tworzyły się najprawdopodobniej w strefie płytszego nerytyku.

Pod koniec dolnej części oksfordu górnego (ogniwo „f") dochodzi do znacznego spłycenia zbiornika górnojurajskiego o czym świadczą pojawiające się już liczne koralowce, stułbiopławy oraz miejscami makroonkoidy. Znamionują one już środowisko litoralne, wybitnie rozwijające się w górnej części oksfordu górnego („astart").

W ciągu całego okresu trwającego od górnego keloweju do mniej więcej końca dolnej części oksfordu górnego („raurak") panowało na tym obszarze morze o głębokości rzędu od kilkudziesięciu do około 200 m. W tym czasie sumaryczna miąższość osadów osiągnęła 600—700 m, z czego większość (300—500 m) przypada na osady dolnej części oksfordu górnego („rauraku"). Tak dużą miąższość tych utworów można wytłumaczyć jedynie znaczną subsydencją.

W górnej części oksfordu górnego („astart") tworzą się wapienie organogeniczne i organodetrytyczne, wapienie oolitowe, onkolitowe, rzadziej wapienie margliste i margle.

Głównymi wskaźnikami batymetrycznymi i warunków panujących w środowisku sedymentacyjnym „astartu", są płytkowodne organizmy kolonijne (koralowce hermatypowe, glony z grupy zielenic i sinice) wraz z bogatą fauną towarzyszącą (małże gruboskorupowe, gąbki wapienne, robaki, otwornice bentoniczne) oraz charakter, a szczególnie składniki ziarniste wapieni (ooidy, onkoidy, grudki sinicowe). Z organizmów kolonijnych szczególne znaczenie mają koralowce i glony. Koralowce [4] występują w postaci pojedynczych, rozproszonych kolonii o pokroju cienkopłytkowym, masywnym, faceloidalnym, rzadziej w postaci mniejszych lub większych skupień kolonii (kęp). W niektórych partiach wapieni występują one w pozycji przyżyciowej, w innych (organodetrytycznych) jako jeden ze składników ziarnistych wapieni.

Koralowce i glony z grupy zielenic świadczą o morzu ciepłym, subtropikalnym lub tropikalnym, płytkim (strefa litoralna — płytko nerytyczna) (Wells, 1967; Jahnson, 1961; Boney, 1966). Ważnymi wskaźnikami głębokości świadczącymi o bardzo płytkim morzu są ooidy, onkoidy, grudki sinicowe oraz zmikrytyzowane szczątki organiczne.

Na podstawie biocenozy i charakteru utworów górnej części oksfordu górnego („astart") Przedgórza Karpat możemy przyjąć, że osady te tworzyły się w morzu ciepłym (subtropikalnym lub tropikalnym), bardzo płytkim (strefa litoralna i sublitoralna), przeważnie o wysokiej dynamice

[4] Koralowce będą przedmiotem osobnego opracowania.

wody (wapienie organodetrytyczne z ooidami), okresowo w środowisku wód spokojnych (wapienie organogeniczne, mikrytowe z grudkami sinicowymi, koralowce w pozycji przyżyciowej). Podobne warunki panowały na rozległych obszarach, m. in. w rejonie Gór Świętokrzyskich (Roniewicz, Roniewicz, 1971). Były to zatem szeroko rozprzestrzenione płycizny o dość znacznej subsydencji, wyrównywanej przez osady na tyle, że nie wpłynęła ona na zmianę głębokości morza, a tym samym na zmianę całości warunków sedymentacyjnych.

W najwyższej części utworów „astartu" obrzeżenia Gór Świętokrzyskich występują krzemienie w obrębie kompleksu wydzielanego jako wapienie pasiaste, a przyjmowanego dawniej za warstwy graniczne z kimerydem. Utwory tego typu nie są znane na obszarze Przedgórza Karpat. W utworach jury górnej Przedgórza Karpat krzemienie występują w wapieniach formacji gąbkowej oksfordu dolnego i środkowego oraz lokalnie w wapieniach kimerydu. Sylifikacja wapieni formacji gąbkowej występuje nieregularnie, w formie czertów oraz drobnych skupień i buł krzemieni. Ponadto występują tu również wapienie plamkowe, w których część plamek może być związana z obecnością krzemionki (Świdziński, 1931; Peszat, 1964), a część może odpowiadać tuberolitom (Kutek, 1969; Kutek et al., 1973). Analogicznie do przyjmowanych poglądów i wyników ostatnich badań (Rajchel, 1971) odnośnie do zjawisk sylifikacji w wapieniach jury krakowskiej należałoby przyjąć, że przeważająca część krzemieni jest wczesnodiagenetyczna. W utworach „rauraku" krzemienie nie występują, spotyka się w nich natomiast impregnacje krzemieniste i chalcedonową sylifikację szczątków organicznych.

Na początku kimerydu panują warunki sedymentacyjne nieco inne niż w najwyższej części oksfordu górnego. Występują tu wprawdzie jeszcze wapienie organodetrytyczne i oolitowe, pojawiają się już jednak utwory marglisto-ilaste, niekiedy z glaukonitem i kwarcem oraz muszlowce. Na początku kimerydu wpływ otwartego morza jest już większy, o czym świadczy pojawienie się amonitów, których w utworach górnego oksfordu w tym rejonie w ogóle nie stwierdzono. Materiał ilasty, który w „astarcie" nie odgrywał większej roli, w kimerydzie jest już obficiej dostarczany. Zgodnie z obecnym poglądem (Kutek, 1969; Kutek, Głazek, 1972) o istnieniu w kimerydzie morza na całym obszarze Gór Świętokrzyskich materiał ilasty musiał być doprowadzony z bardziej odległych obszarów. Mogło to być możliwe dzięki pewnemu obniżeniu się wspomnianej płycizny, ułatwiającemu dopływ nie tylko zresztą materiału ilastego, ale również kwarcu i być może glaukonitu. Obecność glaukonitu mogłaby być również tłumaczona tworzeniem się go na miejscu, gdyż w morzach współczesnych powstaje on także na niedużych głębokościach (Cloud, 1955; Ehlmann et al., 1963; Pratt, 1963; Leclaire, 1964; Porrenga, 1967, Heckel, 1972), choć wymagałoby to ochłodzenia kli-

matu. Glaukonit w utworach kimerydu jest jednak bardzo rzadki, w dodatku nie stwierdzono go tu w formie impregnacji i wypełnień szczątków organicznych (w formie tej obserwowany był przez Peszata, 1964 i Kutka, 1969), przemawiających za syngenetycznym jego powstaniem (Bjerkli, Oestmo Saeter, 1973. Wspomniane pogłębienie morza w kimerydzie nie było jednak zbyt znaczne, o czym świadczy występowanie w utworach tego wieku ławic muszlowcowych. Pogłębienie to spowodowało w wyższej części kimerydu zmniejszenie ruchliwości wody, wskutek czego nastąpił silniejszy rozwój pelitycznego materiału oraz muszlowców z dobrze zachowanymi skorupkami. Równocześnie z muszlowcami, zwłaszcza w wyższej części kimerydu, występują lokalnie dolomity pelityczne i krystaliczne, miejscami z niewielkimi gniazdami siarczanów, świadczące o lokalnych warunkach o charakterze lagunowym. Wspomniane lokalne zamknięcia lub zwężenia dopływu świeżych wód otwartego morza wiążą się z zaznaczającym się już na pograniczu najwyższego oksfordu i kimerydu niepokojem tektonicznym, odpowiadającym młodokimeryjskim ruchom orogenicznym. Niepokój ten powodował pewne zaburzenia przebiegu sedymentacji, wewnątrzławicowe przerwy, a nawet erozję słabo skonsolidowanego osadu, powstawanie twardych den, nie doprowadził jednak do okresowego wycofania się morza i ponownej transgresji.

Utwory górnojurajskie na całym obszarze Przedgórza Karpat leżą w ciągłości sedymentacyjnej od górnego keloweju do występujących tu najmłodszych warstw kimerydu i nie ma podstaw do przyjmowania (Bukowy, 1957) pod koniec jury wynurzenia i ponownej transgresji, co dla obszaru krakowskiego wykazali Głazek i Wierzbowski (1972). Wynurzenie Przedgórza Karpat nastąpiło dopiero w kimerydzie, prawdopodobnie górnym, w którym regresja morza spowodowała wycofanie się jego ku północnemu-zachodowi, do centralnej części basenu jurajskiego (Dąbrowska, 1971, 1973; Malinowska, 1970).

Instytut Nauk Geologicznych
Uniwersytetu Jagiellońskiego
30-063 Kraków, ul. Oleandry 2a
Zakład Opracowań Geologicznych
Górnictwa Naftowego „Geonafta"
31-503 Kraków, ul. Lubicz 25

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

Alexandersson T. (1972), Mikritization of carbonate particles; processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments. *Bull. Geol. Inst. Uniw. Uppsala.*

Alexandrowicz S. (1955), Szczątki falezy jurajskiej w Szklarach koło Krzeszowic. Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego. *Biul. Inst. Geol.* 97. Warszawa.

Bathurst R. G. C. (1966), Boring algae micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geol. J.*, 5, 1. Liverpool.

Bathurst R. G. C. (1967a), Oölitic filurs and low energy carbonate sand grains. Bimini Lagoon, Bahamas. *Marine Geol.* 5, 2, Elsevier. Amsterdam.

Bathurst R. G. C. (1967b), Depth indicators in sedimentary carbonates. *Marine Geol.* 5, 5/6, Elsevier. Amsterdam.

Bathurst R. G. C. (1971a), Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12, Elsevier. Amsterdam—London—New York.

Bathurst R. G. C. (1971b), Grapestone and submarine cementation, Berry Islands, Bahamas. *VIII Intern. Sediment. Congr.*

Berquist P. R. (1968), The Marine Fauna of New Zealand: Porifera, Demospongiae, Part 1. New Zealand Ocean. *Inst., Nem.* No 37, Bull. 188.

Berquist P. R. (1970), The Marine Fauna of New Zealand: Porifera, Demospongiae, Part 2. New Zealand Ocean. *Inst., Nem.* No. 57, *Bull.* 197.

Bielecka W. (1960), Stratygrafia mikropaleontologiczna osadów górnojurajskich Polski bez Karpat. *Kwart. Geol.* 4, 4. Warszawa.

Bielecka W. (1960), Stratygrafia mikropaleontologiczna dolnego malmu okolic Chrzanowa. *Prace Inst. Geol.*, 31. Warszawa.

Bielecka W., Dembowska J., Malinowska Z. (1970), Jura górna (in Geologia i Surowce mineralne Polski). *Biul. Inst. Geol.*, 251, Warszawa.

Bielecka W., Karczewski L., Malinowska L., Styk O. (1970), Tabela biostratygraficzna jury górnej (bez Karpat). Budowa geologiczna Polski T. II, Katalog skamieniałości, cz. 2. Mezozoik. *Wyd. Geol.* Warszawa.

Bielecka W., Pożaryski W. (1954), Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego malmu w Polsce środkowej. *Prace Inst. Geol.*, 12, Warszawa.

Bielecka W., Styk O. (1966), Mikrofauna malmu południowej części syneklizy perybałtyckiej. *Kwart. geol.*, 10, 2. Warszawa.

Bielecka W., Styk O. (1968), Analiza zespołów mikrofauny oksfordu i kimerydu Polski niżowej w zależności od różnic facjalnych. *Kwart. geol.* 12, 2. Warszawa.

Bignot G., Guyader J. (1971), Observations nouvelles sur Globigerina oxfordiana Grigelis. *Proceedings of the II Planktonic Conference Roma* 1970, Roma.

Bjerkli K., Oestmo Saeter J. S. (1973), Formation of glauconite in foraminiferal shells on the continental shelf off Norway. *Marine Geol.*, 14, 3.

Boney A. D. (1966), A Biology of marine Algae. New York.

Brzezicka J., Paduszyński J. (1959), Charakterystyka litofacjalna profili malmu rejonu Partyni i Swarzowa. Archiwum PPN. Kraków.

Bukowy S. (1957), Nowe dane o kimerydzie okolic Krakowa. *Prz. geol.*, 2. Warszawa.

Carozzi A. (1957), Contribution à l'étude des proprietés géométriques des oolites. *Bull. Inst. N. A.*, 58, Genève.

Chevalier J.-P., Denizot M., Mougin J.-L., Plessis Y., Salvat B. (1968), Etude géomorphologique et bisnomique de l'atoll de Nururoa (Tuamotu). *Cahiers du Pacifique*, 12. Paris.

Chilingar G. V., Bissell H. J., Wolf K. H. (1967), Carbonate rocks in Developments in Sedimentology. Elsevier. Amsterdam.

Cloud P. E. (1955), Physical limits of glauconite formation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 39, Tulsa.

Cayeux L. (1935), Les Roches Sédimentaires de France; Roches Carbonatées. Masson, Paris.

Conil R., Lys M. (1964), Faciès Favorables. *Mém. Inst. Géol. Université de Louvain,* 23.

Czarnocki J. (1926), Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.,* 15. Warszawa.

Czarnocki J. (1927), Sprawozdanie z badań dokonanych w r. 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu chęcińskiego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.,* 17. Warszawa.

Dadlez R. (1962), Odpowiedniki warstw połomskich liasu częstochowskiego w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.,* 6.3. Warszawa.

Dadlez R. (1973), Budowa geologiczna Polski T. I. Stratygrafia, cz. 2. Mezozoik, Jura dolna. *Inst. Geol.* Warszawa.

Dadlez R., Kopik J. (1972), Stratygrafia i rozwój jury w Polsce. *Biul. Inst. Geol.,* 252. Warszawa.

Daniec J. (1970), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Jura środkowa. *Prace Inst. Geol.,* 56. Warszawa.

Dayczak-Calikowska K. (1966), Rozprzestrzenienie osadów najniższego keloweju na Niżu Polskim. *Kwart. geol.,* 10, 1. Warszawa.

Dayczak-Calikowska K., Kopik J. (1973), Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia, cz. 2. Mezozoik. Jura środkowa. *Inst. Geol.* Warszawa.

Dąbrowska Z. (1970), Jura górna w niecce mogileńsko-łódzkiej. Z badań stratygraficzno-paleontologicznych w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 221. Warszawa.

Dąbrowska Z. (1973), Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia. cz. 3. Mezozoik. Jura górna. Paleogeografia. *Inst. Geol.* Warszawa.

Dąbrowska Z. (1971), Paléogéographie du Jurassique supérieur en Pologne (à l'exclusion des Karpates) sur le fond de la paléogéographié de l'Europe. Colloque du Jurassique a Luxembourg 1967. *Mem. B.R.G.M.,* 75. Paris.

Dembowska J., Malinowska L. (1971), Development of the Upper Jurassic in Poland (Except for the Carpathian Area). Coll. Juras. Luxembourg, 1967. *Mem. B.R.G.M.,* 75. Paris.

Dembowska J., Malinowska L. (1973), Budowa geologiczna Polski, T. I. Stratygrafia, cz. 2. Mezozoik. Jura górna. *Inst. Geol.* Warszawa.

Dżułyński S. (1950). Spostrzeżenia nad utworami litoralnymi jury brunatnej na południe od Krzeszowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.),* 19. Kraków.

Dżułyński S. (1952), Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.),* 21. Kraków.

Ehlmann A. J., Hulings N. C. and Glover E. D. (1963), Stages of glauconite formation in modern foraminiferal sediments. *J. Sediment. Petrol.,* 33.

Folk R. L. (1959), Practical petrographie classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 43, 1. Tulsa.

Folk R. L. (1962), Spectral subdivision of limestone types. In: W. E. Ham, Classification of carbonate rocks. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Nem.,* 1. Tulsa.

Folk R. L. (1965), Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray L. C., Murray R. C. (Edit.), Dolomitization and limestone diagenesis, *SEPM Spec. Publ.* 13.

Friedman G. M. (1973), Generation of carbonate particles and laminites in algal mats — exemple from sea — marginal hypersaline pool, Gulf of Aquaba, Red Sea. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 57, 3. Tulsa.

Gaillard Ch. (1971), Les formations à spongaires des calcaires lités (Oxfordien supérieur du Jura méridional). *Notes et Mémoires, Docum. Lab. Géol.* Fac. Sci. 45, Lyon.

Garbowska J. (1970), Zespoły otwornicowe najwyższego oksfordu i dolnego kimerydu Wyżyny Wieluńskiej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta. geol. pol.*, 20, 1. Warszawa.

Garlicka I. (1974), Horizon with Stomiosphaerids in the Upper Jurassic of the Carpathian Foreland (Southern Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)* 44, 1. Kraków.

Głazek J., Wierzbowski A. (1972), W sprawie rzekomej transgresji kimerydu na Wyżynie Krakowskiej. *Acta geol. pol.*, 22, 1. Warszawa.

Głowacki E. (1963), O dolomityzacji w jurze zachodniej części przedgórza Karpat środkowych. *Kwart. geol.* 17, 3. Warszawa.

Golonka J. (1972a), Wstępne wyniki badań mikrofacjalnych górnej jury w wierceniu Skalbmierz 4. *Kwart. geol.*, 16, 2. Warszawa.

Golonka J. (1972b), Osady doggeru w południowo-zachodniej części niecki nidziańskiej. *Zesz. Nauk. AGH*, nr 312, *Geologia*, 16. Kraków.

Golonka J. (1973), Wstępne wyniki badań nad korelacją górnej jury przedgórza Karpat na podstawie mikrofacji. *Kwart. geol.*, 17/4. Warszawa.

Heckel P. H. (1972), Recognition of ancient shallow marine environments (Keith Rigby and W.M. Kenneth Hamblin — editors). *Soc. Econ. Paleont. and Min., Special Publication*, 16.

Horowitz A. S., Potter P. E. (1971), Introductory petrography of fossils. Springer-Verlag.

Illing L. V. (1954), Bahaman calcareous sands. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 38, 1. Tulsa.

Jawor E. (1970), Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. *Acta geol. pol.* 20, 3. Warszawa.

Johnson J. H. (1961), Limestone-building Algae and algal limestones. Colorado.

Karczewski L. (1965), Fauna i stratygrafia malmu okolic Radomska. *Biul. Inst. Geol.*, 192. Warszawa.

Karnkowski P., Głowacki E. (1961), O budowie geologicznej utworów podmioceńskich przedgórza Karpat środkowych. *Kwart. geol.*, 5, 2. Warszawa.

Karnkowski P., Ołtuszyk S. (1968), Atlas geologiczny Przedgórza Karpat. *Inst. Geol.* Warszawa.

Klement K. W. and Toomey D. F. (1967), Lime — Mud Formation in the Lower ordovician of West Texas. *J. Sedim. Petrol.*, 37, 4. New York.

Konarski E. (1974), Oksford i kimeryd przedgórza Karpat polskich. *Kwart. geol.*, 18, 1. Warszawa.

Kruczek J. (1972), Dolomityzacja wapieni malmu a możliwości poszukiwawcze profilu Dąbrowa Tarnowska—Tarnów. Nafta, 2. Katowice.

Książkiewicz M. (1956), Jura i kreda Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 24, 2—3. Kraków.

Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E. (1965), Zarys geologii Polski. Warszawa.

Książkiewicz M. (1972), Geologia dynamiczna, wyd. III. Wydaw. Geol. Warszawa.

Kutek J. (1962), Problematyka stratygraficzna kimerydu i najwyższego oksfordu Polski. *Acta geol. pol.*, 12, 4. Warszawa.

Kutek J. (1965), Problem polskiego rauraku i astartu. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 35, 2. Kraków.

Kutek J. (1968), Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. I. Stratygrafia. *Acta geol. pol.*, 18, 3. Warszawa.

Kutek J. (1969), Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeże-

nia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. II. Paleogeografia. *Acta geol. pol.*, 19, 2. Warszawa.

Kutek J., Głazek J. (1972), The Holy Cross area, Central Poland in the Alpina cycle. *Acta geol. pol.*, 22, 4. Warszawa.

Kutek J., Matyja A., Wierzbowski A. (1973), Problematyka stratygraficzna górnej jury z kilku wierceń w synklinorium warszawskim. *Acta geol. pol.*, 23, 3. Warszawa.

Kutek J., Wierzbowski A. (1971), Biostratygraphy of the Uppermost Oxfordian and Lower Kimmeridgian in the Middle Poland Uplands. Coll. Jurass., Luxembourg 1967. *Mem. B.R.G.M.*, 75, Paris.

Laubenfels de M. W. (1957), Marine sponges, *Mem. Geol. Soc. Amer.* 67, 1.

Leclaire L. (1964), Contribution à l'étude des Conditions physicochimiques favorables à la genèse de la glauconie dans le détroit de Sicile. *Compt. rend.*, 258.

Leighton M. W. and Pendexter C. (1962), Carbonate rock types. In: W. E. Ham (edit.), Classification of carbonate rocks. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1. Tulsa.

Lewiński J. (1908), Utwory jurajskie tzw. „pasma sulejowskiego". Kraków.

Lewiński J. (1912a), Badania geologiczne wzdłuż drogi żelaznej Herby—Kielce. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.*, 5. Warszawa.

Lewiński J. (1912b), Utwory jurajskie na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.*, 5. Warszawa.

Loreau J.-P. (1973), Nouvelles observations sur la génese et la signification des oolithes. *Sciences de la terre*, 18, 3. Nancy.

