

Marek NARKIEWICZ

Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia

Analiza petrograficzna i sedymentologiczna wapieni gruzłowych z górnego dewonu okolic Olkusza i Zawiercia ujawniła obecność zróżnicowanej cementacji w przydennej warstwie pierwotnego mułu wapiennego. Selektywna cementacja wokół uprzywilejowanych geochemicznie ośrodków prowadziła do powstawania gruzłów mikrytowych, otoczonych marglistym tłem skalnym.

WSTĘP

Wapienie określane jako gruzłowe (ang. *nodular, crumpled limestones*; niem. *Knollenkalke*) spotyka się powszechnie w zespołach węglanowych różnego wieku i w wielu rejonach świata. Termin „struktura gruzłowa” jest przez wielu badaczy definiowany bardzo ogólnie, jako występowanie mniej lub bardziej regularnych stref, buł czy fragmentów w otoczeniu tła skalnego odróżniającego się barwą, składem mineralnym lub cechami strukturalnymi. Liczne interpretacje tak szeroko rozumianych wapieni gruzłowych wskazują, że struktura gruzłowa może zawdzięczać swoje powstanie bardzo różnym procesom zachodzącym na rozmaitych etapach sedymentacji, dia- i epigenezy (por. np. przegląd u H. Jurgana, 1969 i M. E. Tuckera, 1973). Dlatego też, dla odtworzenia warunków powstawania określonej struktury gruzłowej nie wystarczy zwykłe stwierdzenie jej obecności, natomiast konieczna jest bliższa analiza sedymentologii i diagenety badanych skał.

W niniejszym artykule przedstawiono wyniki takiej analizy w odniesieniu do górnodewońskich wapieni gruzłowych z 9 otworów wiertniczych z okolic Olkusza i Zawiercia (fig. 1), wykonanych w latach 1971—1975 przez byłe Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie¹. Wiercenia opróbo-

¹ Obecna nazwa: Kombinat Geologiczny „Południe”, Zakład Badań Geologicznych w Krakowie.

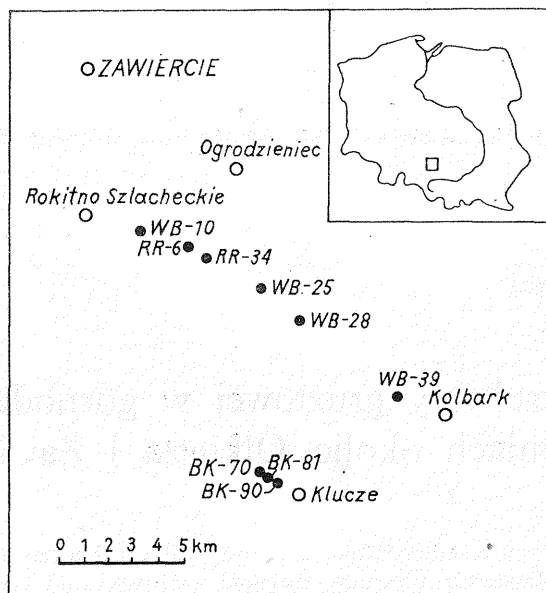


Fig. 1. Lokalizacja badanych profili wiertniczych
Location of the borehole profiles

wano i sprofilowano w latach 1974—1975. Przy szczegółowych obserwacjach litologicznych posługiwano się naszlifami (50 okazów), płytkami cienkimi (80) oraz odciskami octanowymi i metapleksowymi (30). Część odcisków i szlifów była barwiona, odpowiednio FeCl_3 i czerwoną alizaryną-S w celu identyfikacji minerałów węglanowych (por. G. M. Friedman, 1959, 1971).

Przedstawiona praca stanowi część rozprawy doktorskiej napisanej w Instytucie Geologii Podstawowej UW w czasie, gdy autor był słuchaczem Studium Doktoranckiego przy Wydziale Geologii UW.

Dziękuję doc. R. Dadlezowi, drowi B. A. Matyi, doc. M. Pajchłowej oraz doc. M. Szulczewskiemu za przeczytanie wcześniejszych wersji pracy oraz za uwagi i dyskusję.