Łuczkowska E. (1974), Miliolidae (Foraminiferida) from the Miocene of Poland. Part. II. Biostratigraphy, Paleoecology and Systematics. *Acta paleont. pol.*, 19, 1. Warszawa.

Łuniewski A. (1947), Z geologii okolic Radomska. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 38. Warszawa.

Malinowska L. (1958), Stratygrafia dolnego malmu okolic Wodnej koło Chrzanowa na podstawie makrofauny. *Kwart. geol.*, 2, 4. Warszawa.

Malinowska L. (1959), Uwagi o newizie jury częstochowskiej. *Kwart. geol.*, 2, 3. Warszawa.

Malinowska L. (1964), I Krajowe Kolokwium Jurajskie. *Prz. geol.*, 9. Warszawa.

Malinowska L. (1965), Bioherma gąbkowa newizu w okolicy Ćmielowa (północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Biul. Inst. Geol.*, 192. Warszawa.

Malinowska L. (1966), Podstawy stratygrafii dolnego i środkowego oksfordu północno-zachodniej Polski. *Kwart. geol.*, 10, 3. Warszawa.

Malinowska L. (1967), Biostratygrafia osadów dolnego i środkowego oksfordu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich z badań stratygraficzno-paleontologicznych w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 209. Warszawa.

Malinowska L. (1970), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Jura górna. *Prace Inst. Geol.* 56. Warszawa.

Malinowska L. (1971), Stratygraphy of the middle Oxfordian (Argovian) in Poland (Except for the Carpathians). Coll. Juras. Luxembourg 1967. *Mem. B.R.G.M.*, 75. Paris.

Malinowska L. (1972a), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Jura górna. *Prace Inst. Geol.* 56. Warszawa.

Malinowska L. (1972b), Środkowy i górny oksford w północno-zachodniej części jury częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 233. Warszawa.

Maslov V. P. (1956), Iskopaemye isvestkovye vodorosli SSSR (Fossil calcareous algue of the USSR). *Trudy Geol. Inst.* AN SSSR, 160, Moskva.

Milliman J. D. (1974), Marine Carbonates. Recent sedimentary carbonates, Part. 1. Springer, Berlin.

Monty C. (1965), Recent algal stromatolites in the winward lagoon, Andros Island. Bahamas. *Bull. Ann. Soc. Geol. Belg.*, 88. Bruxelles.

Monty Cl. L. V. (1967), Distribution and structure of Recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas. *Bull. Ann. Soc. Geol. Belg.*, 90, 1—3. Bruxelles.

Morawska K. (1963), La microfaune du Malm de L'avant-pays des Karpates medianes. Resumes des communications. *Ass. Geol. Karpato-Balkanique.* Varsovie—Cracovie.

Moryc W. (1961), Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 31, 1. Kraków.

Moryc W. (1965), Uwagi do stratygrafii i rozwoju jury środkowej na Przedgórzu Karpat w strefie Dąbrowa Tarnowska—Szczucin. *Geof. i Geol. Naft.*, 10—12. Kraków.

Moryc W. (1971), Trias Przedgórza Karpat Środkowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 41, 3. Kraków.

Moryc W. (1974), Stratygrafia warstw w głębokim otworze Niwki 3, koło Dąbrowy Tarnowskiej. *Zesz. Nauk. AGH* nr 412, *Geologia* 19, Kraków.

Morycowa E. (1971), Opracowanie mikrofacjalne utworów węglanowych jury górnej ze szczególnym uwzględnieniem astartu i kimerydu Przedgórza Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej. Archiwum IG. Kraków.

Murray J. W. (1973), Distribution and Ecology of living Benthic Foraminiferids. London.

Newell N. D., Imbrie J., Purdy E. G., Thurber D. L. (1959), Organism communities and botton facies, Great Bahama Bank. *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, 117, 4. New York.

Obuchowicz Z. (1963), Budowa geologiczna Przedgórza Karpat środkowych. *Prace Inst. Geol.*, 30. Warszawa.

Passendorfer E. (1964), Uwagi na marginesie Kolokwium Jurajskiego. *Prz. geol.*, 9. Warszawa.

Peszat C. (1961), Uwagi o wykształceniu keloweju w południowo-wschodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN.* Kraków.

Peszat C. (1962), Zagadnienie ciemnych wapieni w jurze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN.* Kraków.

Peszat C. (1964), Litologia jurajskich skał węglanowych między Tokarnią a Chmielnikiem. *Acta geol. pol.*, 14, 1. Warszawa.

Peszat C., Moroz-Kopczyńska M. (1959), O wykształceniu litologicznym wapieni górnojurajskich na południe od Chęcin. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 28, 3. Kraków.

Pokorny V. (1958), Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie, B. I. Berlin.

Porrenga D. H. (1967), Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geol.*, 5, 5/6, Elsevier. Amsterdam.

Pożaryski W. (1948), Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 46. Warszawa.

Pożaryski W. (1956), Regionalna geologia Polski. T. 2. Region lubelski. Jura. Kraków.

Purdy E. G. (1963), Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. *J. Geol.*, 71, 3, 4. Chicago.

Radoičic R. (1966), Microfacies du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. Geologija. Rozprave in Poročila, 9.

Radwański A. (1968), Studium petrograficzne i sedymentologiczne retyku wierchowego Tatr. *Studia geol. pol.*, 25. Warszawa.

Rajchel J. M. (1971), Badania sedymentologiczne krzemieni jurajskich pod Krakowem. Cz. I, II. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN*, 14, 2. Kraków.

Roniewicz E. (1960), Complexastraea i Thecosmilia z astartu Polski. *Acta paleont. pol.* 5, 4. Warszawa.

Roniewicz E. (1966), Les Madreporaises du Jurassique superieur de la bordure des Monts de Sainte — Croix Pologne. *Acta paleont. pol.*, 11, 2. Warszawa.

Roniewicz E., Roniewicz P. (1971), Upper Jurassic coral assemblages of the Central Polish Uplands. *Acta geol. pol.*, 21, 3, Warszawa.

Różycki S. Z. (1953), Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 133. Warszawa.

Samsonowicz J. (1934), Objaśnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej w skali 1 : 100 000. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa.

Samuel O., Borza K., Köhler E. (1972), Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian), Bratislava.

Scheibnerová V. (1971), Foraminifera and their Mesozoic biogeoprovinces. *Records of the Geol. Survey of New South Wales*, 13, 3.

Senkowicz E. (1959), Jura i kreda między Jędrzejowem a rzeką Nidą. *Biul. Inst. Geol.*, 159. Warszawa.

Shaw A. B. (1964), Time in stratigraphy. New York — San Francisco — Toronto— London.

Siemiątkowska M. (1967), Nowe odsłonięcie kontaktu kajpru i doggeru w Woli Morawickiej. *Prz. geol.* 2. Warszawa.

Siemiątkowska M. (1969), Transgresywne utwory keloweju w Gumienicach (południowe obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). *Acta geol. pol.* 19, 1. Warszawa.

Siewniak A. (1962), Stratygrafia i mikrofauna dolnego malmu w rejonie Olkusza—Kluczów. *Kwart. geol.*, 6, 2. Warszawa.

Sliter W. V., Baker R. A. (1972), Cretaceous bathymetric distribution of bentonic foraminifers. *J. Foram. Research*, 2.

Stemulak J., Jawor E. (1963), Wgłębna budowa geologiczna przedgórza Karpat w obszarze na zachód od Dunajca i Wisły. *Kwart. geol.*, 7, 2. Warszawa.

Świdziński H. (1931), Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 4, 4. Warszawa.

Świdziński H. (1932), Fałd skórkowski. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 7, 2. Warszawa.

Świdziński H. (1935), Szkic geologiczny okolic Przedborza nad Pilicą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8, 3. Warszawa.

Tokarski A. (1962), Struktura Niwiska. *PAN, Kom. Nauk. Geol., Prace geol.*, 13. Warszawa.

Unrug R. (1962), Paleocurrents in the Lower Jurassic Sediments on the Northern Slopes of the Holly Cross Mts. (Central Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. geol. geogr.*, 10, 1. Varsovie.

Unrug R., Calikowski A. (1960), Sedymentacja i petrografia warstw połomskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 30, 2. Kraków.

Waśniowska J. (1963), La microfaune jurassique de L'avant-pays des Karpates medianes. Resumes des communications. *Ass. Geol. Karpato-Balkanique*. Varsovie—Cracovie.

Wdowiarz J. (1954), Zarys wgłębnej tektoniki strefy na południowy-wschód od Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* Warszawa.

Wells J. W. (1967), Corals as bathometers. *Marine Geol.*, Amsterdam.

Wierzbowski A. (1970), Znaczenie brachiopodów z nadrodziny Rhynchonellacea w stratygrafii osadów górnojurajskich Polski. *Acta geol. pol.*, XX, 1. Warszawa.

Wolf K. F. (1965), „Grain diminution" of algal colonies to micrite. *J. Sedim. Petrol.*, 35, 2. Menasha.

Wójcik K. (1913/1914), Jura Kruhela Wielkiego pod Przemyślem. *Rozpr. Akad. Um.*, 53. Kraków.

Znosko J. (1959), Rozwój transgresji aalenu i bajosu na Niżu Polskim. *Kwart. geol.*, 3, 3. Warszawa.

SUMMARY

Abstract: This paper deals with the Upper Jurassic sequence of the Sandomierz Basin (central part of the Carpathian Foreland). The sequence, known from drillings exclusively, attains 1100 m in thickness and consists chiefly of shallow-water marine carbonates. The Jurassic marine sedimentation began here during the Bathonian and, except of short break during the Lower Callovian, continued till the end of Kimmeridgian time. The Upper Jurassic carbonate sequence is divided into four formations.

This paper is concerned with the Upper Jurassic carbonate rocks in the central part of the Carpathian Foreland (Southern Poland). The study area (Fig. 1) is a foreland basin of low relief which is defined geographically as the Sandomierz Basin. The Jurassic rocks are here burried by thick Tertiary and Cretaceous sediments and are nowhere exposed at the surface. Accordingly, all informations concerning the Jurassic of the study area are based upon investigations of drill cores and electric logs.

The presence of the Jurassic rocks in the Sandomierz Basin has already been mentioned by several authors (see references) but no comprehensive account of these rocks is available. This paper is primarily concerned with the Upper Jurassic carbonates and aims to present the results of lithological, sedimentological and paleoecological investigations. An attempt is also made to divide the Upper Jurassic carbonates into formations and to discuss the sedimentary and paleogeographic conditions attending the deposition of these formations.

To begin our discussion let us recall some major features of the study area. Like elsewhere in the Carpathian Foreland, the Jurassic rocks are faulted but, except of broad undulations, they are nearly flat-lying and dip gently towards the Carpathians. The Jurassic rocks rest unconformably upon slightly tilted and eroded Triassic sediments and/or upon more strongly disturbed Paleozoic rocks. The deposition of the marine Jurassic sediments began here during the Upper Bathonian and,

except of temporary break during the Lower Callovian, continued till the end of Jurassic time. The deposition went on concomittantly with subsidence so that the Jurassic sequence attains a considerable thickness of 1100 m (Fig. 5). The Jurassic rocks are separated from the overlying Cretaceous and Tertiary sediments by ancient erosional surfaces of regional extent. As already indicated the Jurassic rocks have been warped into a series of broad folds and planed off before the Cretaceous and later during Lower Tertiary time. Consequently, the planation surface beneath the Miocene sediments exhibits the Oxfordian rocks on the top of truncated anticlines and the Kimmeridgian rocks in synclines (Figs. 7, 8).

We know from drilling that the Jurassic strata slope at very low angle to the south and south-east. Such gradual dip, although complicated by faulting, is well displayed in the location of the pre-Miocene planation surface. While to the north, in the vicinity of Szczucin—Solec the planation surface lies approximately at the sea level, it is located 900 m below that level further south in the vicinity of Dąbrowa Tarnowska (Fig. 7). Beneath the marginal parts of the Carpathian thrusts, the surface in question is already submerged down to a few kilometers. Still further to the south the Jurassic rocks can no longer be reached by drilling and disappear for good.

Like elsewhere in the Carpathian Foreland, the Jurassic strata in the study area are dismembered by numerous dislocations into fault blocks. The faults trending NW—SE and NE—SW are believed to have been formed late in Miocene time (during the Lower Sarmatian), but some of them are reactivated older faults. Associated with these faults are fractures some of which are filled with calcite, pyrite, gypsum and even with sulphur. Much of the faults are presumably simple gravity dislocations. However, drilling records point to the presence of a high-angle thrust-fault in the study area (Oblekoń—Zalesie). The Jurassic and earlier strata adjacent to this fault are bent up and show local dips up to 40°.

The Jurassic sequence in the study area consists of two types of deposits:

1. Basal clastics i.e., terrigeneous sandy and argilaceous sediments assigned to the Bathonian.
2. Carbonate rocks, embracing the remainder of the Upper Callovian and extending through the Oxfordian and Kimmeridgian.

The thickness of the basal clastics is variable but in general does not exceed few tens of meters. In places the clastics are missing and it is the Upper Callovian or even the Lower Oxfordian that rest directly upon the dissected surface of pre-Jurassic strata.

Of much greater vertical extend is the complex of carbonate rocks. Within this complex four lithostratigraphic units have been differentiated

and these are indicated, somewhat informally, as formations „A", „B", „C", and „D" (Figs. 2—4). In addition each formation has been divided into members designated by symbols „a", „b", „c" ... etc. in ascending order.

The subdivisions are partly based upon lithological properties and electric logs. Their boundaries are more or less diachronic. Inasmuch as diagnostic fossils are rare, these boundaries can only partly be fitted into the conventional time scale. The boundary between the Oxfordian and Kimmeridgian has been placed at the base of a marly layer above which the *Ataxioceras* sp. was found.

Formation A — spongy limestones

The formation „A" is comprised of the Upper Callovian, Lower- and Middle Oxfordian limestones the thickness of which totals about 300 m (fig. 2). The formation falls into four members: „a", „b", „c" and „d".

The member „a" includes: 1. red and green limestones that are assigned to the Upper Callovian and, 2. dark creamy pellitic or marly limestones, assigned to the lowermost Oxfordian and characterized by patchy concentrations of silica.

Microscopic examination of limestones belonging to the member „a" indicate that the most common structures are: biomicrite and intrabiomicrite. In addition the limestones contain abundant spicules of sponges, radiolarians, globigerins and stomiosphaerids. These latter include: *Colomisphaera fibrata* (Nagy), *C. minutissima* (Colom) and *C. pulla* (Borza).

Members „b", „c" and „d" are comprised of predominantly pellitic and detrital limestones containing abundant spicules and blue-green algal lumps. The limestones constituting these members are also characterized by patchy concentrations of silica and by siliceous concretions. Under the microscope, much of the limestones is made up of: intrapelmicrite, intrapelsparite, micrite, biomicrite and pelmicrosparite.

The formation „A" contains abundant macrofossils which include: *Cardioceras cordatum* (Sow.), *Harpoceras* (*Campylites*) *delmontanum* Buk., *Perisphinctes convolutus* Qu., *P.* aff. *biplex* Sow., *Belemnopsis canaliculatus* (Schloth.), *Hibolites hastatus* (Blainv.) and *Lacunosella arolica* (Opp.).

The microfauna is represented by: *Lenticulina polonica* (Wiśn.), *L. calva* (Wiśn.), *L. rüsti* (Wiśn.), *Ophtalmidium carinatum marginata* Kübl. et Zwigli and *O. birsmenstorfensis* Kübl. et Zwigli.

It should be noted that the formation „A" contains locally irregular bodies of fine-crystalline, greyish dolomites. Associated with these dolomites are scattered occurrences of gypsum and anhydrite. The dolomites in question are believed to be of secondary, metasomatic origin and are

held to be associated with fault zones. Vertical extend of the dolomites is highly variable. In places they are traced from the Lower Oxfordian to the lowermost parts of the Upper Oxfordian.

Formation B — limestones and marls

The formation „B" corresponds approximately to the lower part of the Upper Oxfordian („Rauracian") and amounts to 250—500 m in thickness (Fig. 3). The formation consists of two types of limestones. The first type is comprised of bedded (platy), gray, pellitic limestones, marly limestones and marls. The second type is represented by massive, creamy, detritic and organodetritic limestones showing similarity to the so called „rocky limestones" known from the Jurassic of the Cracow Upland. Limestones and marls belonging to the first type are almost entirely devoid of fossils and contain scattered, small accumulations of pyrite. In contrast, the massive limestones occur as bioherms and biostromes containing sponges and associated fossils such as: *Lacunosella* cf. *cracoviensis* (Quen.), *Waldheimia humeralis* (Roem.), *Monticlarella triloboides* (Quen.), *Septaliphoria pinquis* var. *astieriformis* Wiśn., *Camptonectes* cf. *virdunensis* Buvianier, *Entolium nummularis* (Fischer), *E. demissum* (Phill.), *Ctenostreon proboscideum* (Sow.), *Cidaris* cf. *coronata* Goldf., *C.* cf. *florigemma* Phill., bryozoans, echinoderms, ostracods, and corals (in upper part of this formation). The microfaune is represented by: *Discorbis speciosus* Dain., *Conicospirillina trochoides* Berth. and *Paalzowella turbinata* (Gümb.). In Fig. 3 — the massive limestones are indicated by symbols „a", „b" ... In thin sections these limestones show: biomicrite, pelmicrite, pelmicrosparite and intrapelbiomicrite.

Formation C — coral and algal limestones

Stratigraphically, the formation „C" corresponds approximately to the upper part of the Upper Oxfordian („Astartian"). It attains 140—170 m in thickness and consists of five members indicated, in ascending order, as „a", „b" ... „e" respectively (Fig. 4). These members are comprised of a variety of creamy limestones including pellitic, oolitic, pizolitic, oncolitic, organogenic and organodetritic limestones and marls. In addition, there are limestones containing corals and algae. These latter tend to occur in the lower part of the formation and include: *Marinella lugeoni* Pfender, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Globochaete alpina* Lomb., *Salpingoporella* sp., *Solenopora* sp. The corals occur in form of colonies made up of *Myriophyllia rastellina* (Mich.), *Thamnasteria, Microsolena, Stylosmilia* and *Isastraea.* Stratigraphically, more important are: *Septaliphoria moravica* Uhl., *S. pinquis* (Roem.), *S. pinquis* var. *astieriformis* Wiśn., *Sellithyris subsella* (Leym.), *Lopha* cf. *pulligera*

(Goldf.), *Entolium demissum* (Phill.), *Mytilus* (*Acromytilus*) *pectinatus* Sow., *Pseudocyclammina jaccardi* (Berth.), *Trocholina solecensis* Biel. et Poż., *T. conica* (Schlumb.) and *Spirillina orbicula* Terg. et Berth. Microfacially, the limestones constituting the formation „C" consist chiefly of: biomicrite, pelmicrite, pelmicrosparite, intrabiomicrite, intrabiosparrudite and oncosparite. It should be added that the formation discussed contains also dolomitic limestones.

Formation D — limestones, dolomitic limestones, dolomites and shell-beds

This formation containing three recognizable members „a", „b" and „c" is of Kimmeridgian age (Fig. 4). It consists chiefly of light-coloured grey or rusty organodetritic, organogenic limestones, crystalline and pellitic limestones, pelitic dolostones, marls and marly clays. The organodetritic and organogenic limestones include: crinoidal or coral limestones and shell-beds (lumachelles) composed chiefly of accumulations of oysters (predominantly *Exogyra*). The pellitic dolomites are syngenetic and contain sporadically unaltered organic remains. These dolomites contain also scattered crystals of gypsum which tend to concentrate in the upper part of the formation D.

In thin sections of carbonates the predominant structures are: biomicrite, micrite, pelmicrosparite, biosparite, intrabiosparrudite, oncobiosparite, dolomicrite and dolosparite.

The formation D is characterized by abundant fossils. Particularly common are here: *Ataxioceras* sp., *Terebratula suprajurensis* Etall., *T. undosa* Schmidt, *T. bisuffercinata* Schleth., *Epithyris* cf. *cincta* (Cott.), *E. subsella* (Leym.), *Septaliphoria* cf. *pinquis* Roem., *Exogyra virgula* Defr., *Nanogyra nana* (Sow.), *Hinnites* cf. *cornueli* Lor., *Entolium* cf. *vitrens* (Roem.) and *Stylosmilia* cf. *michelini* M. Edw. et H. In addition there occur microfossils diagnostic of Kimmeridgian age such as: *Frankeina kimeridensis* Biel. et Poż., *Pseudocyclamina personata* Tabler, *Marginulina striatocostata* (Reuss), *Trocholina solecensis* Biel. et Poż., *Lenticulina subalata* (Reuss).

Of particular importance is the appearance of glauconite and quartz grains. These latter, together with the increasing amount of argilaceous sediments testify to the growing influence of land and mark the approaching end of marine sedimentation.

Basing upon what has been said before we can reconstruct the changing sedimentary environments in the study area during Jurassic time. Following the Early Kimmerian tectonic movements, the area of the present Carpathian foreland was raised above the sea level. What is

now the Sandomierz Basin acted, for a relatively short time, as source of clastics deposited further to the west. By late Bathonian time, however, the sea entered again the area. The Jurassic marine sediments were laid down across a considerably peneplained land surface which, however, still exhibited elevations high enough to account for the observed transgressive overlap. Except of a short regression during Lower Callovian time, the marine conditions persisted through the remainder of the Jurassic period.

The deposition of marine carbonates was accompanied by slow but long-continued subsidence. Consequently, the area of the present Sandomierz Basin became the site of almost uninterrupted, shallow marine sedimentation.

Microfacies types suggest that during Upper Callovian and Lower Oxfordian time the sedimentary environment was that of a deeper neritic zone of low energy conditions favouring deposition of pellitic, spongy limestones. The microorganisms point to a linkage with the Mediteranean region.

Many of the same conditions hold for the Middle Oxfordian. However, judging from the character of organic remains (blue-green algae) the sea became shallower and its bottom more often disturbed by currents (detrital limestones).

A marked change took place in the lower part of the Upper Oxfordian („Rauracian"). This change is manifested by rhytmic alternation of limestones and marls and by the appearance of massive organodetritic limestones (spongy bioherms and biostromes). The marls are here regarded as representing shallow but quiet water conditions and the remarkable scarsity of bottom dwellers in them points to a slightly euxinic environment. On the other hand, the massive „rocky" limestones with abundant sponges, bryozoans and associated fossils testify to oxidizing conditions and to better connections with the open sea.

A slight lowering of the sea level during the upper part of the Upper Oxfordian („Astartian") brought the study area into a very shallow realm. The presence of hermatypic corals, calcareous algae, bryozoans, oncolites, algal lumps etc. indicates very shallow, warm marine environment, of predominantly fairly high energy conditions.

Further change occurred during Kimmeridgian time. At first a temporary rise of sea level resulted in the appearance of glauconite and amonites which are conspicuously absent in the strata directly underlying the Kimmeridgian. However, the presence of quartz grains and the increasing amount of argilaceous sediments mark the rejuvenation of bordering source lands. The syngenetic dolomites in the upper part of the Kimmeridgian suggest already shallow, lagoonal environment and

are obviously heralding the ancomming regression. Indeed at the close of the Jurassic the sea retreated entirely from the study area, thus starting a new cycle. The newly emerged land area became exposed to subaerial erosion processes.

Jagellonian University
Institute of Geological Sciences
2a, Oleandry Str., 30-063 Kraków
Oil Industry Prospecting Company
„Geonafta" Kraków
25, Lubicz Str., 31-503 Kraków

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate I

Fig. 1. biomikryt gąbkowy, miejscami biomikrosparyt; liczne elementy szkieletowe gąbek krzemionkowych (igły i raksy) i radiolarie, × 6
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1489,3—1495,6-V, płytka cienka nr 1, kelowej górny (formacja A)

Fig. 1. biomicrite, locally biomicrosparite; numerous skeletal elements of the siliceous sponges (spicules and rhaxes) and radiolarians, × 6
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1489,3—1495,6-V, thin section No 1, Upper Callovian (formation A)

Fig. 2. biomikryt gąbkowy, × 6
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1489,3—1495,6-II-30 cm, płytka cienka nr 2, oksford dolny (formacja A)

Fig. 2. sponge biomicrite, × 6
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1489,3—1495,6-II-30 cm, thin section No 2, Lower Oxfordian (formation A)

Fig. 3. biomikryt i biomikrosparyt gąbkowy. Liczne igły gąbek, ponadto peletoidy, grudki i mikroonkoidy, × 6
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1360,6—1366,6-I, płytka cienka nr 6, oksford dolny (formacja A)

Fig. 3. sponge biomicrite and biomicrosparite. Numerous sponge spicules, occasionally pelletoids, lumps and microoncolites, × 6
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1360,6—1366,6-I, thin section No 6, Lower Oxfordian (formation A)

Fig. 4. mikryt z igłami gąbek, × 6
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1170,1—1175,6-I, płytka cienka nr 11, dolna część oksfordu górnego („raurak") (formacja B)

Fig. 4. micrite with sponge spicules, × 6
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1170,1—1175,6-I, thin section No 11, lower part of Upper Oxfordian („Rauracian") (formation B)

Tablica — Plate II

Fig. 1. a — biomikryt ze skalcytyzowanymi igłami gąbek, radiolariami i stomiosferidami, × 90; b — mikryt ze skalcytyzowanymi igłami gąbek, radiolariami i *Globigerina* (*Globuligerina*) sp., × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1489,3—1495,6-V, płytka cienka nr 1 (fragmenty Tabl. I, fig. 1), kelowej górny (formacja A)

Fig. 1. a — biomicrite with calcified sponge spicules, radiolarians and stomiosphaerids, × 90; b — micrite with calcified sponge spicules, radiolarians and *Globigerina* (*Globuligerina*) sp., × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1489,3—1495,6-V, thin section No 1 (details of Tabl. I, fig. 1), Upper Callovian (formation A)

Fig. 2. pelsparyt z mikroonkoidem, × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1437,1—1441,8-I, płytka cienka nr 5, oksford dolny (formacja A)

Fig. 2. pelsparite with microoncolite, × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1437,1—1441,8-I, thin section No 5, Lower Oxfordian (formation A)

Fig. 3. a, b — mikryt z radiolariami i igłami gąbek (fragment Tabl. I, fig. 3), × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1360,6—1366,6-I, płytka cienka nr 6, oksford dolny (formacja A)

Fig. 3. a, b — micrite with radiolarians and sponge spicules (detail of Pl. I, fig. 3), × 90

Fig. 4. mikryt z radiolarią (fragment Tabl. V, fig. 1a), × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1305,5—1312,3-I, płytka cienka nr 9, oksford środkowy (formacja A)

Fig. 4. micrite with a radiolarian (detail of Pl. V, fig. 1a), × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1305,5—1312,3-I, thin section no 9, Middle Oxfordian (formation A)

Tablica — Plate III

Fig. 1. a — *Spirillina* sp., × 90; b — *Colomisphaera fibrata* (Nagy), × 360; c, d — *Nodosariidae*, × 90
Odmęt 1, głęb. 1237,7—1242,9-IV, płytka cienka nr 3, oksford dolny (formacja A)
Odmęt 1, depth 1237,7—1242,9-IV, thin section No 3, Lower Oxfordian (formation A)

Fig. 2. a, b — *Colomisphaera minutissima* (Colom), × 360; c — *Colomisphaera pulla* (Borza), × 360
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1489,3—1495,6-V, płytka cienka nr 1 (fragmenty Tabl. I, fig. 1), kelowej górny (formacja A)
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1489,3—1495,6-V, thin section No 1 (details Pl. I, fig. 1), Upper Callovian (formation A)

Fig. 3. a — *Colomisphaera pulla* (Borza), × 360; b — *Colomisphaera* cf. *carpathica* (Borza), × 360; c, d — *Pithonella ovalis* (Kaufmann), × 360
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1489,3—1495,6-II, płytka cienka nr 2 (fragmenty Tabl. I, fig. 2), oksford dolny (formacja A)
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1489,3—1495,6-II, thin section No 2 (details Pl. I, fig. 2), Lower Oxfordian (formation A)

Fig. 4. *Pithonella* sp. (?), przekrój poprzeczny (transversal section), × 360
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1360,6—1366,6-I, płytka cienka nr 6, oksford dolny (formacja A)
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1360,6—1366-I, thin section No 6, Lower Oxfordian (formation A)

Tablica — Plate IV

Fig. 1. *Globigerina* sp. × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1305,5—1312,3-I, płytka cienka nr 9, oksford środkowy (formacja A)
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1305,5—1312,3-I, thin section No 9, Middle Oxfordian (formation A)

Fig. 2. Nodosariidae, × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1319,0—1325,5-I, płytka cienka nr 8, oksford środkowy (formacja A)
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1319,0—1325,5-I, thin section No 8, Middle Oxfordian (formacja A)

Fig. 3. a, b — *Globigerina* sp., × 90
Odmęt 1, głęb. 1237,7—1242,9-IV, płytka cienka nr 3, oksford dolny (formacja A)

Odmęt 1, depth 1237,7—1242,9-IV, thin section No 3, Lower Oxfordian (formation A)

Fig. 4. *Globochaete* sp., × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1337,4—1338,1-I, płytka cienka nr 7, oksford dolny lub środkowy (formacja A)
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1337,4—1338,1-I, thin section nr 7, Lower or Middle Oxfordian (formation A)

Fig. 5. a, b — *Globigerina* sp., × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1489,3—1495,6-V, płytka cienka nr 1 (fragmenty Tabl. I, fig. 1), kelowej górny (formacja A)
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1489,3—1495,6-V, thin section No 1 (details of Pl. I, fig. 1), Upper Callovian (formation A)

Fig. 6. *Globigerina* sp., × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1489,3—1495,6-II, płytka cienka nr 2 (fragment Tabl. I, fig. 2), oksford dolny (formacja A)
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1489,3—1495,6-II, thin section No 2 (detail Pl. I, fig. 2), Lower Oxfordian (formation A)

Fig. 7. a, b — *Globigerina* sp., × 90; c — ? *Globigerina* sp., × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1472,9—1478,5-I, płytka cienka nr 4, oksford dolny (formacja A)
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1472,9—1478,5-I, thin section No 4, Lower Oxfordian (formation A)

Fig. 8. Rotalidae, × 90
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1437,1—1441,8-I, płytka cienka nr 5, oksford dolny (formacja A)
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1437,1—1441,8-I, thin section No 5, Lower Oxfordian (formation A)

Tablica — Plate V

Fig. 1. a — pelsparyt z intraklastami, mikroonkoidami, formami zbliżonymi do Tubiphytes (T) oraz grudkami sinicowymi, × 6; b — pelsparyt (fragment fig 2a), × 60
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 1305,5—1312,5-I, płytka cienka nr 9, oksford środkowy (formacja A)

Fig. 1. a — pelsparite with intraclasts, microoncolites, *Tubiphytes*-like forms and blue-green algal lumps, × 6; b — pelsparite (detail fig. 2a), × 60
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 1305,5—1312,5-I, thin section No 9, Middle Oxfordian (formation A)

Fig. 2. a, b — formy zbliżone do *Tubiphytes* (fig. 2 b — fragment Pl. VIII, fig. 4), × 60
Swarzów 4, głęb. 1119,8—1127,0-III, płytka cienka nr 12, dolna część oksfordu górnego („raurak") (formacja B)

Fig. 2. a, b — *Tubiphytes*-like forms (fig. 2b — detail of Pl. VIII, fig. 4), × 60
Swarzów 4, depth 1119,8—1127,0-III, thin section No 12, lower part of Upper Oxfordian („Rauracian") (formation B)

Fig. 3. a, b — mikryt z drobnymi kryształkami dolomitu i ?nitkami glonów, × 60
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 991,4—996,7-I, płytka cienka nr 14, dolna część oksfordu górnego („raurak") (formacja B)

Fig. 3. a, b — micrite with small dolomic crystals and with ?filaments of algae × 60
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 991,4—996,7-I, thin section No 14, lower part of Upper Oxfordian („Rauracian") (formation B)

Tablica — Plate VI

Fig. 1. a — biomikryt z igłami i raksami gąbek oraz przekrojami skorup małżów i ramienionogów, w obrębie których występują konkrecje chalcedonowe (vide Tabl. VII, fig. 1e), × 6; b — biomikryt i biomikrosparyt z igłami i raksami gąbek oraz elementem szkieletowym liliowca, × 6
Swarzów 4, głęb. 947,4—953,3-I, płytka cienka nr 15, dolna część oksfordu górnego („raurak") (formacja B)

Fig. 1. a — biomicrite with sponge spicules. rhaxes and fragments of pelecypod and brachiopod shells. Shells are impregnated with chalcedony (vide Pl. VII, fig. 1e), × 6; b — biomicrite and biomicrosparite with sponge spicules and rhaxes, and crinoidal trochite, × 6
Swarzów 4, depth 947,4—953,3-I, thin section No 15, lower part of Upper Oxfordian („Rauracian") (formation B)

Tablica — Plate VII

Fig. 1. a, b — fragmenty szkieletowe gąbek wapiennych, × 50; c — element szkieletowy planktonicznego liliowca, *Saccocoma* sp., × 50; d — elementy szkieletowe gąbek i szkarłupni, × 50; e, f — fragment skorupy małża (fig. 1e) i ramienionoga (fig. 1f) z konkrecjami chalcedonu, × 50
Swarzów 4, głęb. 947,4—953,3-I, płytka cienka nr 15 (fragmenty Tabl. VI, fig. 1a, 1b), dolna część oksfordu górnego („raurak") formacja B)

Fig. 1. a, b — skeletal fragments of calcareous sponges, × 50; c — skeletal fragments of planktonic crinoid, *Saccocoma* sp., × 50; d — skeletal fragments of echinoderm and sponges, × 50; e, f — fragments of pelecypod (fig. 1e) and brachiopod (fig. 1f) shell; shell are impregnated with chalcedony, × 50
Swarzów 4, depth 947,4—953,3-I, thin section No 15 (details of Pl. VI, fig. 1a, 1b), lower part of Upper Oxfordian („Rauracian") (formation B)

Fig. 2. forma zbliżona do *Tubiphytes* (przekrój podłużny) (fragment z Pl. VIII, fig. 4) × 50
Swarzów 4, głęb. 1119,8—1127,0-III, płytka cienka nr 12, dolna część oksfordu górnego („raurak") (formacja B)

Fig. 2. *Tubiphytes*-like form (longitudinal section) (detail of Pl. VIII, fig. 4), × 50
Swarzów 4, depth 1119,8—1127,0-III, thin section No 12, lower part of Upper Oxfordian („Rauracian") (formation B)

Tablica — Plate VIII

Fig. 1. a — mikrosparyt słabo zdolomityzowany z rozproszonymi kryształami i skupieniami pirytu, × 6; b — jak wyżej, × 50
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 814,3—817,3-I, płytka cienka nr 17, dolna część oksfordu górnego („raurak") (formacja B)

Fig. 1. a — microsparite slightly dolomitized with pyrites, × 50; b — as above, × 50
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 814,3—817,3-I, thin section No 17, lower part of Upper Oxfordian („Rauracian") (formation B)

Fig. 2. Mikrosparyt i pelmikrosparyt lekko dolomityczny z nielicznymi, skalcytyzowanymi igłami gąbek, × 6
Swarzów 4, głęb. 766,7—773,6-IV, płytka cienka nr 20, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 2. microsparite and pelmicrosparite slightly dolomitized, with calcified sponge spicules, × 6

Swarzów 4, depth 766,7—773,6-IV, thin section No 20, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 3. mikryt z kryształkami dolomitu, pirytu i ze skorupką otwornicy wypełnioną pirytem, × 50
Dąbrowa Tarnowska 4, głęb. 773,6—778,3-I, płytka cienka nr 19, dolna część oksfordu górnego („raurak") (formacja B)

Fig. 3. Micrite with dolomite and pyrite crystals. Note foraminifer shell filled with pyrite, × 50
Dąbrowa Tarnowska 4, depth 773,6—778,3-I, thin section No 19, lower part of Upper Oxfordian („Rauracian") (formation B)

Fig. 4. mikryt nieco zdolomityzowany z peletoidami, grudkami sinicowymi, formami zbliżonymi do *Tubiphytes* (T) oraz intraklastami, × 6
Swarzów 4, głęb. 1119,8—1127,0-III, płytka cienka nr 12, dolna część oksfordu górnego („raurak") (formacja B)

Fig. 4. micrite, partially dolomitized with pelletoids, blue-green algal lumps, *Tubiphytes*-like forms (T) and intraclasts, × 6
Swarzów 4, depth 1119,8—1127,0-III, thin section No 12, lower part of Upper Oxfordian („Rauracian") (formation B)

Tablica — Plate IX

Fig. 1. biomikryt, miejscami pelmikrosparyt, miejscami lekko zdolomityzowany z kolonią koralowca *Myriophyllia rastellina* (M i c h.) i glonami *Marinella lugeoni* P f e n d e r (M) oraz przekrojami skorup małżów, × 6
Swarzów 4, głęb. 760,6—766,7-II-70-80 cm płytka cienka nr 21, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 1. biomicrite in places pelmicrosparite, partially slightly dolomitized with colonial coral *Myriophyllia rastellina* (M i c h.), with algae *Marinella lugeoni* P f e n d e r (M) and pelecypod shells, × 6
Swarzów 4, depth 760,6—766,7-II-70-80 cm, thin section No 21, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Tablica — Plate X

Fig. 1. a — mikroorganizmy (Microorganisms) incertae sedis, × 60; b, c — *Marinella luegoni* P f e n d e r, × 60
Swarzów 4, głęb. 760,6—766,7-II-70-80 cm, płytka cienka nr 21 (szczegóły z Tabl. IX, fig. 1), górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)
Swarzów 4, depth 760,6—766,7-II-70-80 cm, thin section No 21 (details of Pl. IX, fig. 1), upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 2. a, b, c — mikryt z otwornicami inkrustującymi skorupy małżów, × 60; d — *Cayeuxia moldavica* F r o l l o, × 60; e — *Marinella lugeoni* P f e n d e r, × 60; f — mikryt częściowo zdolomityzowany, × 60
Swarzów 4, głęb. 760,6—766,7-I-70-80 cm, płytka cienka nr 23, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 2. a, b, c — micrite with foraminifers encrusting pelecypod shells, × 60; d — *Cayeuxia moldavica* F r o l l o, × 60; e — *Marinella lugeoni* P f e n d e r, × 60; f — micrite partially dolomitized, × 60
Swarzów 4, depth 760,6—766,7-I-70-80 cm, thin section No 23, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Tablica — Plate XI

Fig. 1. a — onkobiosparyt. W sparytowym tle występują liczne mikroonkoidy, przekrystalizowane szczątki organiczne (niektóre z nich z powłokami i naskorupieniami onkoidowymi) oraz znacznie rzadziej, grudki sinicowe, × 6; b — *Trocholina solecensis* B i e l., P o ż. w mikroonkoidzie, × 50; c — *Trocholina conica* S c h l u m b. w mikroonkoidzie, × 50; d — *Trocholina* sp. jako jądro mikroonkoidu, × 50; e — mikroślimak stanowiący jądro mikroonkoidu, × 50
Swarzów 3, głęb. 811,3—817,3-II, płytka cienka nr 24, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 1. a — oncobiosparite. Besides microoncolites and recrystallized skeletal debris (some with blue-green algal crusts and envelopes) there occur in the sparitic cement blue-green algal lumps, × 6; b — *Trocholina solecensis* B i e l., P o ż. in microoncolite, × 50; c — *Trocholina conica* S c h l u m b. in microoncolite, × 50; d — *Trocholina* sp. in microoncolite, × 50; e — microgastropod in microoncolite, × 50
Swarzów 3, depth 811,3—817,3-II, thin section No 24, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Tablica — Plate XII

Fig. 1. a — pelmikryt przechodzący ku dołowi w pelmikrosparyt, × 50; b, c — przekrój poprzeczny (fig. 1b) i podłużny (fig. 1c) glonów (?*Ethelia* sp.) × 50; d — fragment gąbki wapiennej, × 50; e, f — przekroje przez rurki robaków, × 50
Swarzów 4, głęb. 702,1—709,0-IV, płytka cienka nr 30, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 1. a — pelmicrite and pelmicrosparite (at the bottom), × 50; b, c — transverse section (fig. 1b) and longitudinal one (fig. 1c) of algae (?*Ethelia* sp.), × 50; d — fragment of sponge, × 50; e, f — section of worm tubes, × 50
Swarzów 4, depth 702,1—709,0-IV, thin section No 30, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 2. przekrój poprzeczny elementów szkieletowych koralowca z rodziny Microsolenidae (fragment z Tabl. XIII, fig. 2), × 50
Swarzów 4, głęb. 702,1—709,0-III, płytka cienka nr 31, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 2. transverse section of colonial coral of the family Microsolenidae (detail of Pl. XIII, fig. 2), × 50
Swarzów 4, depth 702,1—709,0-III, thin section No 31, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 3. przekrystalizowane szczątki organiczne z powłokami i naskorupieniem mikrytu; w środkowej części zdjęcia widoczne kanaliki po organizmach drążących, wypełnione mikrytem (fragment szlifu nr 24, Pl. XI, fig. 1a), × 60
Swarzów 3, głęb. 811,3—817,3-II, płytka cienka nr 24, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 3. recristallized organic fragments with micrite envelopes and crust; bores filled with micrite in middle part of photo (detail of thin section No 24, Pl. XI, fig. 1a), × 60
Swarzów 3, depth 811,3—817,3-II, thin section No 24, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Tablica — Plate XIII

Fig. 1. przekroje fragmentów kolonii koralowców z podrzędu Fungiina w mikrytowym tle, × 6
Swarzów 3, głęb. 765,2—770,2-I-50-60 cm, płytka cienka nr 32, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 1. sections of colonial corals of the Fungiina in micritic matric, × 6
Swarzów 3, depth 765,2—770,2-I-50-60 cm, thin section No 32, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 2. Biomikryt z licznymi przekrystalizowanymi szczątkami organicznymi, m. in. z fragmentem koralowca z rodziny Microsolenidae (C), fragmentem kolonii mszywioła (Cyclostomata) (B) w obrębie którego znajduje się koralit (C), z przekrojami rurek robaków (A), przekrojem kolca jeżowca (Es) i glona z Dasycladaceae (D), × 6
Swarzów 4, głęb. 702,1—709,0-III, płytka cienka 31, górna część górnego oksfordu („astart") (formacja C)