ZARYS STRATYGRAFII I LITOLOGIA

W rejonie Olkusza i Zawiercia wyróżniono (M. Narkiewicz, 1978) sześć nieformalnych jednostek litostratygraficznych o randze formacji (tab. 1). Wapienie o strukturze gruzłowej występują w dwóch spośród tych jednostek, a mianowicie w zespole wapieni gruzłowych oraz w zespole wapieni gruzłowo-detrytycznych.

Zespół wapieni gruzłowych został stwierdzony w trzech profilach wiertniczych okolic Kluczy (BK-70, BK-81, BK-90 — por. fig. 1). Jak wykazały badania konodontów, wiek tego zespołu w wymienionych pro-

filach mieści się przypuszczalnie w obrębie dolnofrańskiego poziomu *asymmetricus*.

Zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych znaleziono w sześciu otworach wiertniczych rozmieszczonych między Rokitnem Szlach. i Kolbarkiem (WB-10, RR-6, RR-34, WB-25, WB-28, WB-39), a także w otworze BK-90 koło Kluczy (fig. 1). W profilach wspomnianego zespołu udokumentowano obecność fameńskich poziomów konodontowych — od wyższej części poziomu *crepida* po poziom *styriacus*.

ZESPÓŁ WAPIENI GRUZŁOWYCH

Jednostka ta osiąga miąższość około 50 m i składa się głównie z wapieni marglistych o strukturze gruzłowej, z kilkoma ławicami biointraspartytów o grubościach 20—40 cm. Struktura gruzłowa przejawia się w zróżnicowaniu skały na jaśniejsze gruzły mikrytowe o rozmiarach centymetrowych (1—10 cm) i ciemniejsze, margliste tło skalne (tabl. I, fig. 4, 5). W profilach BK-81 i BK-90 gruzły są jasnoszare, a tło — ciemnoszare, natomiast w BK-70 tło jest ciemnoczerwone w przeciwstawieniu do jasnoróżowych gruzłów. Powodem takiego zabarwienia skały jest prawdopodobnie wtórna impregnacja Fe_2O_3 . Zarysy gruzłów w przekrojach poprzecznych do uławicenia są zmienne: od kołowych poprzez soczewkowe do nieregularnych, przeważa tendencja do ułożenia dłuższej osi zgodnie z uławiceniem. Często występują gruzły złożone o pokroju gronowym (tabl. I, fig. 4). Granice z tłem są w poszczególnych gruzłach bardzo zmienne — od ostrych do stopniowych. Obserwuje się tu następującą prawidłowość: granice równoległe do uławicenia są na

Tabela 1

Następstwo zespołów litostratygraficznych w górnym dewonie między Olkuszem i Zawierciem

Famen	czarne łupki i wapienie ? ? ?
	wapienie gruzłowo-detrytyczne*
	łupki ilaste
	? ?
?	łupki ilaste
Fran	wapienie detrytyczne
	wapienie i łupki styliolinowe
	wapienie gruzłowe*

Uwaga: struktura gruzłowa występuje w jednostkach oznaczonych gwiazdką

ogół bardziej ostre od granic bocznych. W niektórych przypadkach (tabl. I, fig. 4) brzeg gruzłów stanowią częściowo szkielety skamieniałości, zwłaszcza ramienionogów: można wtedy mówić o „gruzłach osłoniętych”. W swojej budowie wewnętrznej gruzły nie wykazują jakiegokolwiek uporządkowania poszczególnych składników strukturalnych. Są one na