Fig. 2. Biomicrite with abundant, recrystallized, organic remains. Fragment of the colonial coral of the family of Microsolenidae (C), corallite (C) into the bryozoan (Cyclostomata) colony (B), section of a worm tubes (A), an echinoid spine (Es) and a dasycladacean alga (D), × 6
Swarzów 4, depth 702,1—709,0-III, thin section No 31, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Tablica — Plate XIV

Fig. 1. a—e, h — mikroorganizmy incertae sedis (przypominają tintinnidy), × 230; f, g — mikroorganizmy inc. sed. (przypominają paleozoiczne *Quasipoliderma* Conil i Lys, 1964), × 230; i — *Spirillina* sp., × 60
Swarzów 4, głęb. 677,8—682,2-II, płytka cienka nr 35, część górna oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 1. a—e, h — microorganisms incertae sedis (Tintinnidae-like forms), × 230; f, g — microorganisms inc. sed. (similar to *Quasipoliderma* of the Palaeozoic (Conil and Lys, 1964)); × 230; i — *Spirillina* sp., × 60
Swarzów 4, depth 677,8—682,2-II, thin section No 35, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 2. Mikroorganizm „incertae sedis" (przypomina tintinnidy), × 230
Swarzów 4, głęb. 677,8—682,2-I, płytka cienka nr 36, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 2. Microorganism „incertae sedis" (Tintinnidae-like form), × 230
Swarzów 4, depth 677,8—682,2-I, thin section No 36, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 3. a — *Spirillina* sp., × 50; b — otwornica z rodziny Miliolidae, × 50; c — otwornica z rodziny Nodosariidae, × 50
Swarzów 4, głęb. 662,0—667,3-I, płytka cienka nr 40, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 3. a — *Spirillina* sp., × 50; b — Foraminifera of the Miliolidae, × 50; c — Foraminifera of the Nodosariidae, × 50
Swarzów 4, depth 662,0—667,3-I, thin section No 40, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Tablica — Plate XV

Fig. 1. a — intrabiosparrudyt z licznymi trochitami krynoidów i innymi przekrystalizowanymi szczątkami organicznymi. Na szczątkach organicznych widoczne powłoki i naskorupienia onkoidowe oraz cienkie powłoki ooidowe („ooidy

powierzchniowe"), × 6; b — widoczne ooidy powierzchniowe (fragment fig 1a), × 50
Swarzów 3, głęb. 738,3—743,9-IV, płytka cienka nr 37, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 1. a — intrabiosparrudite with numerous crinoidal trochites and other recrystallized organic remains. Oolitic and oncolitic coatings (crusts, envelopes) around some organic debris, × 6; b — superficial ooids (detail of fig. 1a), × 50
Swarzów 3, depth 738,3—743,9-IV, thin section No 37, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 2. biomikryt z przekrystalizowanymi szczątkami organicznymi. Fragment koralowca (C) inkrustowanego przez otwornicę (F), przekrój ślimaka (G) i mszywioła (B), × 6
Swarzów 4, głęb. 677,8—682,2-I, płytka cienka nr 36, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 2. Biomicrite with recrystallized organic debris. Foraminifer (F) incrusting the coral fragment (C), sections of gastropod shell (G) and bryozoan (B), × 6
Swarzów 4, depth 677,8—682,2-I, thin section No 36, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Tablica — Plate XVI

Fig. 1. intrabiomikryt z ułamkami skorup małżów cienko i gruboskorupowych (O), z elementami szkieletowymi stromatoporów (S) i szkarłupni, × 6
Swarzów 4, głęb. 662,0—667,3-I, płytka cienka nr 40, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 1. intrabiomicrite with thin- and thick walled (O) shells of pelecypods, with skeletal elements of stromatoporids (S) and echinoids, × 6
Swarzów 4, depth 662,0—667,3-I, thin section No 40, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 2. intrabiomikryt, miejscami intrabiosparyt; widoczne m. in.: Lituolidae (Lit) i fragmenty szkieletowe stromatoporów (S), koralowca (C) i mszywioła (Cyclostomata) (B)
Swarzów 3, głęb. 722,5—728,3-V, płytka cienka nr 41, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 2. intrabiomicrite, partially intrabiosparite; with Lituolidae (Lit), skeletal fragments of stromatoporids (S), coral (C) and bryozoan (Cyclostomata) (B)
Swarzów 3, depth 722,5—728,3-V, thin section No 41, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Tablica — Plate XVII

Fig. 1. a — *Trocholina solecensis* Biel et Poż., × 50; b — „Section multicellulaires" (Acervulina ?), × 50
Swarzów 4, głęb. 662,0—667,3-I, płytka cienka nr 40, górna część górnego oksfordu („astart") (formacja C)

Fig. 1. a — *Trocholina solecensis* Biel et Poż., × 50; b — „Section multicellulaires" (Acervulina ?), × 50
Swarzów 4, depth 662,0—667,3-I, thin section No 40, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 2. a — *Trocholina* sp. (*Trocholina solecensis* Biel. et Poż.?), × 50; b — mikryt częściowo zdolomityzowany z *Planispirillina* sp. × 50; c — mikryt z przekrojem skorupy ramienionoga, × 50

Swarzów 4, głęb. 677,8—682,2-I, płytka cienka nr 36, górna część oksfordu górnego („astrat") (formacja C)

Fig. 2. a — *Trocholina* sp. (*Trocholina solecensis* Biel. et Poż. ?), × 50; b — micrite partially dolomitized with *Planispirillina* sp., × 50; c — micrite with brachiopod shell, × 50
Swarzów 4, depth 677,8—682,2-I, thin section No 36, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 3. a — biomikryt ze skalcytyzowanymi igłami gąbek, × 60; b — *Trocholina* sp., × 50
Swarzów 4, głęb. 677,8—682,2-II, płytka cienka nr 35, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 3. a — biomicrite with calcified sponge spicules, × 50; b — *Trocholina* sp., × 50
Swarzów 4, depth 677,8—682,2-II, thin section No 35, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 4. biomikryt z elementami szkieletowymi szkarłupni, × 50
Swarzów 4, głęb. 722,5—728,3-V, płytka cienka nr 41, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 4. biomicrite with echnoderm skeletal elements, × 50
Swarzów 4, depth 722,5—728,3-V, thin section No 41, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Fig. 5. Spirillinidae (*Planispirillina* sp. ?), × 50
Swarzów 8, głęb. 861,0—867,4-II, płytka cienka nr 29, górna część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 5. Spirillinidae (*Planispirillina* sp. ?), × 50
Swarzów 8, depth 861,0—867,4-II, thin section No 29, upper part of Upper Oxfordian („Astartian") (formation C)

Tablica — Plate XVIII

Fig. 1. a — biomikryt i biomikrosparyt małżowy (graby) z licznymi szczątkami małżów, × 6; b — w tle mikrytowym fragment skorupy małża gruboskorupowego (*Ostrea* sp.), × 50; c — przekrój przekrystalizowanej muszli ślimaka w pelmikrosparytowym tle, × 50; d — biomikrosparyt (fragment małża, przekrój poprzeczny kolca jeżowca), × 50
Smęgorzów 2, głęb. 639,0—645,8-IV, płytka cienka nr 42, najwyższa część oksfordu górnego („astart") (formacja C)

Fig. 1. a — biomicrite and biomikrosparite (lumachelle) with detritus of pelecypod shells, × 6; b — pelecypod fragment (*Ostrea* sp.) in micritic matrix, × 50; c — altered shell of a gastropod in pelmicrosparitic matrix, × 50; d — biomicrosparite (pelecypod fragment and transverse section of a spine of echinoderm), × 50
Smęgorzów 2, depth 639,0—645,8-IV, thin section No 42, uppermost part of Upper Oxfordian („Astarian") (formation C)

Tablica — Plate XIX

Fig. 1. a — biomikryt małżowy (muszlowiec). Wśród materiału organogenicznego przeważają cienkoskorupowe małże i szczątki szkarłupni; niektóre z nich posiadają powłoki i naskorupienia onkoidowe, × 6; b, c, d — biomikryt z *Trocholina solecensis* Biel. et Poż., elementami szkieletowymi szkarłupni i przekrystalizowanymi szczątkami skorup małżów, × 50

Swarzów 8, głęb. 771,2—777,5-V-30-40 cm, płytka cienka nr 45, kimeryd dolny (formacja D)

Fig. 1. a — Pelecypod biomicrite (lumachelle). Chiefly thin-walled shells of Pelecypods and remains of echinoderms; some having micritic coatings and incrustations (oncolite structure), × 6; b, c, d — biomicrite with *Trocholina solecensis* Biel. and Poż., echinoderm fragments and altered pelecypod debris, × 50
Swarzów 8, depth 771,2—777,5-V-30-40 cm, thin section No 45, Lower Kimmeridgian (formation D)

Fig. 2. intrabiosparyt. W tle sparytowym występują mikroonkoidy oraz przekrystalizowane szczątki małżów z mikrytowymi powłokami, × 50
Swarzów 10, głęb. 742,1—746,3-IV, płytka cienka nr 43, dolny kimeryd (formacja D)

Fig. 2. intrabiosparrudite. Microoncolites and altered pelecypod fragments with micritic coats in sparitic cement, × 50
Swarzów 10, depth 742,1—746,3-IV, thin section No 43, Lower Kimmeridgian (formation D)

Tablica — Plate XX

Fig. 1. a — biodolosparyt, miejscami sparyt z przekrojami małżów gruboskorupowych (głównie Ostreidae), × 6; b — jak wyżej, × 50; c — dolosparyt z przekrystalizowanym fragmentem szkarłupnia, × 50
Swarzów 10, głęb. 730,7—737,3-III, płytka cienka nr 46, kimeryd dolny (formacja D)

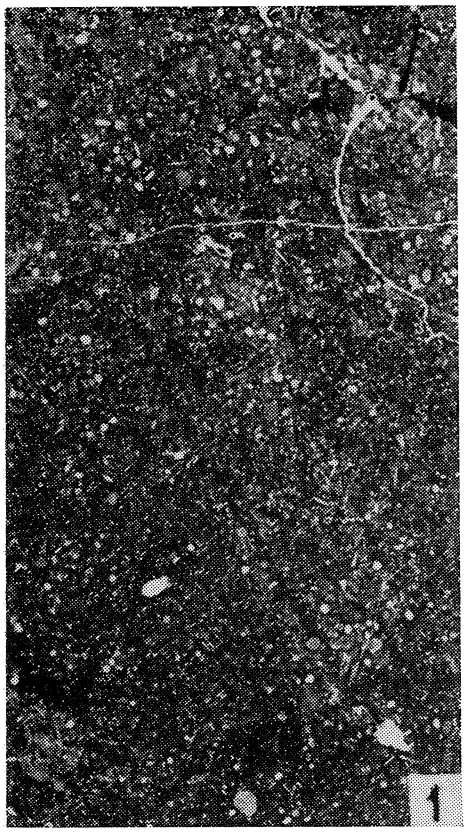
Fig. 1. a — biodolosparite with thick-walled pelecypod shells (chiefly Ostreidae), × 6; b — as above, × 50; c — dolosparite with altered fragment of echinoderm, × 50
Swarzów 10, depth 730,7—737,3-III, thin section No 46, Lower Kimmeridgian (formation D)

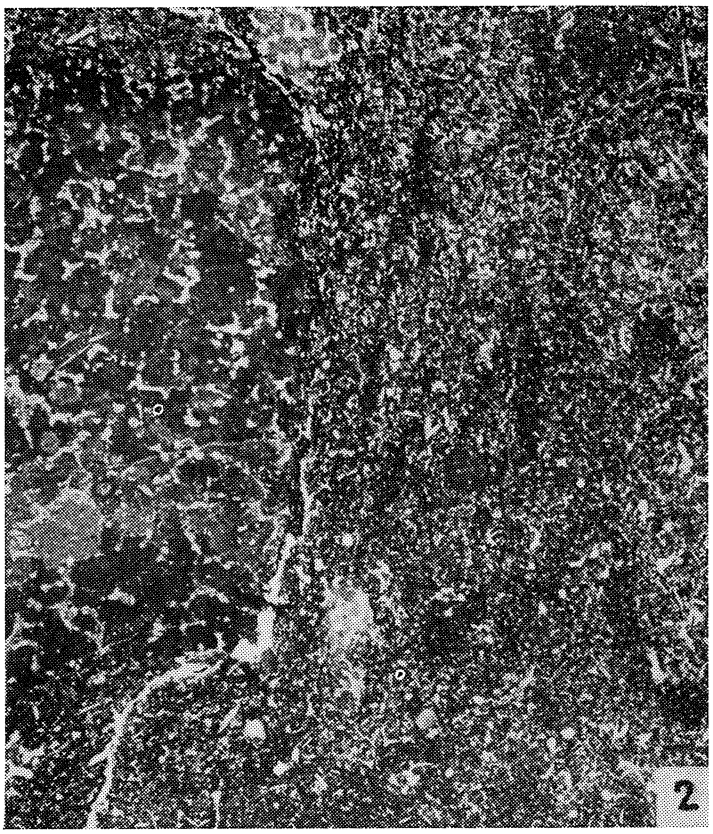
Fig. 2. pelmikrosparyt ze skupieniami pirytu oraz szczątkami małżów i szkarłupni, × 50
Swarzów 10, głęb. 695,3—699,5-I, płytka cienka nr 47, Kimeryd dolny (formacja D)

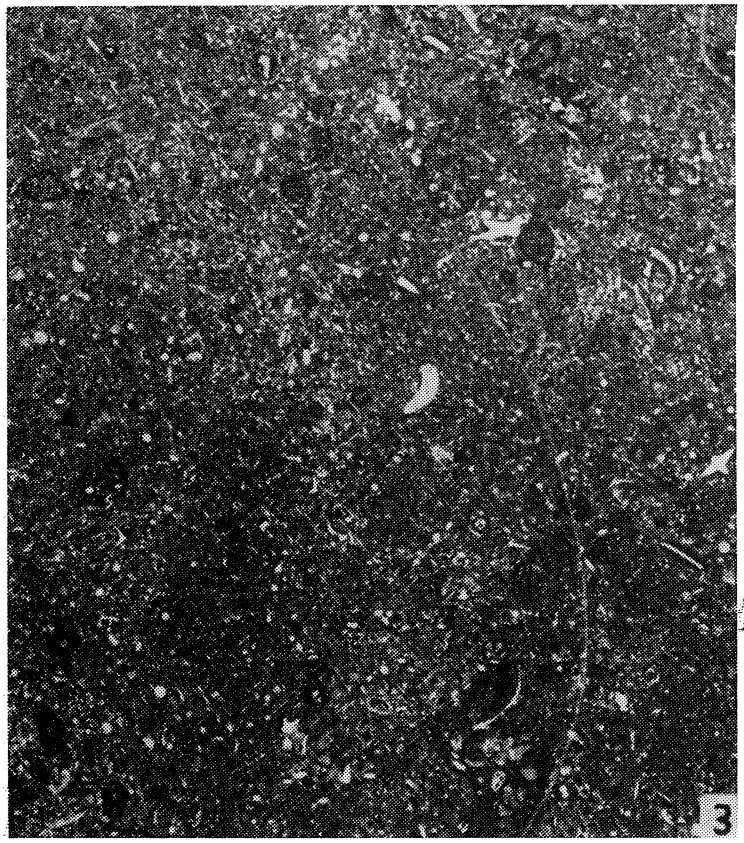
Fig. 2. pelmicrosparite with pyrite nests and skeletal debris of pelecypods and a echinoderm, × 50
Swarzów 10, depth 695,3—699,5-I, thin section No 47, Kimeryd dolny (formacja D)

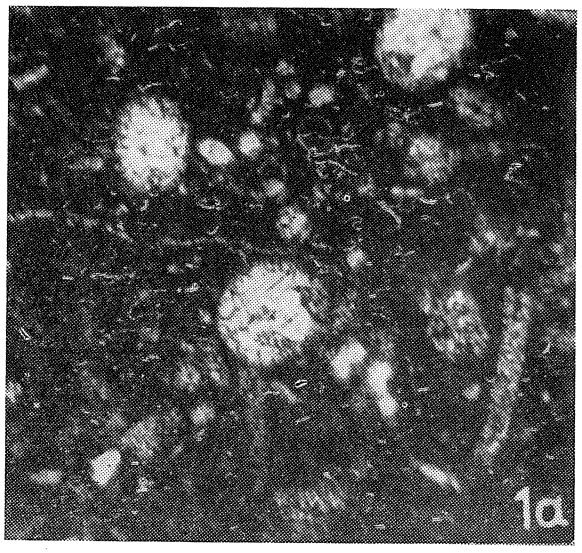
Fig. 3. mikryt i mikrosparyt silnie zdolomityzowany ze szczątkami skorup małżów, × 50
Smęgorzów 2, głęb. 583,9—590,3-I, płytka cienka nr 48, kimeryd (formacja D)

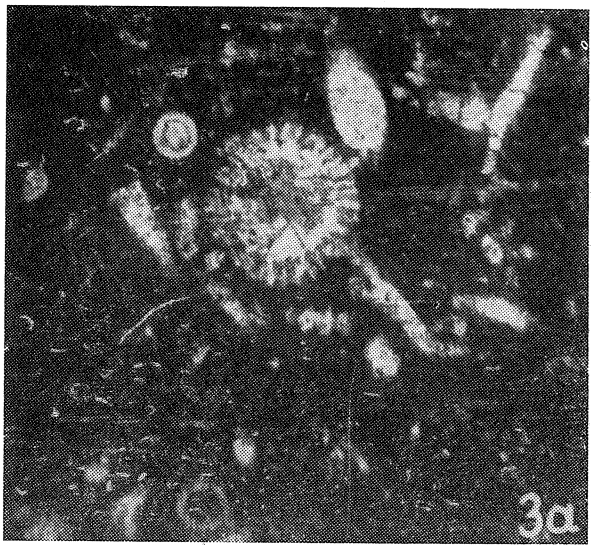
Fig. 3. micrite and microsparite dolomitized with fragments of pelecypod shells, × 50
Smęgorzów 2, depth 583,9—590,3-I, thin section No 48, Kimmeridgian (formation D)