ogół zbudowane z jednolitego biomikrytu lub biopelmikrytu o trudno odróżnialnych, zlewających się z mikrytowym tłem pelletach. Wśród bioklastów przeważają chaotycznie ułożone, trudne do oznaczenia fragmenty szkieletowe o drobnych rozmiarach. Obecne są również pojedyncze kalcysfery, lingulidy, małżoraczki o złączonych skorupkach, na ogół dobrze zachowane muszle *Articulata*, a miejscami, w wyższej części opisywanego zespołu występują nagromadzenia tentakulitów i styliolin. Podobny zestaw skamieniałości można znaleźć w marglistym otoczeniu gruzłów, gdzie jednakże jest on wyraźnieubożony w szczątki szkieletowe o najmniejszych rozmiarach. Ponadto szczątki te są tu często ułożone równolegle do uławicenia, a także, w przeciwieństwie do gruzłów, obserwuje się kompakcyjne pokruszenie niektórych skamieniałości, np. tentakulitów. W gruzłach zauważono również pionowe nory lub drażnienia o średnicy 1,5—2,0 mm i ostro zaznaczonych ściankach, wypełnione sparytem druzowym bądź mikrytem o różnym stopniu peletyzacji. Nory te urywają się na granicach gruzłów z tłem marglistym.

Margliste otoczenie gruzłów ma teksturę kierunkową, wywołaną równoległym ułożeniem składników szkieletowych oraz obecnością smug ilastych, ubożonych w pierwotną substancję węglanową, natomiast często obfitujących w mniejsze lub większe skupienia euhedralnego doloMITU. Smugi ilaste są szczególnie wyraźne i częste w zwężeniach tła między gruzłami sąsiadującymi ze sobą w pionie, gdzie nabierają cech nietypowych szwów stylolitowych o pofalowanym przebiegu. Struktury te wykazują podobieństwo do „flasers” albo „solution stringers” — opisywanych z dewońskich wapieni pelagicznych żyłek ilastych, równoległych do powierzchni kliważu i tłumaczonych jako produkt rozpuszczania ciśnieniowego (M. E. Tucker, 1973). W opisanym tutaj przykładzie, ułożenie smug ilastych równolegle do uławicenia nasuwa związek tych struktur nie tyle z późniejszą tektoniką, co raczej z ciężarem nadkładu, którego rola w procesach rozpuszczania węglanów pod ciśnieniem również może być znaczna (R. G. C. Bathurst, 1975; por. też R. E. Garrison, W. J. Kennedy, 1977).

Proporcje objętości zajmowanych przez gruzły i ich tło zmieniają się w profilu w sposób nieregularny — od pojedynczych, izolowanych gruzłów, z rzadka rozmieszczonych w ciemniejszym marglu, do nieregularnych, pofalowanych soczewek mikrytu, oddzielonych wąskimi smugami marglistymi. Około 20 m poniżej stropu opisywanego zespołu pojawiają się duże gruzły o rozmiarach ponad 5 cm, które ku górze profilu wykazują tendencję do łączenia się w nieregularne, faliste ławice mikrytowe o nieostrych granicach, oddzielone smugami bądź grubszymi przeławiczeniami marglistymi. W stropowej części zespołu wapieni gruzłowych uławicenie staje się regularne i następuje ciągłe przejście w cienkoławicowe wapienie z wkładkami łupków marglistych oraz z masowo występującymi tentakulitoidami. Utwory te zaliczono już do zespołu wapieni i łupków styliolinowych (tab. 1).

ZESPÓŁ WAPIENI GRUZŁOWO-DETRYTYCZNYCH

Miąższość opisywanego zespołu w części objętej badaniami, a zatem bez najwyższej jego partii, można szacować na około 170 m. Cechą cha-

rakterystyczną tej jednostki jest występowanie licznych poziomów erozji śródformacyjnej, rozwiniętych na ogół w obrębie autochtonicznych mikrytów marglistych. Wśród tych ostatnich stwierdzono kilka odmian mających różny udział w poszczególnych profilach. Między innymi w najniższej części zespołu (otwór RR-34) omawiane skały mają przeważnie charakterystyczny pokrój falisty, spowodowany obecnością nieregularnych, porozrywanych ławic i soczewek jasnoszarych wapieni mikrytowych, oddzielonych czarnymi łupkami marglistymi. Nieregularność jaśniejszych ławic mikrytowych jest często wywołana ich grzeźnięciem w osadzie marglistym, przypuszczalnie w wyniku niestatecznego warstwowania gęstościowego, przy czym proces ten był wspomagany lub nawet uruchomiany przez organizmy ryjące (tabl. I, fig. 3).