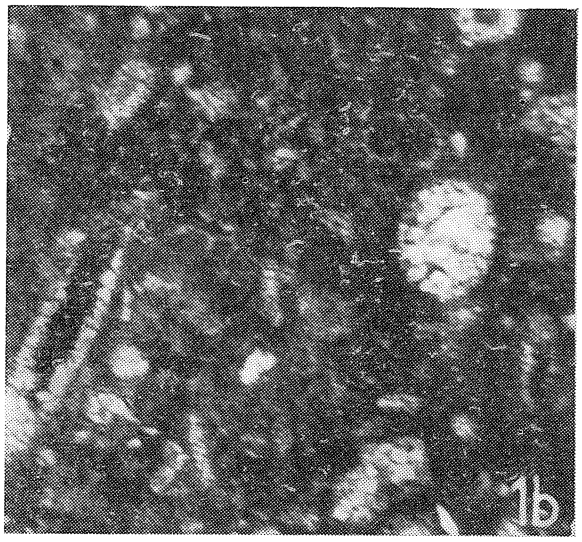


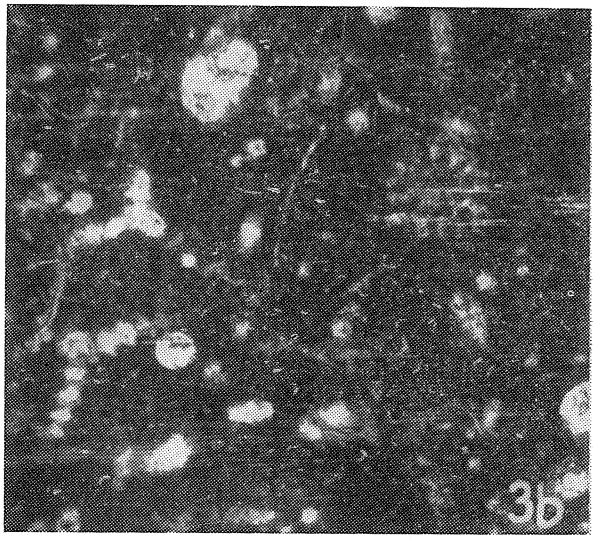


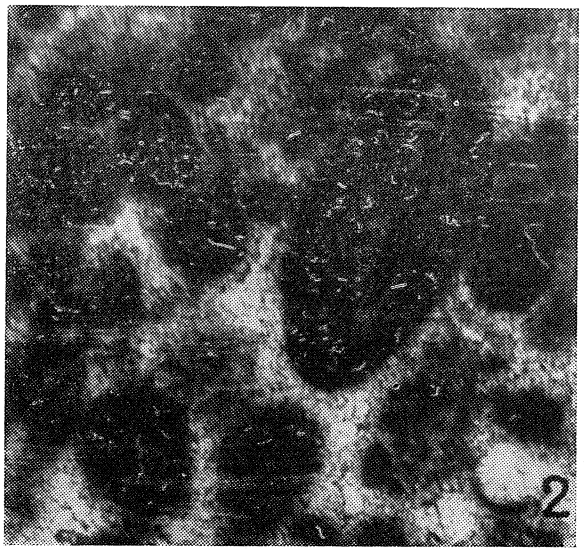


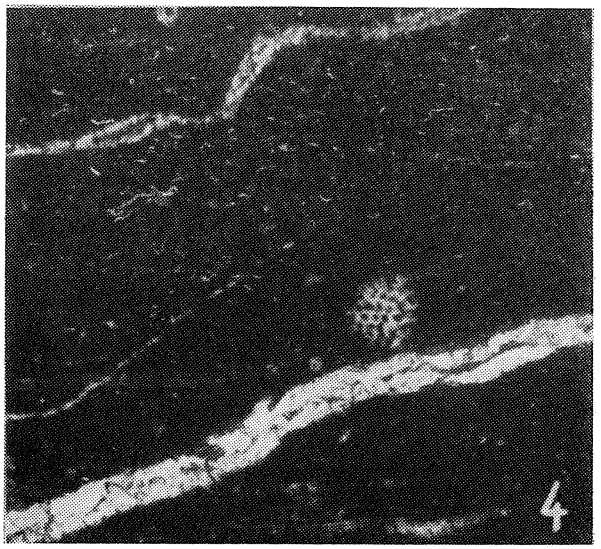

1a

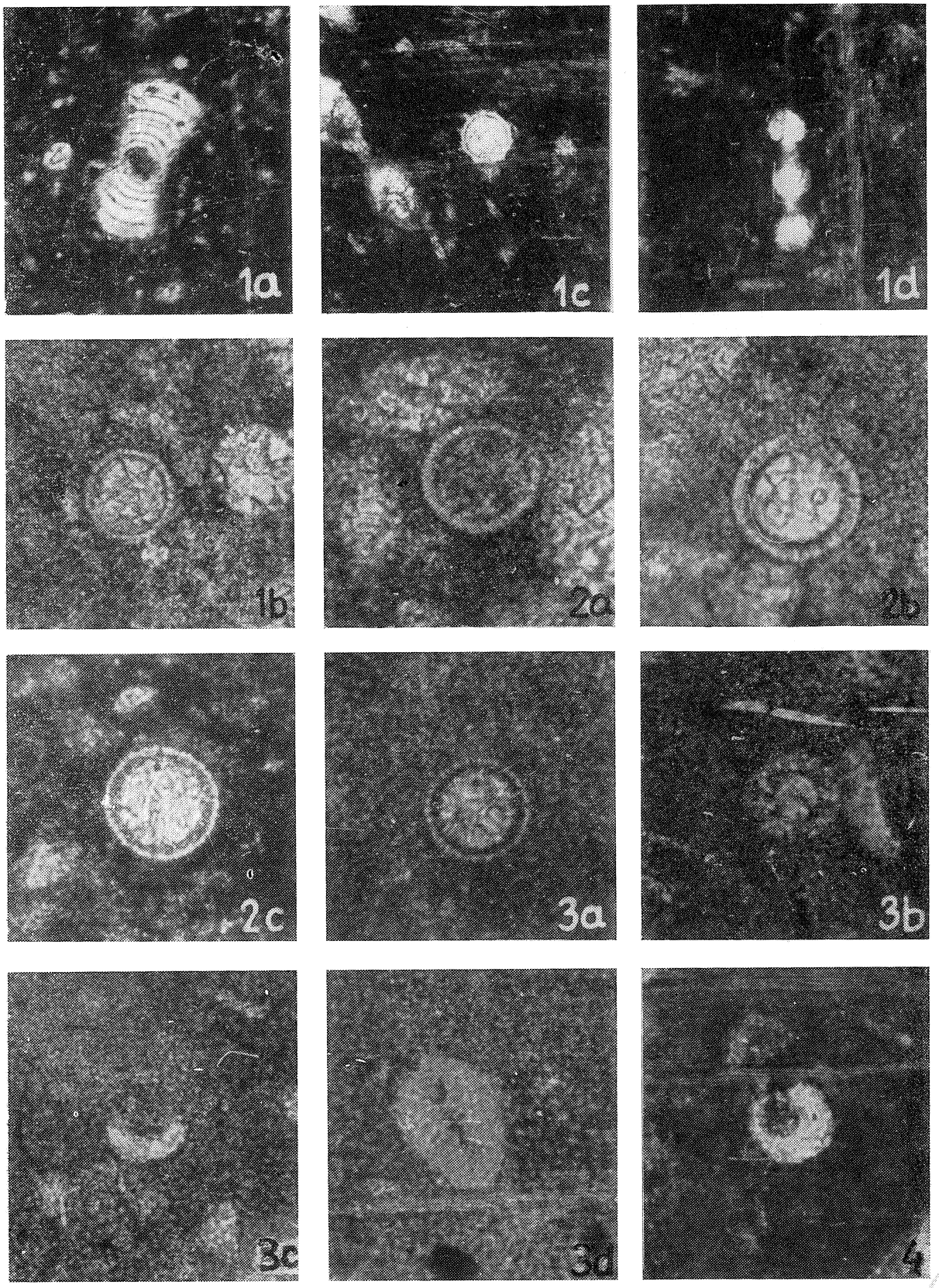

3a

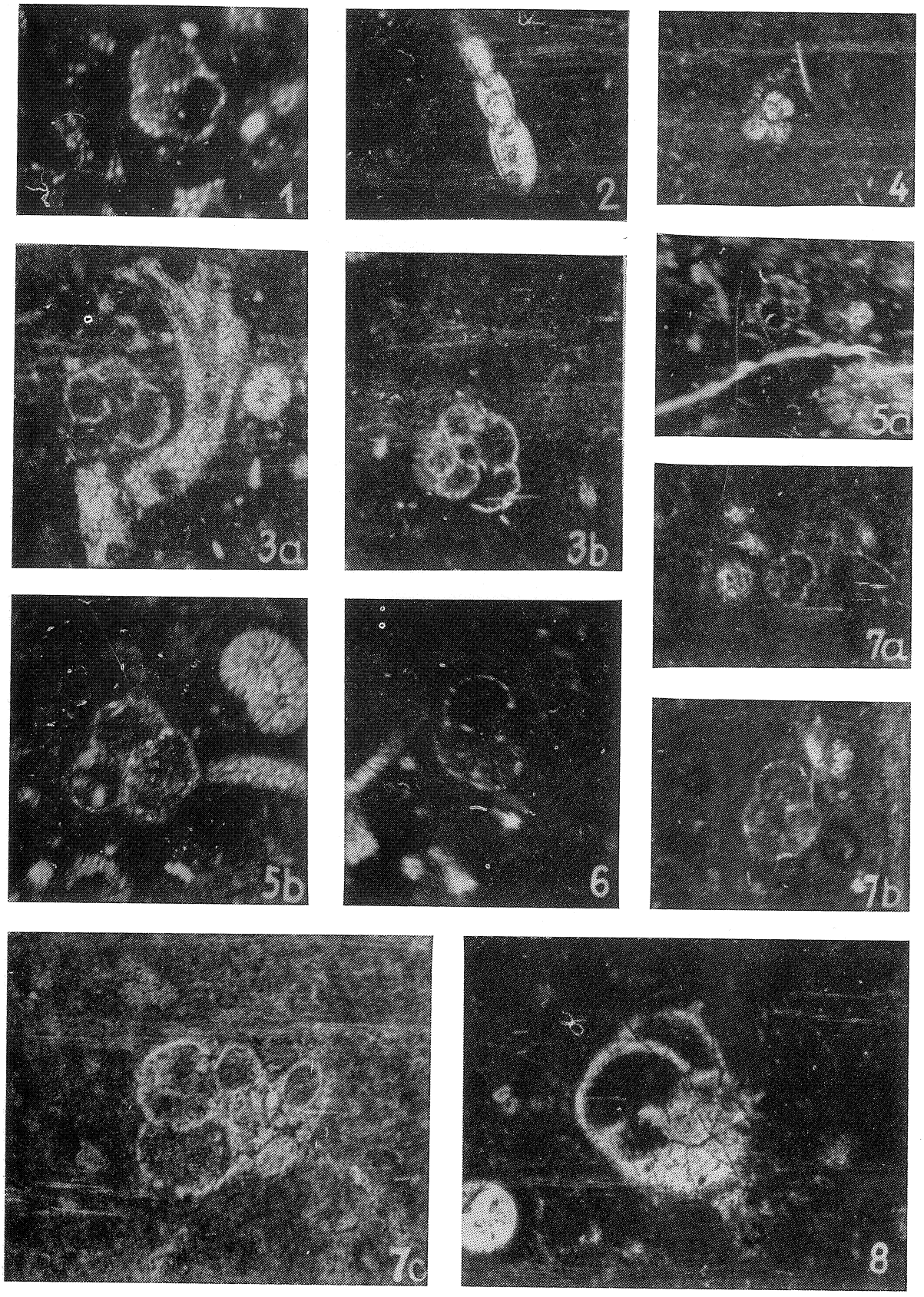

1b

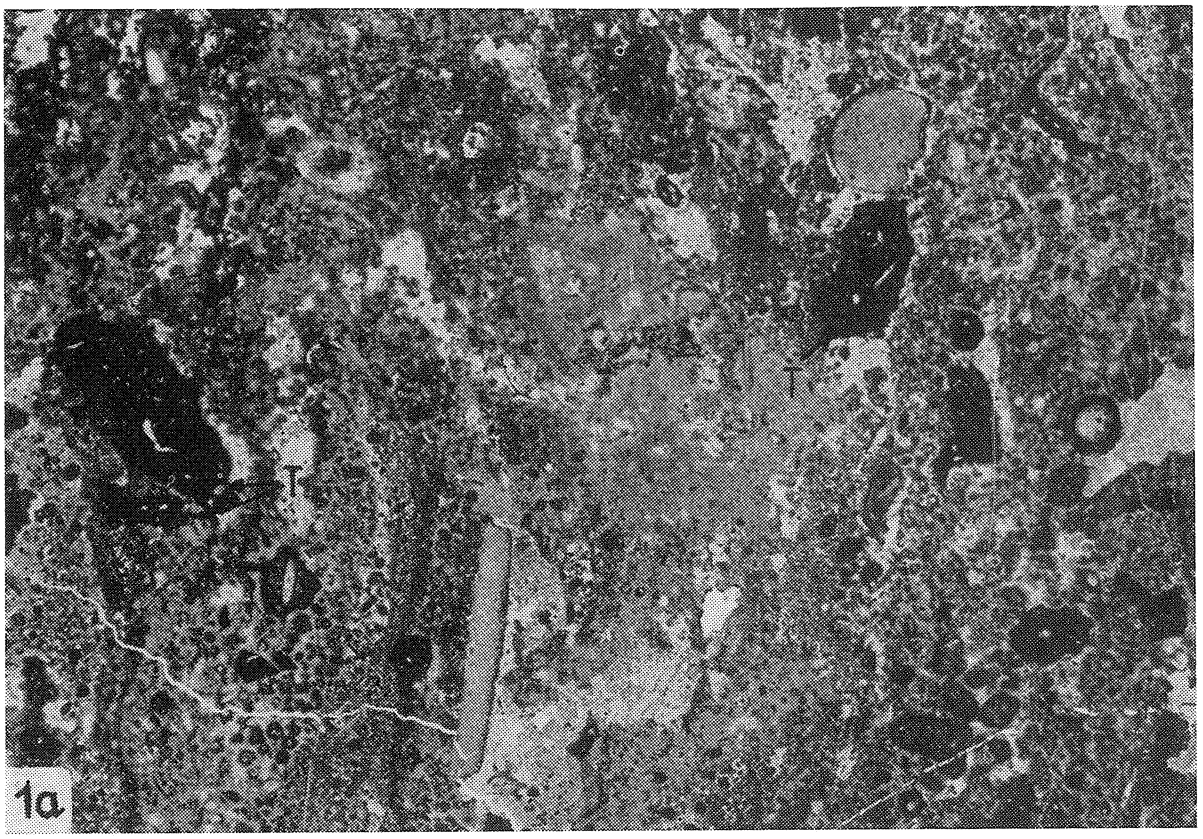

3b

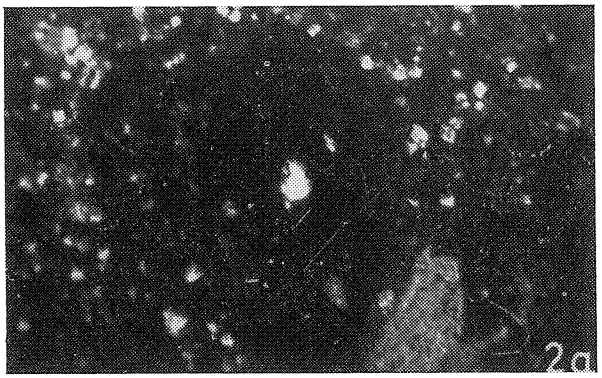

2

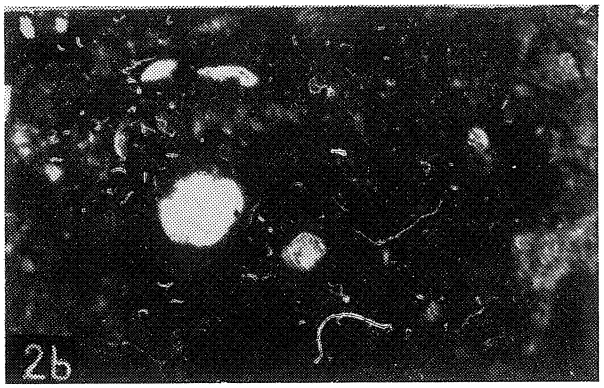

4

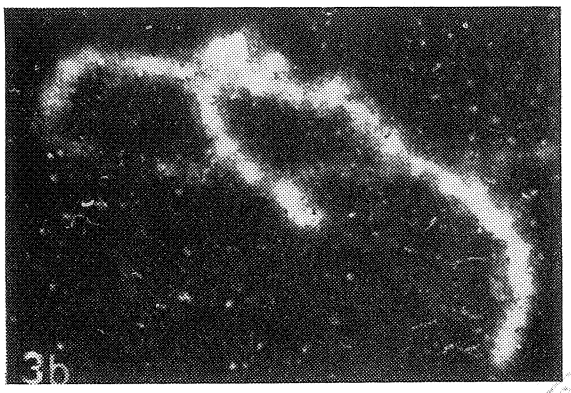

1a
1c
1d
1b
2a
2b
2c
3a
3b
3c
3d
4


1
2
4
3a
3b
5a
5b
6
7a
7b
7c
8

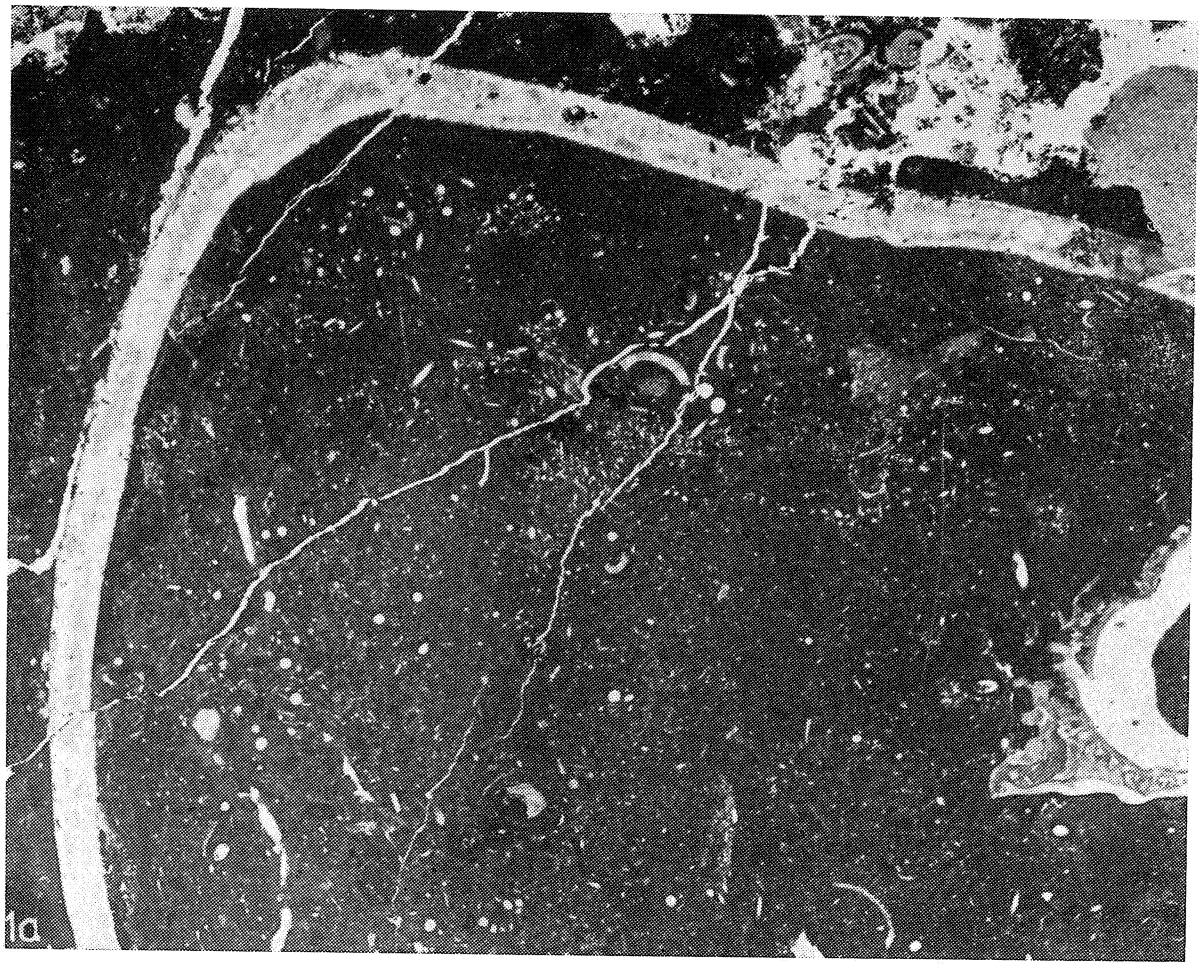




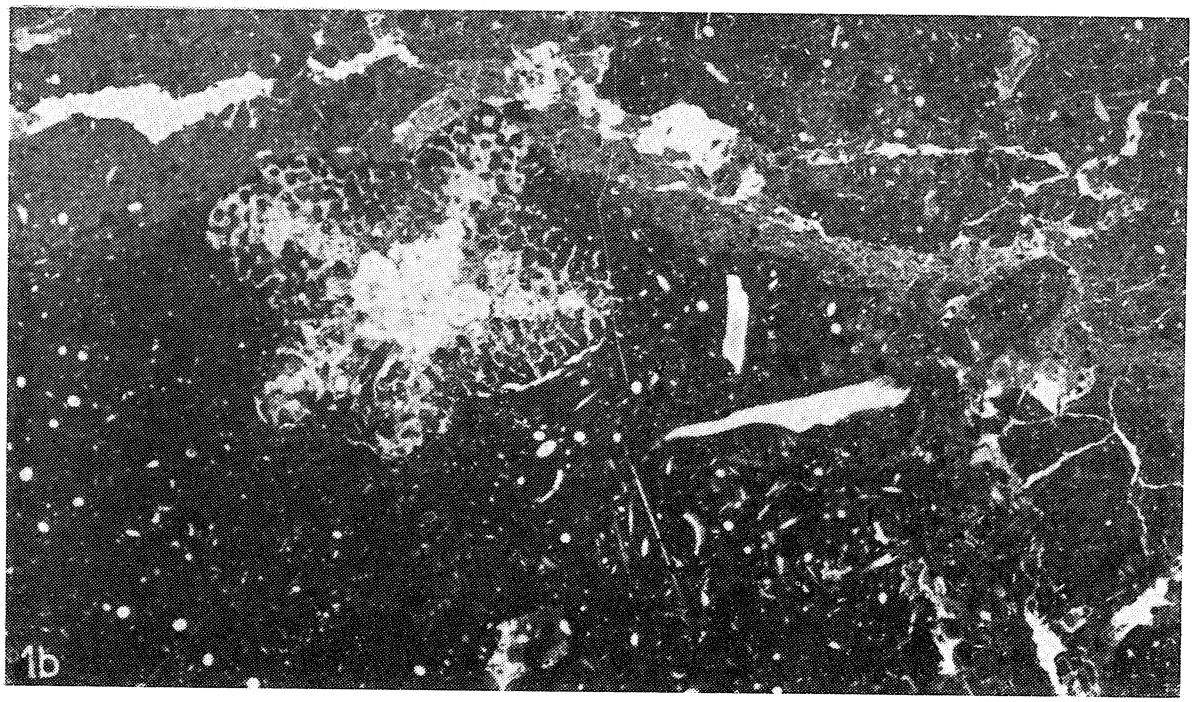




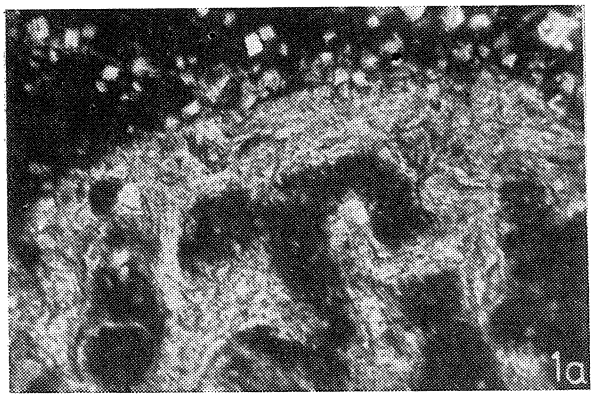
INSTYTUT GEOLOGICZNY

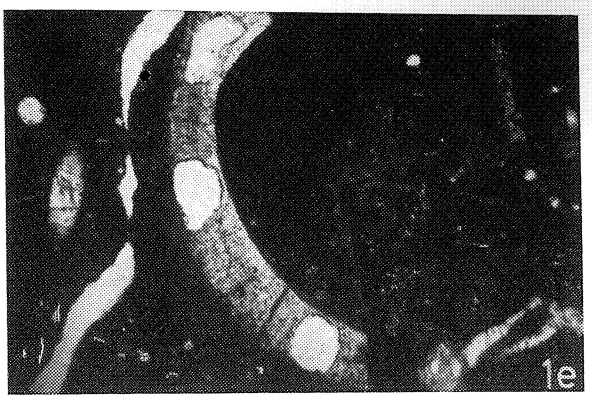