Przeważającym podtypem litologicznym wśród mikrytów marglistych są wapienie mikrytowe o mniej lub bardziej wyraźnej strukturze gruzłowej. Występują one we wszystkich badanych profilach formacji z tym, że w dolnej jej części są rzadkie, natomiast ku górze zyskują na znaczeniu na całym badanym obszarze. Zależnie od zawartości domieszki ilastej skały te mogą wykazywać albo niemal jednorodną strukturę mikrytową, albo też typową strukturę gruzłową (tabl. II, fig. 7). Obserwuje się przy tym wszelkie stadia pośrednie, często sąsiadujące ze sobą w profilu (tabl. II, fig. 7; tabl. III, fig. 10). Ogólnie, struktura omawianych skał jest podobna do struktury opisanych wyżej, frańskich wapieni gruzłowych, a różnice polegają jedynie na przeciętnie mniejszych rozmiarach gruzłów (średnio 1—2 cm) oraz na braku gruzłów osłoniętych. To ostatnie wiąże się z nieobecnością większych szkieletów organicznych. Drobny i stosunkowo rzadki materiał szkieletowy składa się głównie ze skorupek małżoraczków *Entomozoidae*, lingulidów i nielicznych otwornic aglutynujących, zbliżonych do rodzaju *Tolypamina*. Częste są natomiast bioturbacje w postaci nor o okrągłych, milimetrowych przekrojach, wypełnionych sparytem druzowym albo pelletami i zanikających na granicy gruzłów.

Liczne występujące w omawianej formacji wkładki wapieni detrytycznych wykazują duże zróżnicowanie miąższości, rozmiarów i składu materiału ziarnistego oraz zespołu struktur sedimentacyjnych. Warstwy detrytyczne spoczywają na ogół na powierzchniach erozyjnych, rozwiniętych przeważnie w obrębie ławic marglisto-mikrytowych (tabl. III, fig. 9—10), a rzadziej również na wapieniach detrytycznych (tabl. II, fig. 8). Rzeźba granic erozyjnych jest dość urozmaicona nawet w skali rdzenia wiertniczego. Gdy powierzchnie takie występują w stropie ławic o strukturze gruzłowej, wówczas można często zauważyć, że poszczególne gruzły stanowiły wyniesienia, pomiędzy których czynnik erodujący selektywnie usunął tło margliste (fig. 2; tabl. II, fig. 7; tabl. III, fig. 10).

Wśród ławic detrytycznych częstą odmianę stanowią kalcyrudyty (zlepience śródformacyjne) składające się głównie z intraklastów miejscowego pochodzenia (tabl. II, fig. 8; tabl. III, fig. 9). Pokrój oraz skład litologiczny tych intraklastów odpowiadają w wielu przypadkach charakterystyce gruzłów z sąsiadujących w profilu wapieni marglisto-mikrytowych. Ponadto na niektórych powierzchniach naszlifowanych można zauważyć rozdrobnione resztki tła skalnego w sąsiedztwie opisanych intraklastów (tabl. II, fig. 8). Obserwacje te nasuwają wniosek, że część intraklastów

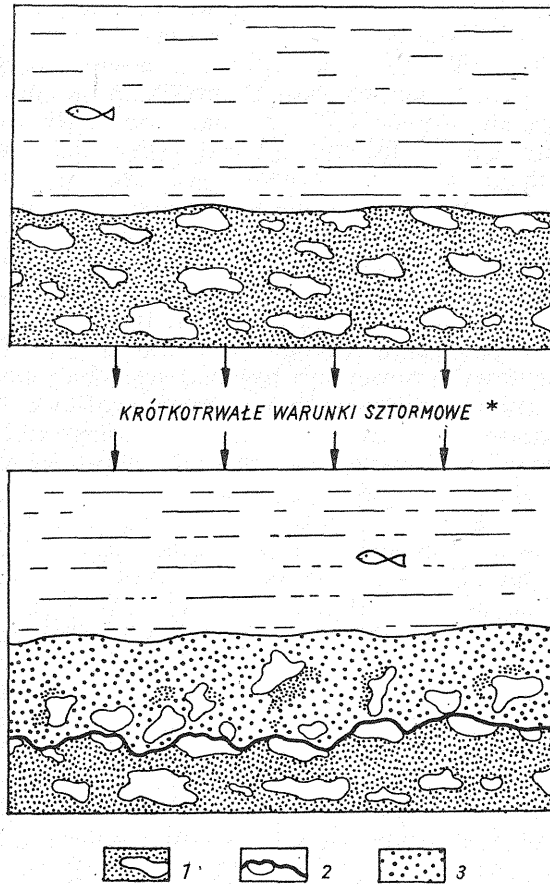


Fig. 2. Schemat powstawania poziomów erozji śródformacyjnej w odrębie wapieni gruzłowych (zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych) pokazujący zależność przebiegu powierzchni erozyjnej oraz składu intraklastów od zróżnicowania osadu dennego na skonsolidowane gruzły i miękkie tło margliste

Scheme of development of intraformational erosion levels within the nodular marly sediment (the detrital-nodular limestones unit) showing that the erosional relief and composition of intraclasts are largely predetermined by the nonhomogeneous nodular cementation of the bottom sediment

1 — gruzły w otoczeniu tła marglistego; 2 — powierzchnia erozji śródformacyjnej; 3 — kalkarenitowe lub kalcyłutytowe tło skalne w osadzie śródformacyjnym
 1 — nodules embedded in the marly matrix; 2 — intraformational erosion surface; 3 — calcarenite and/or calcilitite matrix; * Intermittent storm conditions

w zlepieńcach śródformacyjnych stanowiła pierwotnie gruzły, odgrzebane następnie i wypreparowane przez czynnik erodujący z marglistego tła skalnego (fig. 2).

INTERPRETACJA STRUKTURY GRUZŁOWEJ

Struktura gruzłowa w dwóch omówionych zespołach litostratygraficznych wykazuje tak duże wzajemne podobieństwo, że nasuwa to wniosek

o wspólnym mechnizmie jej powstawania. I dlatego, chociaż w przedstawionej niżej interpretacji wykorzystano głównie obserwacje wapieni gruzłowo-detrytycznych, to oparte na nich wnioski można odnieść w równym stopniu do obu jednostek litostratygraficznych.

Znane z literatury interpretacje wapieni gruzłowych często podkreślają rolę różnorodnych czynników mechanicznych, takich jak: działalność prądów lub falowania, niestateczne warstwowanie gęstościowe, ruchy osuwiskowe w osadzie, wreszcie naciski związane z kompaktcją lub ruchami tektonicznymi (por. przegląd literatury u H. Jurgana, 1969 i M. E. Tuckera, 1973; K. Radlicz, 1977). Wymienione czynniki nie tłumaczą zadowalająco struktury omawianych wapieni, w których brak jest świadectw zarówno procesów pogrążowych lub osuwiskowych, wysokiej energii środowiska sedimentacji, jak też rozrywania tektonicznego lub kompacyjnego. Procesom pogrążowym można przypisać jedynie część falistych struktur typu budinażu sedimentacyjnego w dolnej części formacji wapieni gruzłowo-detrytycznych (tabl. I, fig. 3). Jednakże przeważająca część badanych wapieni gruzłowych nie wykazuje podobnych struktur pogrążowych ani bioturbacyjnych. Ponadto, nieregularny często pokrój gruzłów oraz ich sposób występowania w postaci izolowanych fragmentów o nieostrych granicach z tłem skalnym wskazują, iż położenie gruzłów względem otaczającego osadu nie uległo zmianie od czasu ich powstania (pomijając niewielkie odkształcenia spowodowane rozpuszczaniem ciśnieniowym, patrz niżej). Byłby to dodatkowy argument przeciwko zakładaniu jakichś zewnętrznych czynników rozrywających mechanicznie pierwotną strukturę skały lub osadu na oddzielne gruzły.