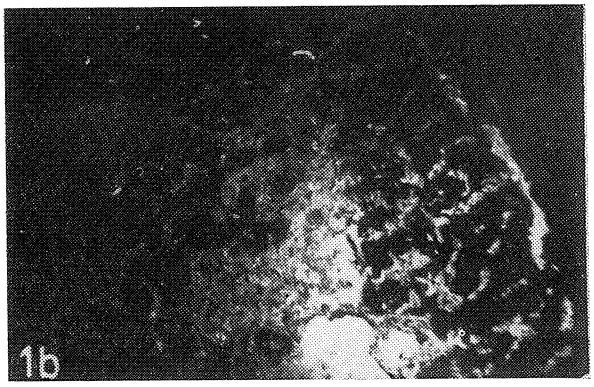
1a

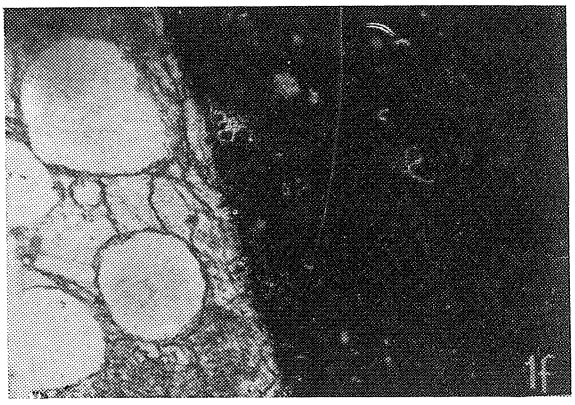


1b


1a

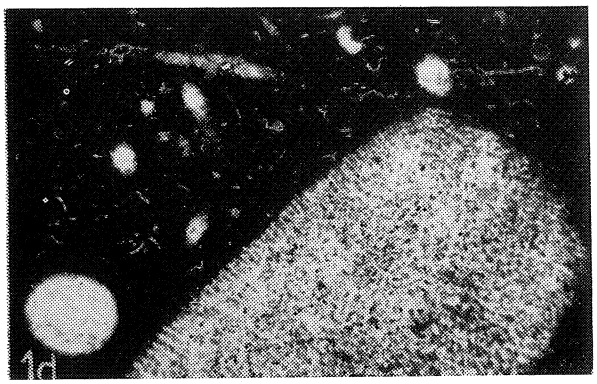

1e

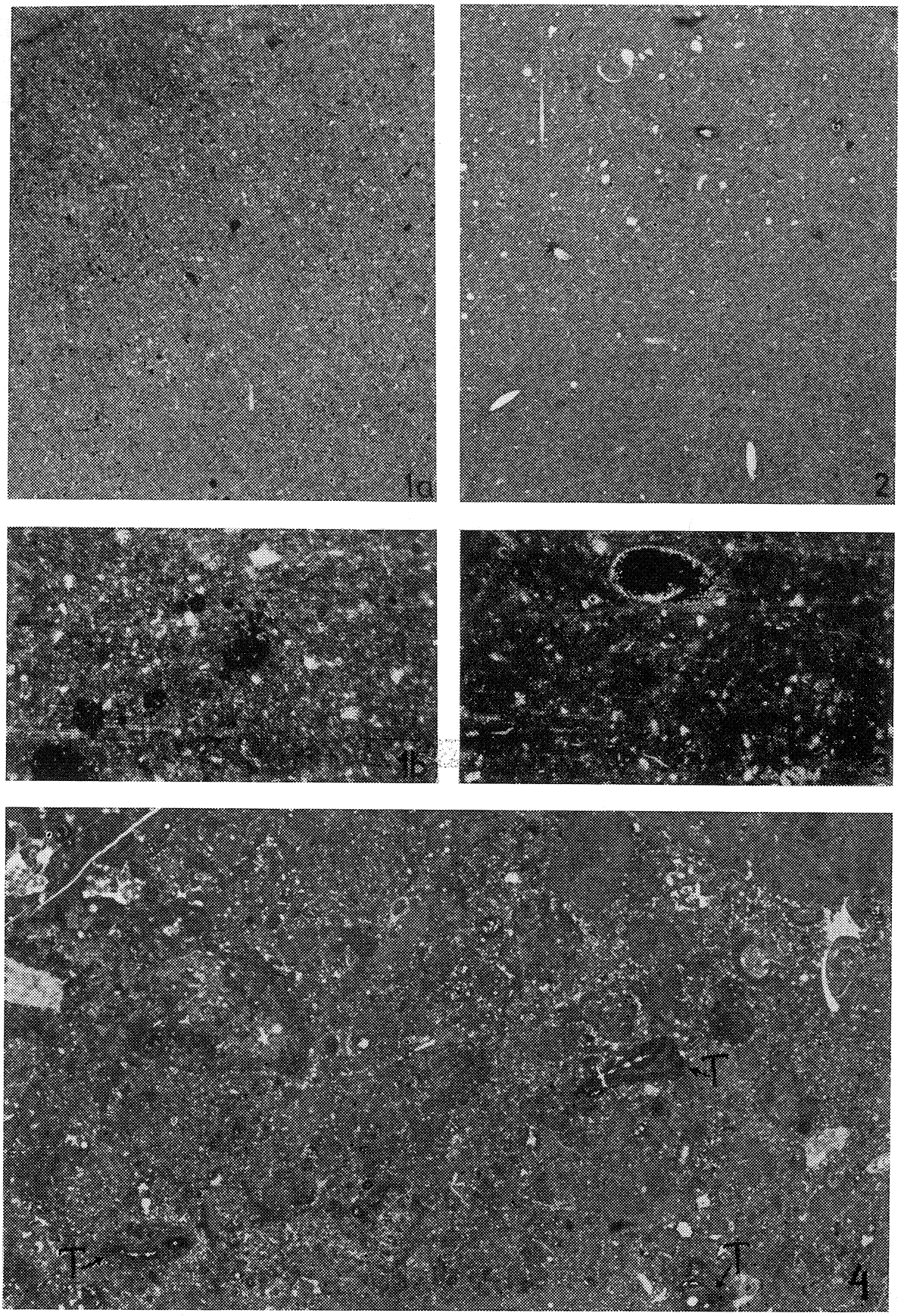

1b

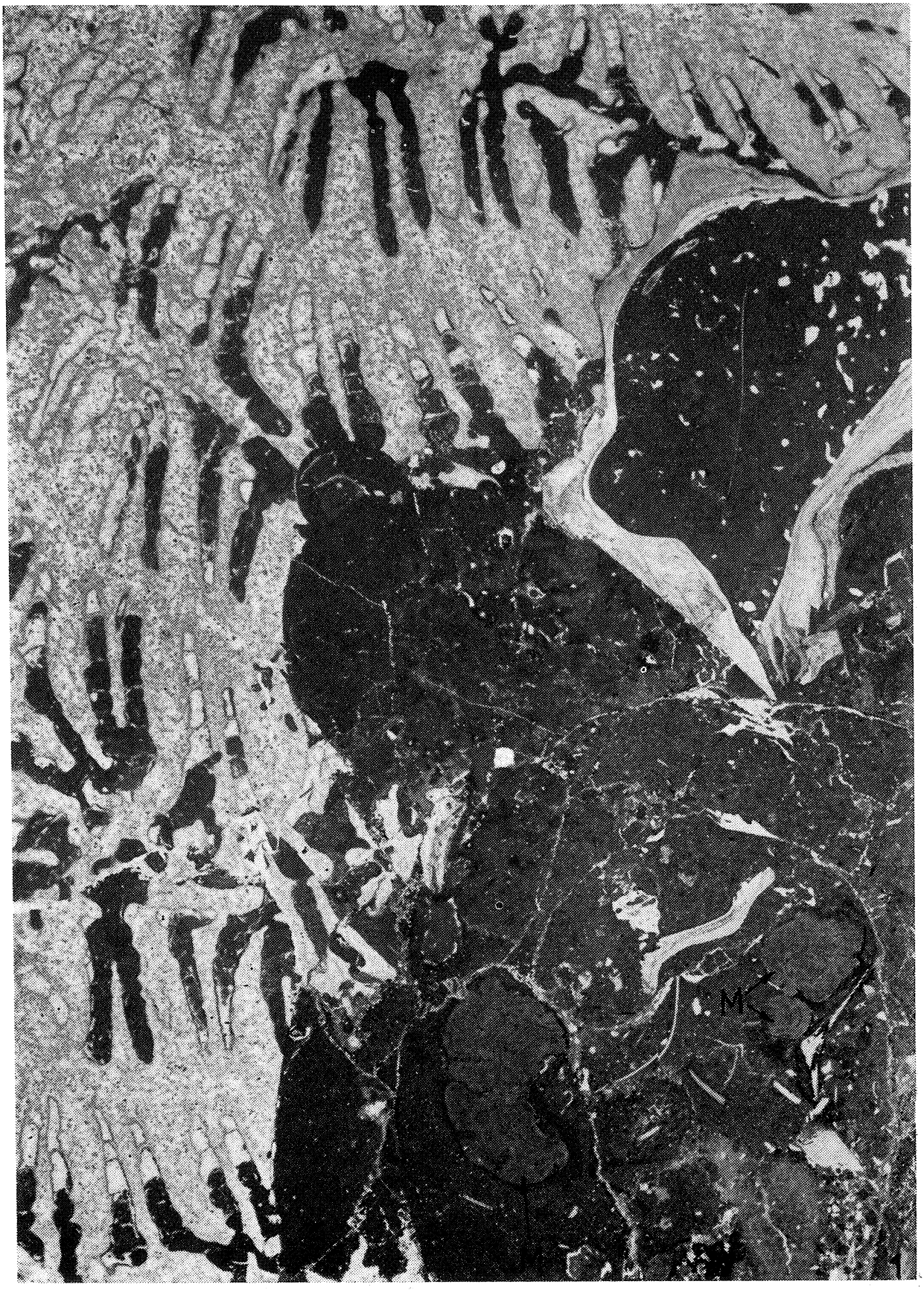

1f

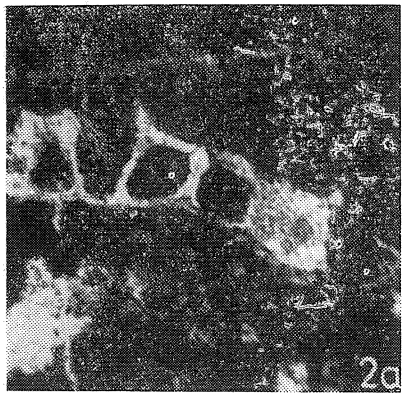
1c

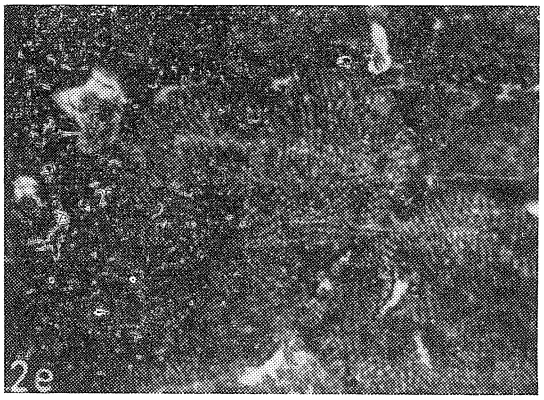
2


1d

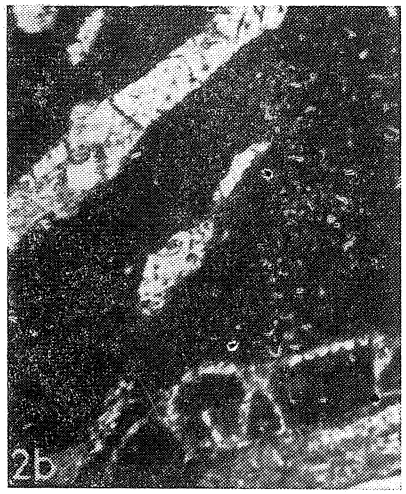

1a
2
1b
T
T
T
4



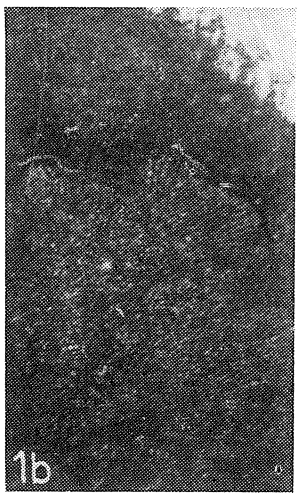

2a

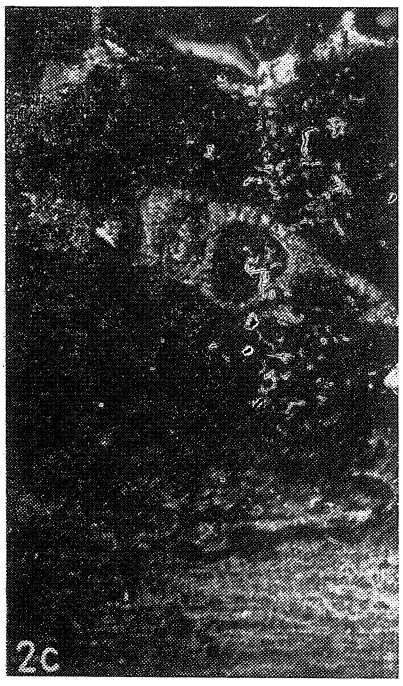

2e

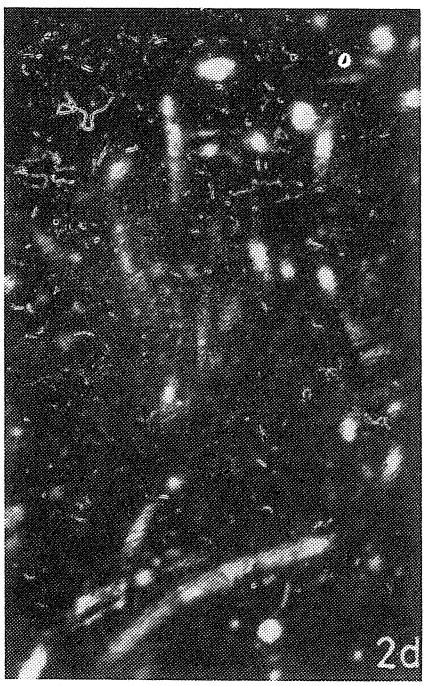
1a


2b

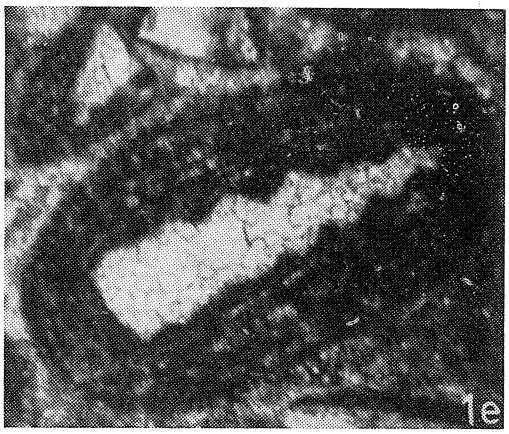
1c

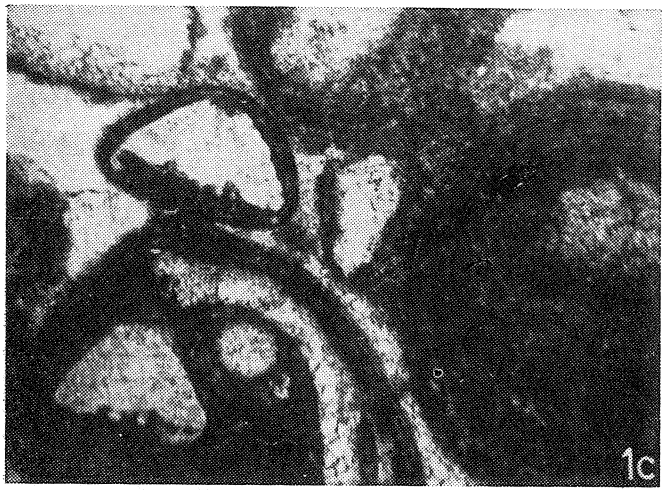

1b

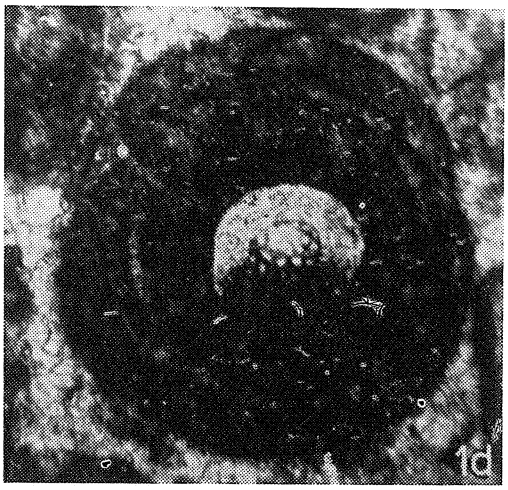

2c

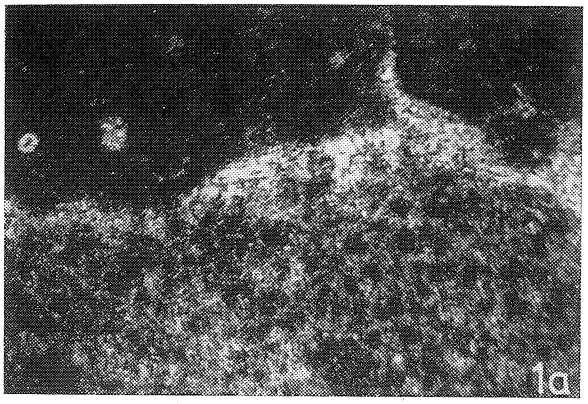