Brak dowodów na niszczący, destrukcyjny charakter omawianych procesów genetycznych skłania do rozważenia całkiem przeciwnej interpretacji, a mianowicie do wzięcia pod uwagę procesów konstrukcyjnych, np. takich, jakie prowadzą do powstawania kongrecji. Analizując badany materiał pod tym kątem, można się w nim doszukać następujących dowodów stosunkowo wczesnej (szybkiej) konsolidacji gruzłów, poprzedzającej cementację marglistego tła skalnego:

1. Brak jest objawów kompaktcji w obrębie gruzłów (zachowane nory i delikatne skorupki skamieniałości) przy jednoczesnej silnej kompaktcji tła skalnego.

2. Gruzły stanowią wyniesienia licznych powierzchni erozji śródformacyjnej, podczas gdy tło margliste było łatwiej usuwane przez czynnik erodujący.

3. Gruzły były bardziej odporne na procesy redepozycji niż otaczające je tło skalne, przez co często zachowywały swój pierwotny pokrój po odgrzebaniu przez czynnik erodujący i powtórny osadzeniu w postaci intraklastów.

Punkty 2 i 3 wymagają krótkiego komentarza. Fakt, iż powierzchnie erozyjne są rozwinięte przeważnie w obrębie warstw marglisto-mikrytowych oraz brak większych ilości intraklastów zbudowanych z kalkarenitów i kalcyrudytów wskazują, że erozja śródformacyjna nie była na ogół zbyt głęboka i tylko z rzadka obejmowała starsze ławice detrytyczne (por. fig. 2). Można zatem przypuszczać, że skonsolidowane gruzły, odgrzebane w czasie erozji, w większości uległy cementacji w okresie odpowiadającym lub nawet mniejszym od czasu osadzenia się najwyższej,

erodowanej ławicy marglisto-mikrytowej. Ten ostatni odpowiada z kolei okresowi spokojnej sedymentacji pelagicznej między nagłymi aktami erozji, interpretowanymi jako efekt wyjątkowych warunków sztormowych (M. Narkiewicz, 1978). Opierając się na powyższych założeniach można podjąć próbę oszacowania bezwzględnego czasu potrzebnego na cementację badanych gruzłów. Można mianowicie przyjąć, że okres sedymentacji wapieni gruzłowo-detrytycznych nie był większy od 5 mln lat, gdyż tyle trwał w przybliżeniu cały famen (F. W. B. Van Eysinga, 1975). W badanej części profilu omawianej formacji występuje 160 poziomów erozji śródformacyjnej. A zatem, przerwa między aktami erozji wynosiła średnio mniej niż 30 000 lat. Liczba ta oddaje, prawdopodobnie z dużym zawyżeniem, rząd wielkości czasu wystarczającego, by gruzły uległy cementacji. Należy jednak podkreślić, że okresy przerw między etapami erozji mogły w poszczególnych przypadkach znacznie odbiegać od wspomnianej średniej, o czym świadczą zróżnicowane miąższości autochtonicznych ławic marglisto-mikrytowych. W przypadkach grubszych ławic wapieni gruzłowych można podejrzewać dłuższy okres trwania procesów cementacyjnych w tych warstwach (przed kolejnym aktem erozji).