2d

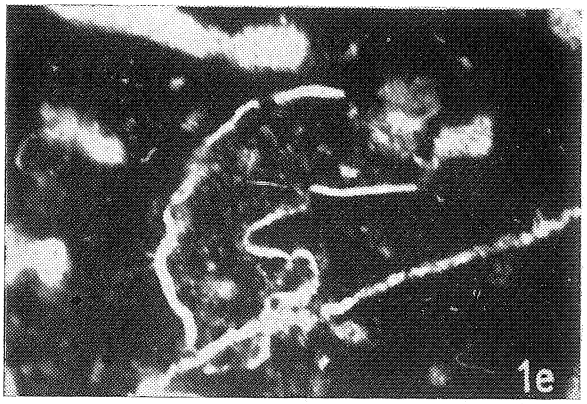
2f

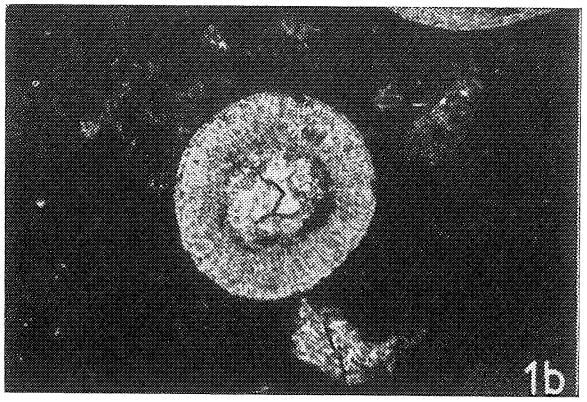


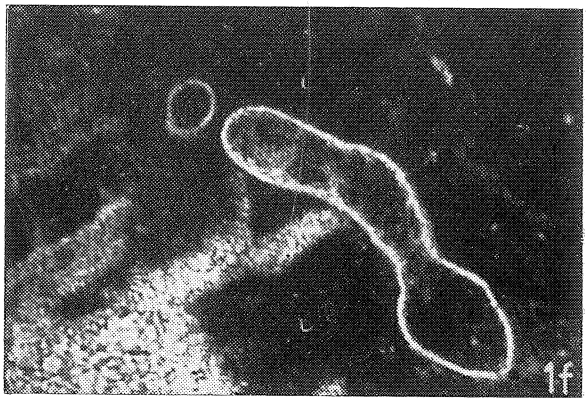


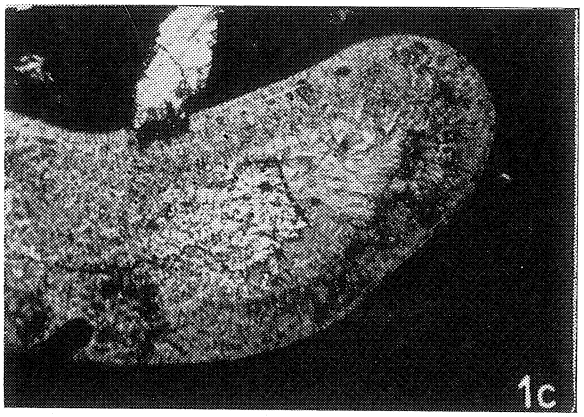



1a

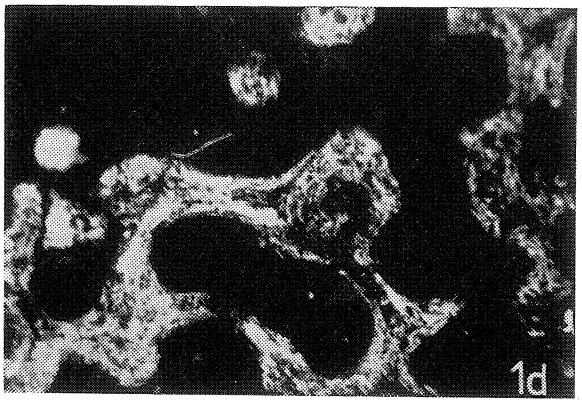

1e

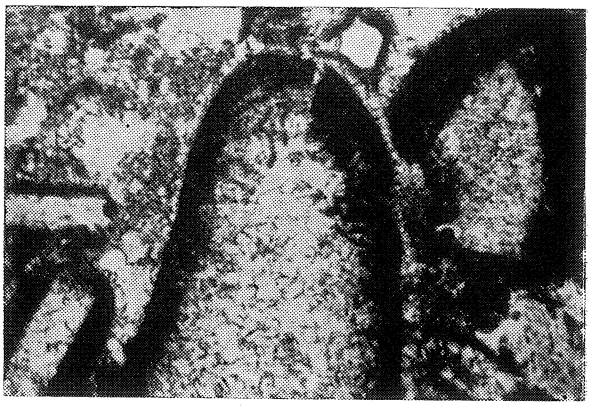

1b

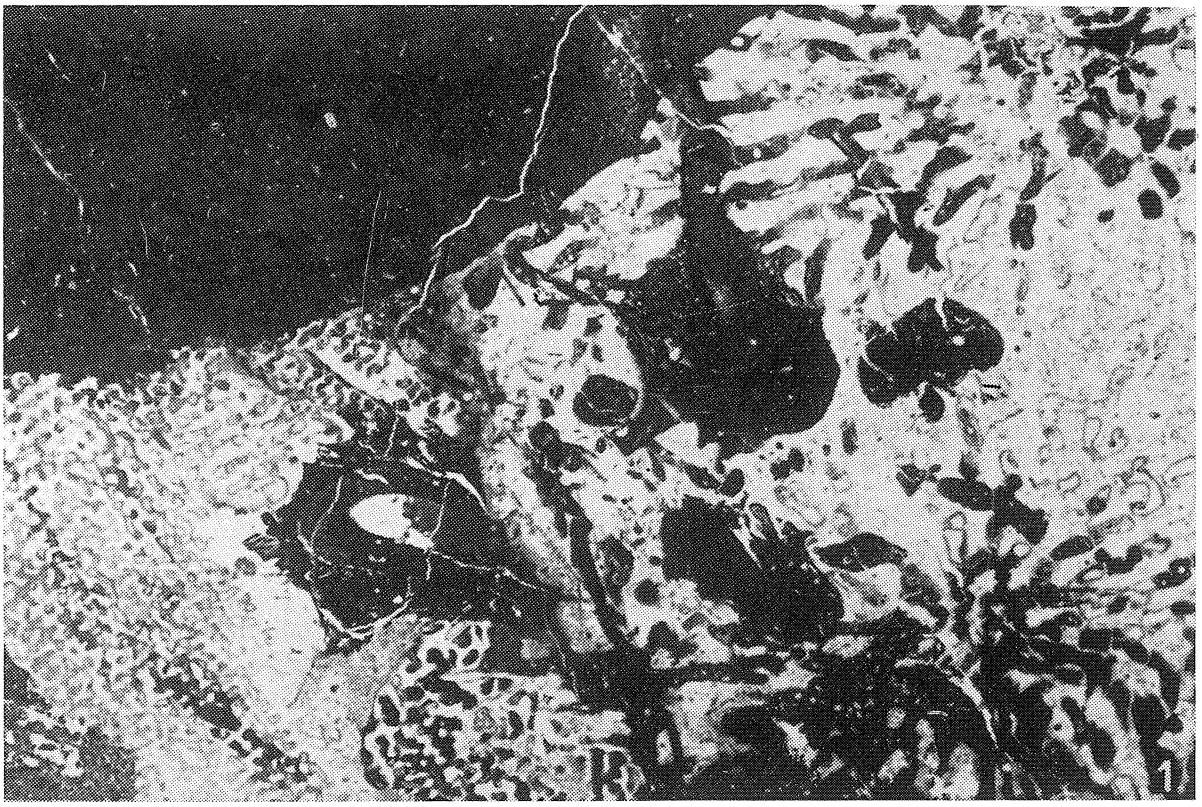

1f

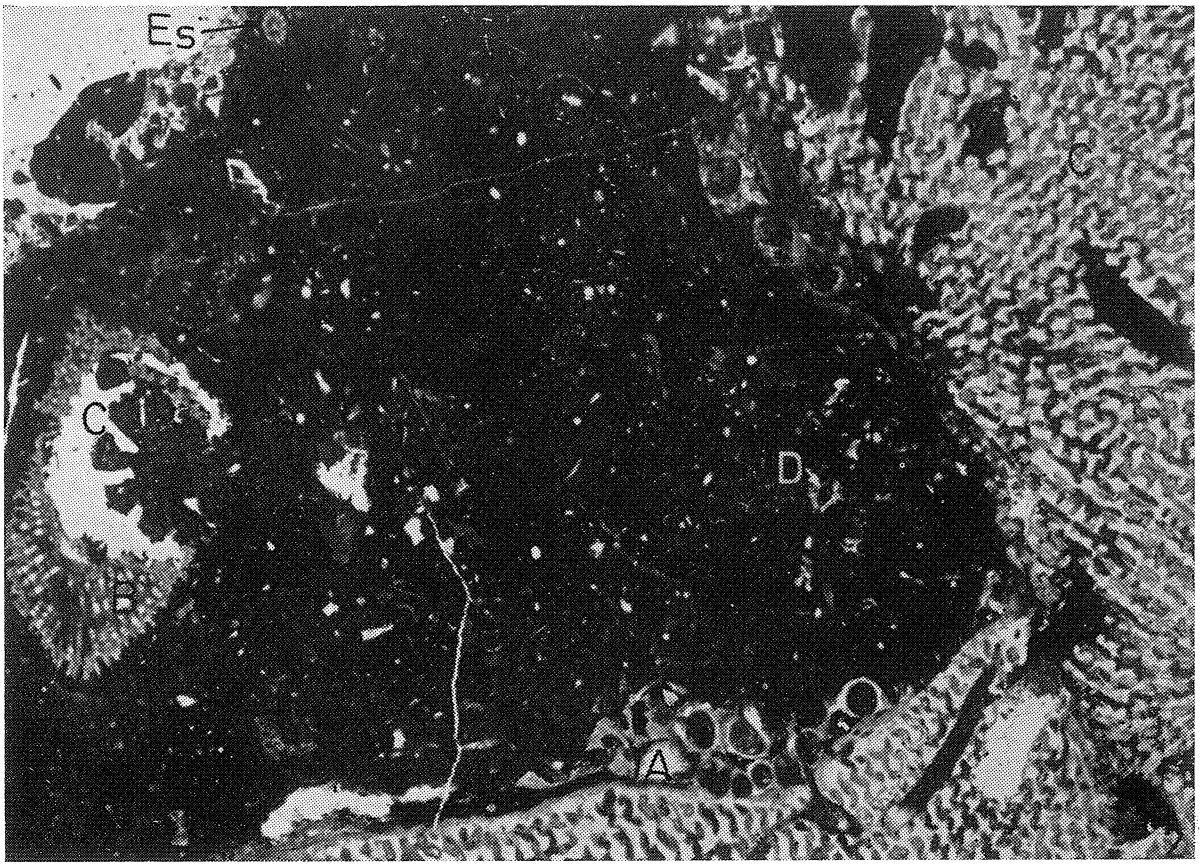

1c

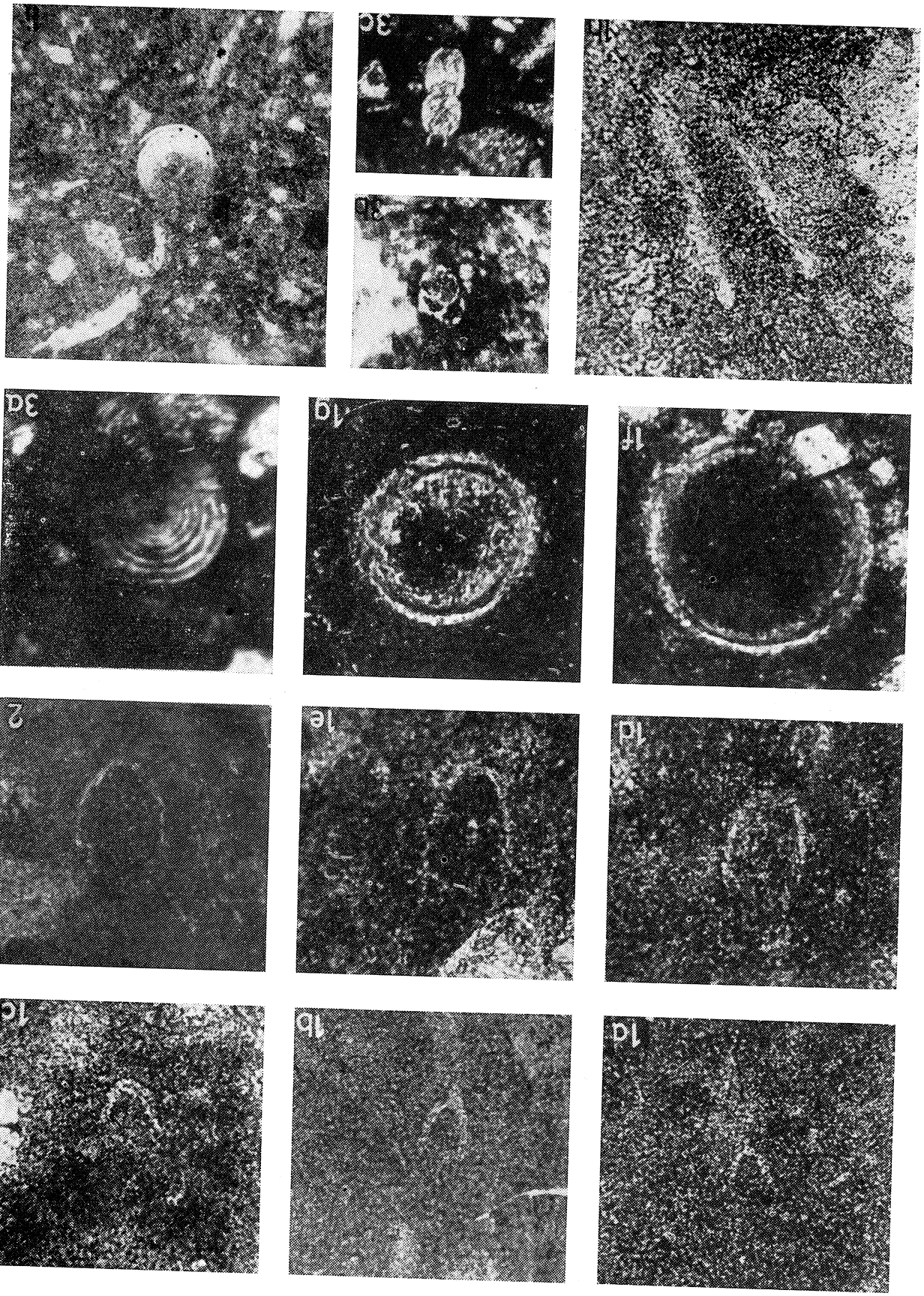
2

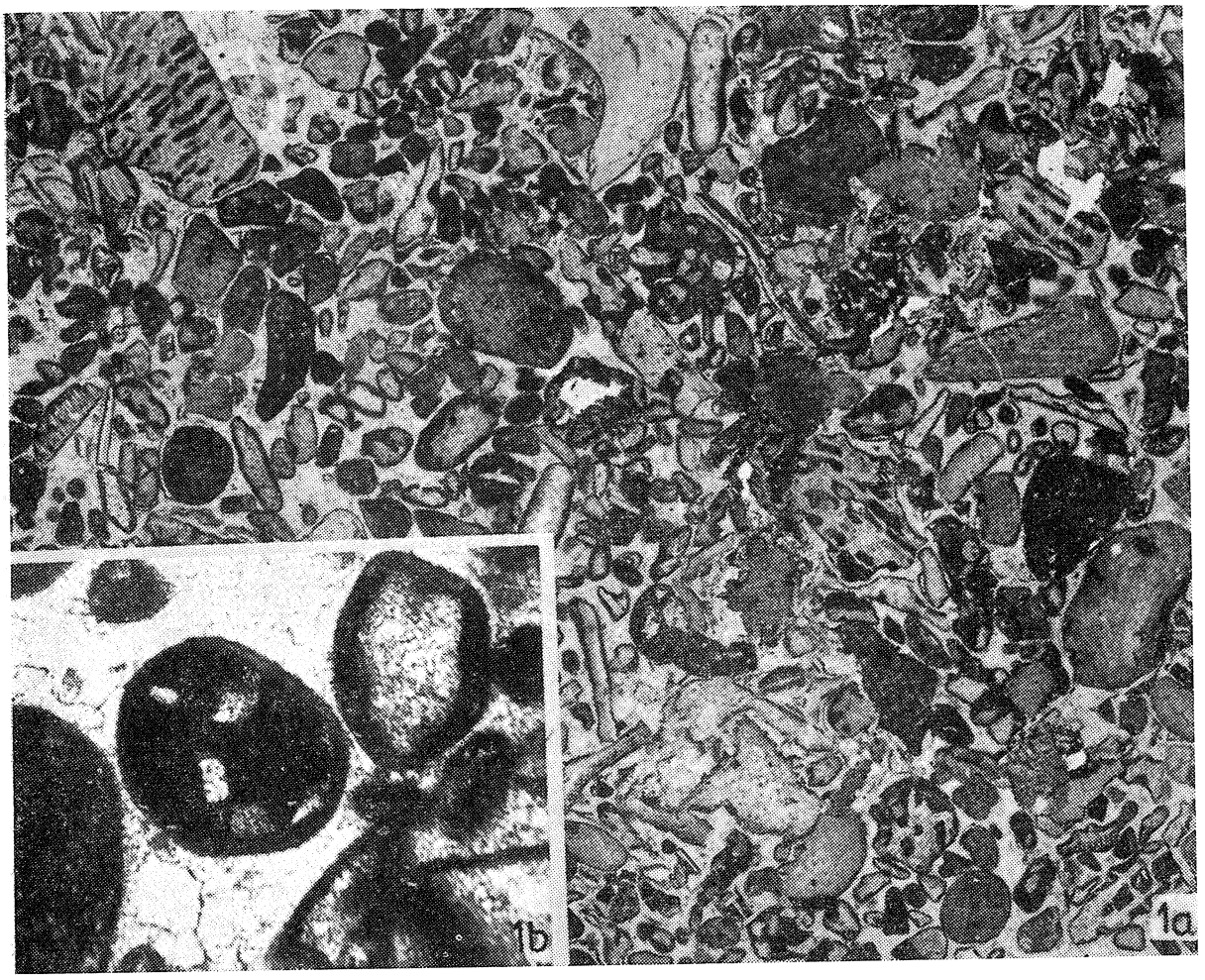

1d

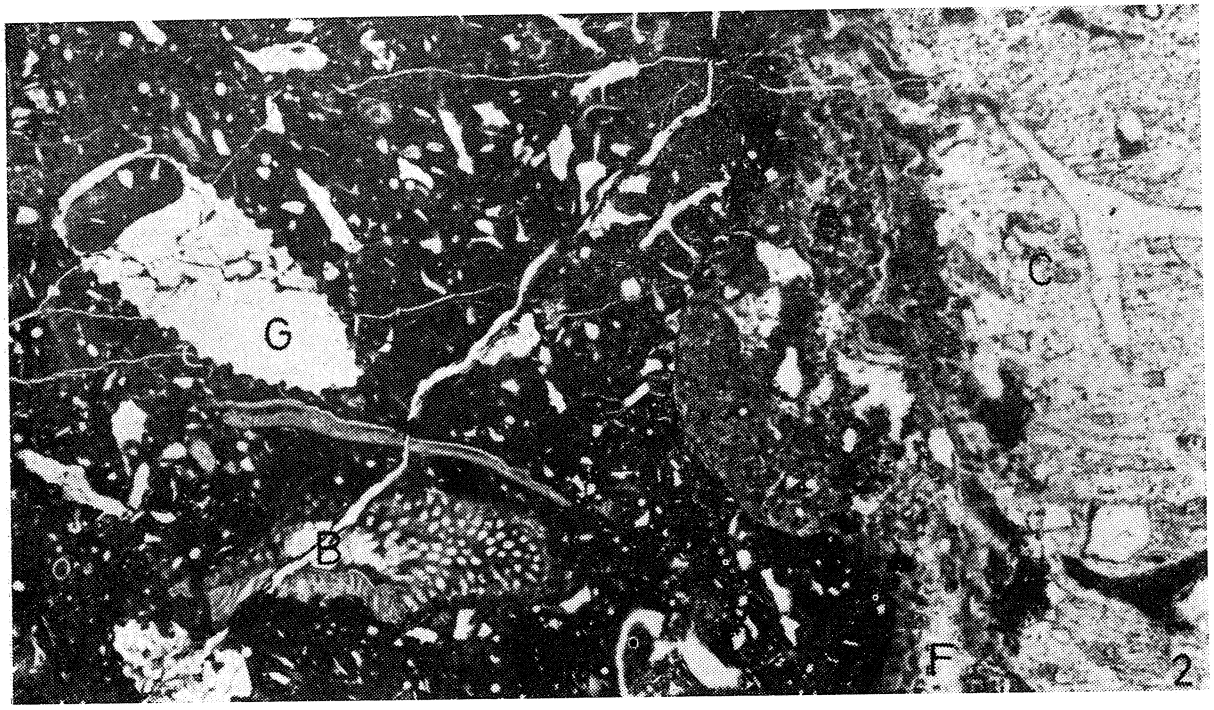


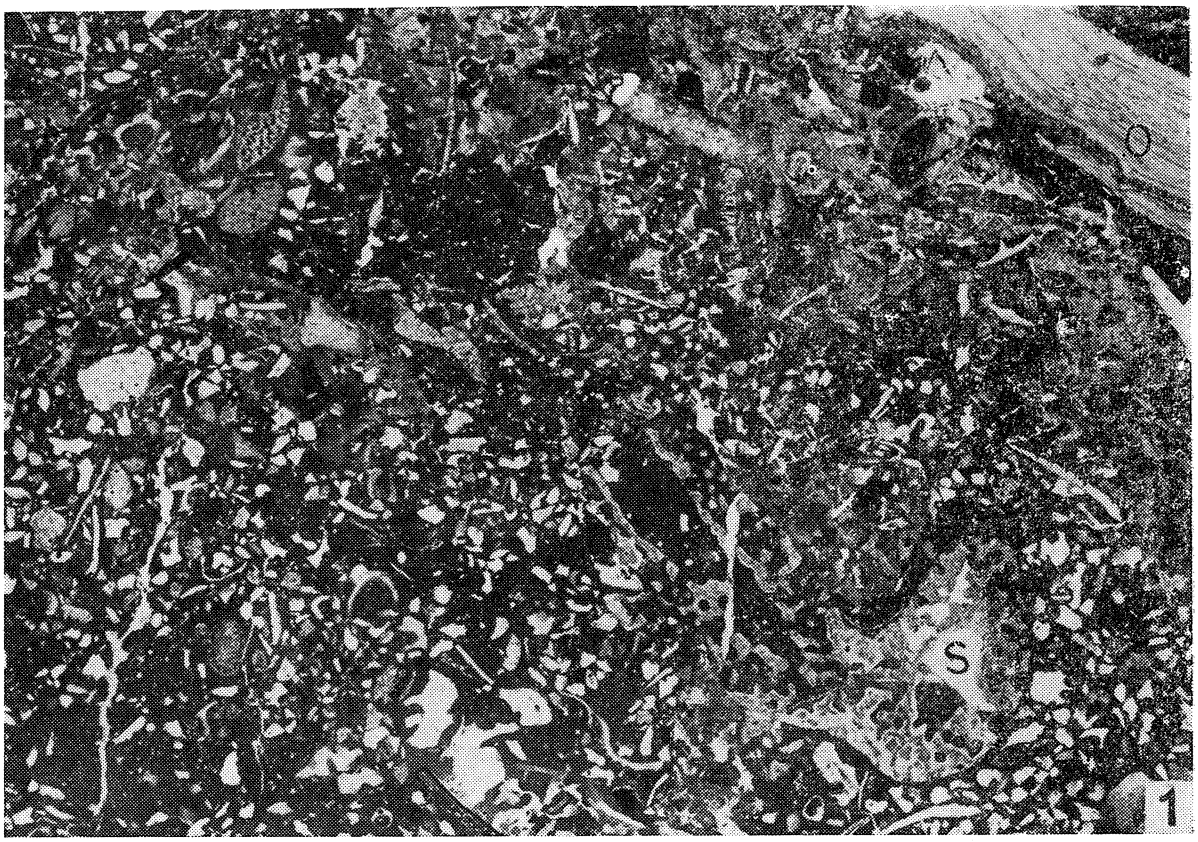


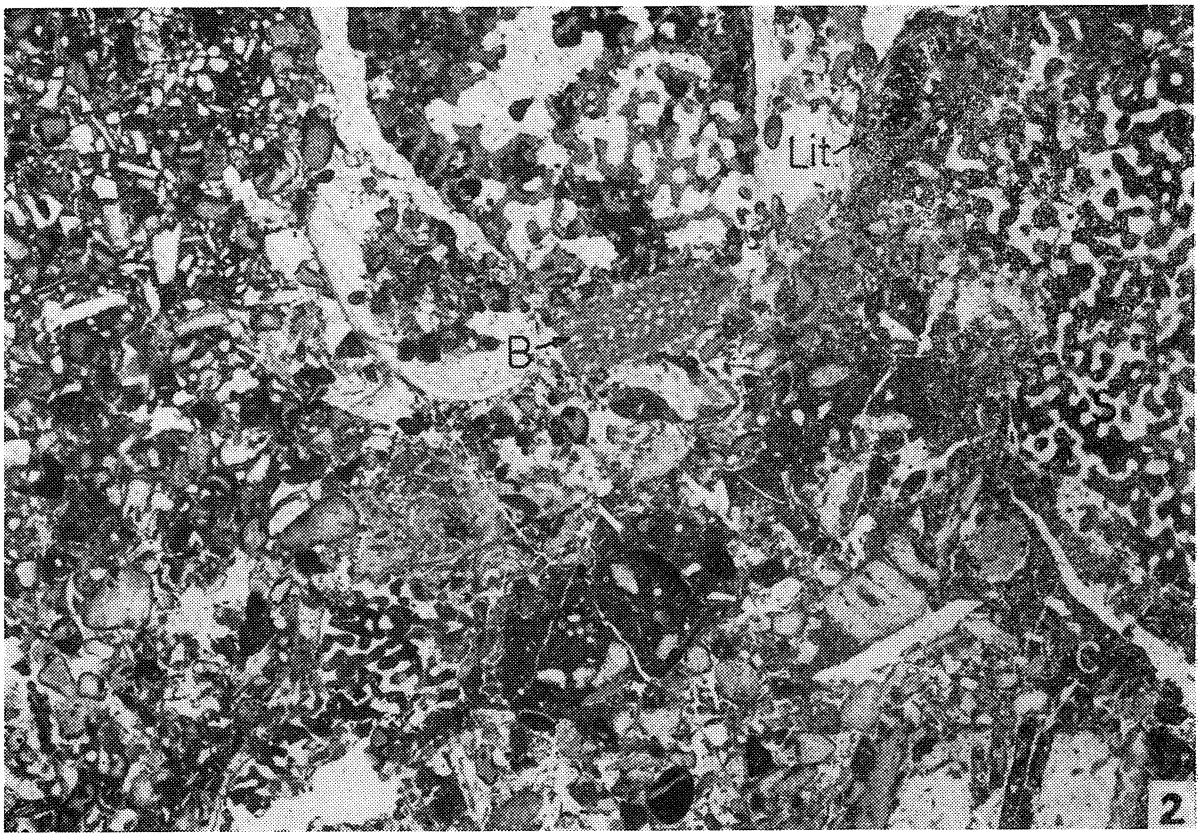

Es
C
D
B
A

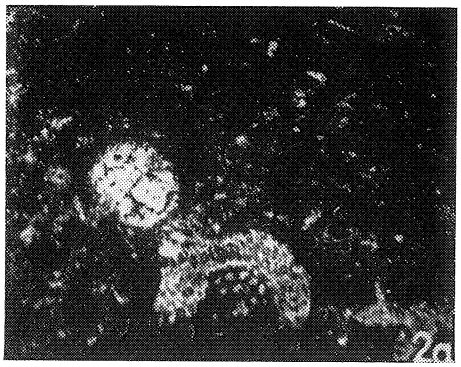

4
3c
3b
4b
3a
1g
1f
2
1e
1d
1c
1b
1a

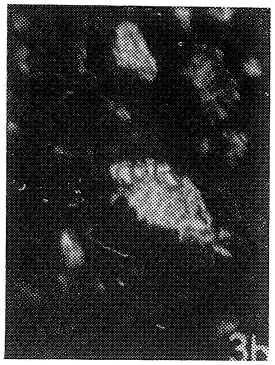

1b
1a

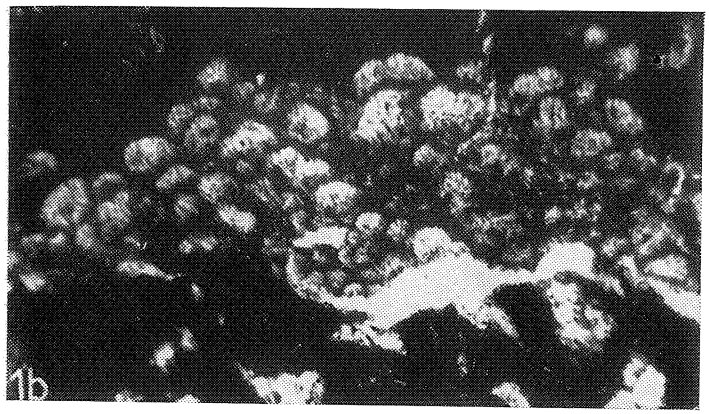

G
C
B
F
2

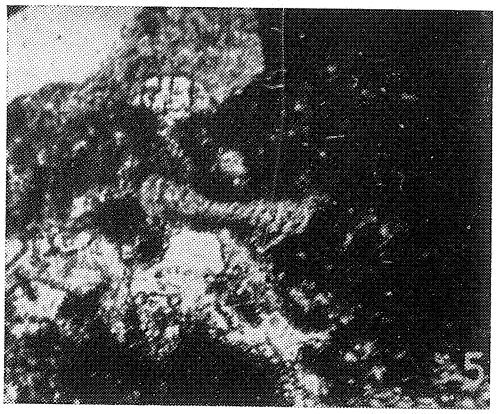

O
S
1

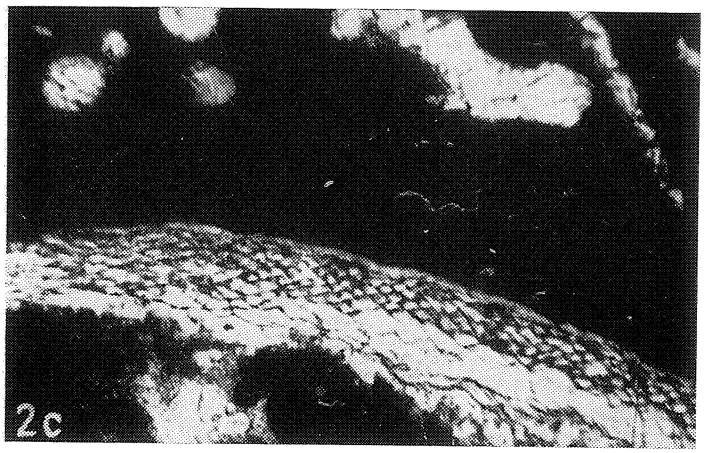

Lit
B
2

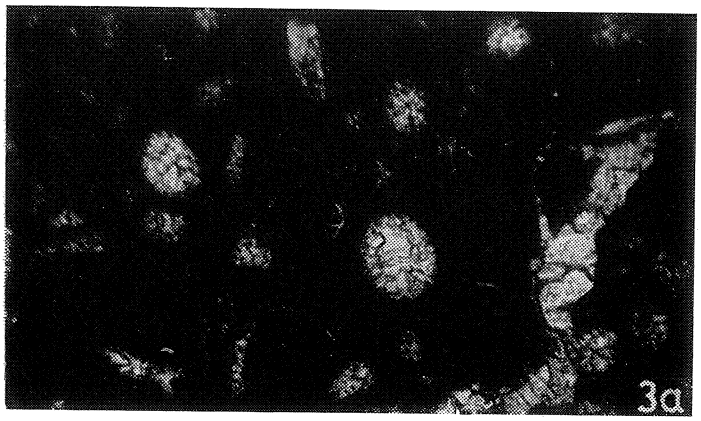


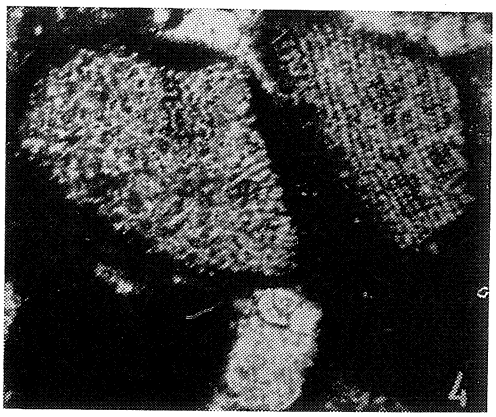








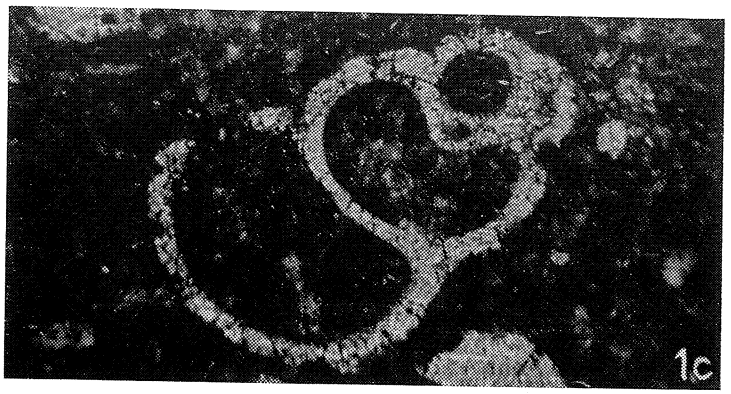




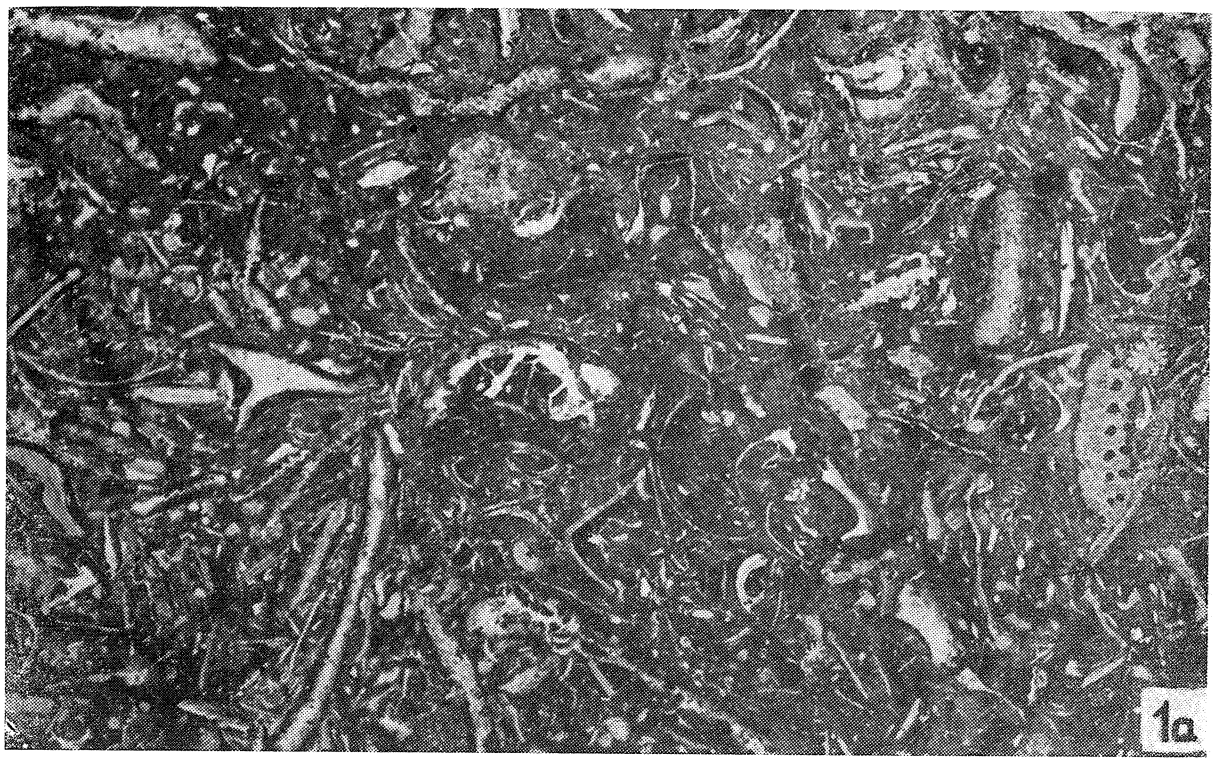
GEOLOGICZNEGO

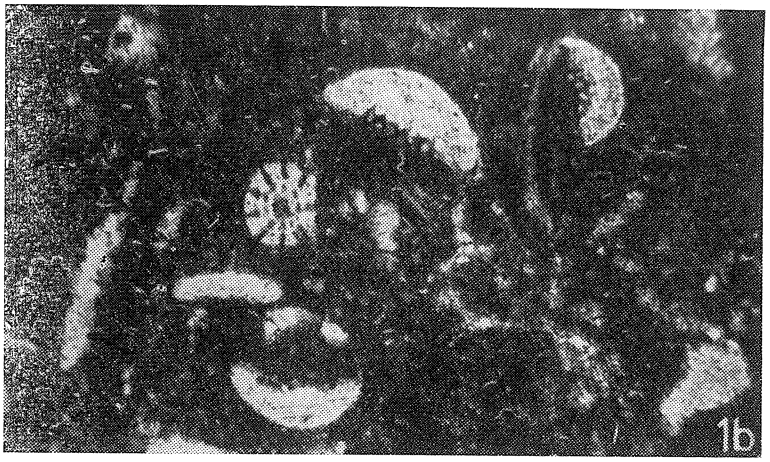
a
1a

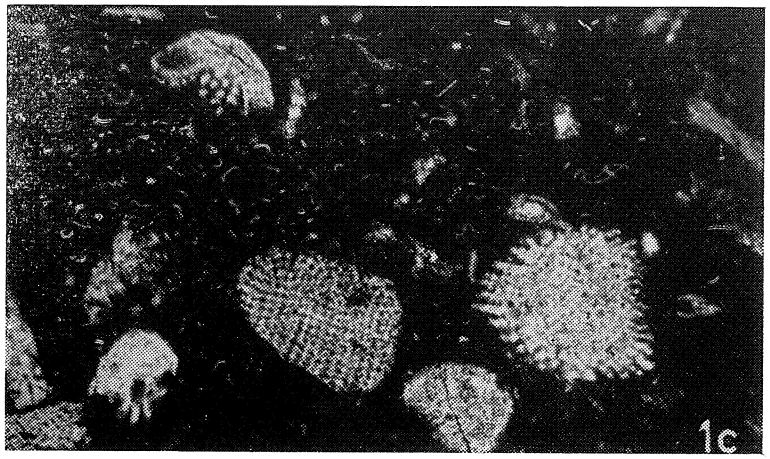
1b


1c

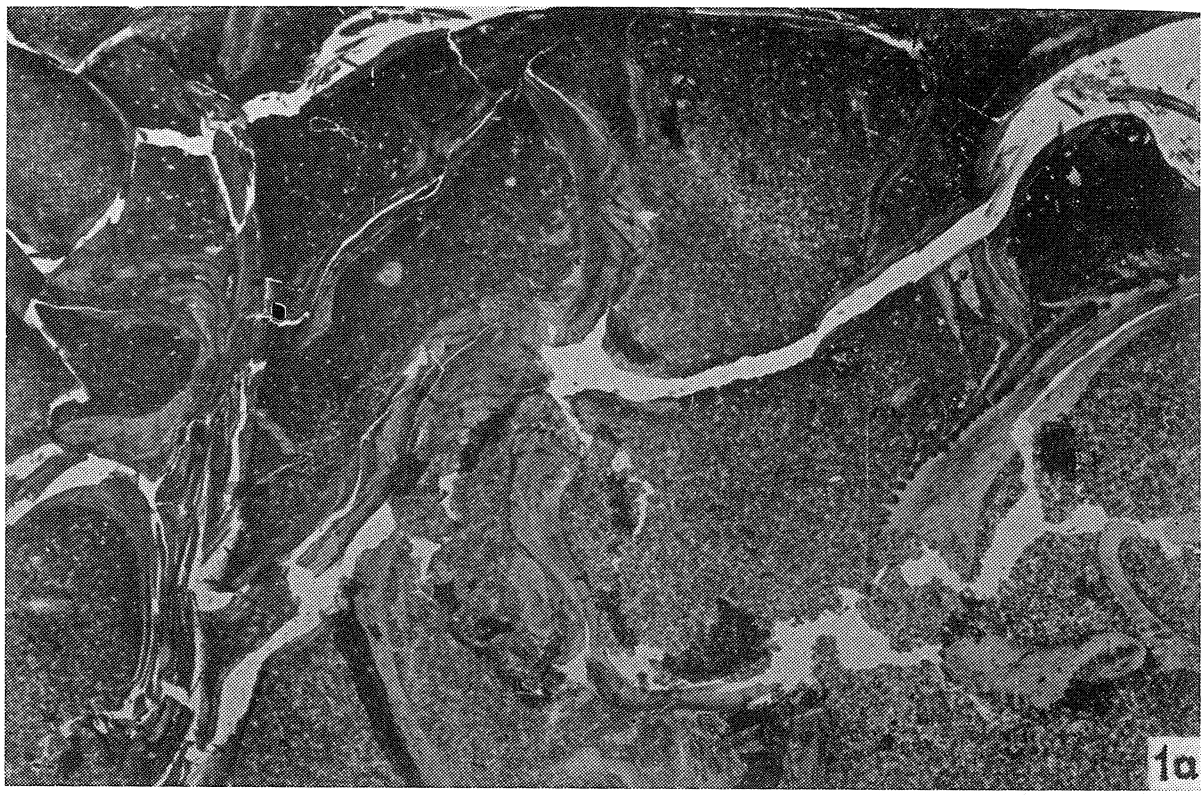
1d

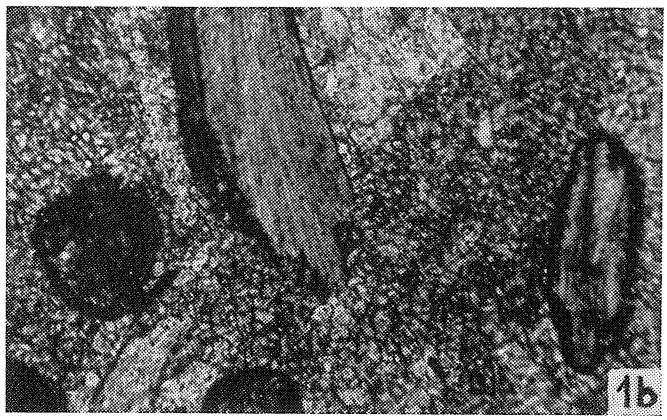


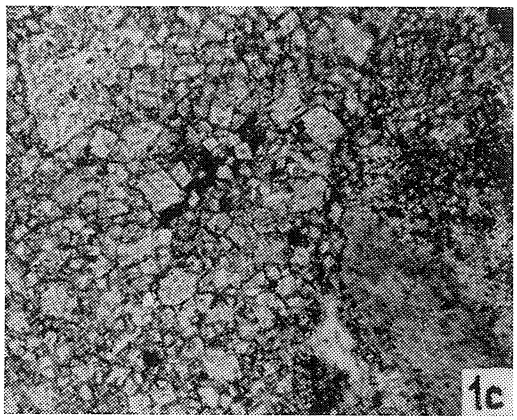


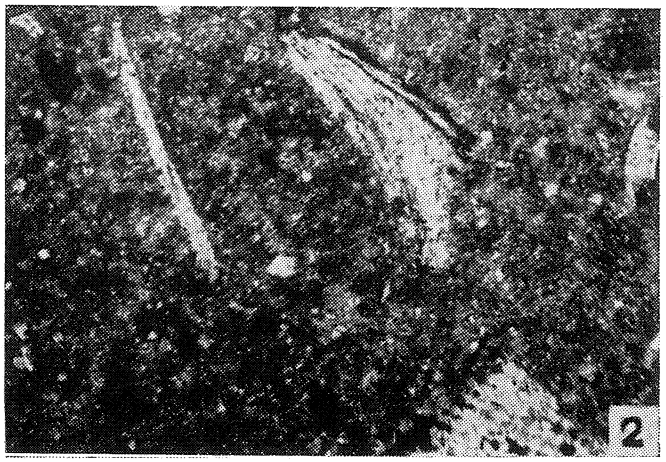


POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE


1a


1b


1c


2

3