Powyższe spostrzeżenia o zróżnicowanej cementacji gruzłów i tła skalnego prowadzą do wniosku, że opisywane struktury powstały jako swojego rodzaju konkrecje w osadzie przydennym, tzn. we wczesnym, eogenetycznym okresie diagenety (P. W. Choquette, L. C. Pray, 1970). Wapienie gruzłowe tego typu doczekały się ostatnio licznych interpretacji, dających się sprowadzić do dwóch ogólnych modeli hipotetycznych: hipotezy o segregacji diagenetycznej CaCO_3 (A. Hallam, 1967; J. Gründel, H. J. Rösler, 1963; H. C. Jenkyns, 1974) i hipotezy o wybiórczej cementacji osadu przydennego (J. P. A. Noble, K. D. M. Howells, 1974). Segregacja diagenetyczna zakłada rozpuszczanie części osadu — wg H. C. Jenkynsa (1974) byłyby to głównie aragonit szkieletowy — a następnie wytrącanie CaCO_3 wokół stref nukleacji gruzłów. Zwolennicy hipotezy o wybiórczej cementacji upatrują pierwotne źródło Ca^{2+} w przydennych wodach porowych (częściowo F. T. Fürsich, 1973) albo bezpośrednio w wodzie morskiej (J. P. A. Noble, K. D. M. Howells, 1974). Ostatnia z dwóch wymienionych hipotez znajduje mocne poparcie w danych o procesach cementacyjnych we współczesnych węglanowych osadach głębokomorskich. Opisane w ciągu ostatnich lat przykłady konsolidacji osadów wapiennych z dna Morza Czerwonego i Śródziemnego oraz z zachodniego Atlantyku wskazują, że w odpowiednich warunkach zasolenia (37—40‰) i temperatury (13—21°C) może następować cementacja mułów przydennych kalcytem magnezowym, a nawet aragonitem (A. G. Fischer, R. E. Garrison, 1967; J. D. Milliman, D. A. Ross, T.-L. Ku, 1969; J. D. Milliman, J. Müller, 1973). Ostatnio J. Müller i F. Fabricius (1974) opisali gruzły tworzące się współcześnie na dnie Morza Jońskiego, na głębokościach 2—3 km. Zawierają one szkielety aragonitowe, a ponadto są organicznie drążone i inkrustowane. Wydaje się, że selektywna cementacja jako możliwe wytłumaczenie opisywanych struktur ma istotną przewagę nad segregacją diagenetyczną, gdyż zakłada działanie dużo prostszych procesów geochemicznych, a także jest do pewnego stopnia potwierdzona przytoczonymi obserwacjami współczesnych środowisk sedymentacji węglanowej.

Istotnym problemem dotyczącym powstawania gruzłów jest pytanie: dlaczego cementacja skupiała się wokół jakichś uprzywilejowanych miejsc — ośrodków nukleacji? Opierając się głównie na eksperymentalnych pracach R. A. Bernera (1968) część autorów uważa, że takimi miejscami były gnijące resztki organiczne, wytwarzające specyficzne mikrośrodowisko o podwyższonym pH (związki amonowe), w którym łatwo zachodziło wytrącanie węglanu wapnia (F. T. Fürsich, 1973; B. A. Matyja, 1978). Jednakże nie zawsze można obserwować tak oczywisty związek struktur organicznych z gruzłami, jak w przykładach opisanych przez cytowanych autorów (dotyczy to również badanego materiału). Dlatego też słuszne mogą być postulaty niektórych badaczy (np. H. C. Jenkyns, 1974), że ośrodkami nukleacji były lokalne wzbogacenia w CaCO_3 — intraklasty lub szkielety skamieniałości.

Przytoczone wyżej obserwacje potwierdzają dużą rolę procesów późnodiagenetycznych w modyfikacji struktury nodularnej (A. Hallam, 1967; H. C. Jenkyns, 1974; M. E. Tucker, 1973, 1974; R. E. Garrison, W. J. Kennedy, 1977). Mowa tu zwłaszcza o procesach rozpuszczania ciśnieniowego pod wpływem ciężaru nadkładu, które to procesy prowadziły do powstawania rezydualnych smug ilastych i stylolitów (tabl. III, fig. 11) oraz sprawiły, że równoległe do uławiczenia granice gruzłów są ostre w przeciwieństwie do granic bocznych. Czynnikiem modyfikującym strukturę gruzłową była również selektywna dolomityzacja, która objęła część marglistego tła gruzłów (tabl. I, fig. 6).

UWAGI O ŚRODOWISKU SEDYMENTACJI

Środowiskiem sedymentacji osadów górnodewońskich występujących dzisiaj między Olkuszem i Zawierciem było morze szelfowe z partiami głębszymi, w których przeważała pelagiczna facja abiotycznych mułów wapiennych, oraz z lokalnymi pływicznymi zasiedlanymi przez bogate zespoły flory i fauny bentonicznej. Okresowe sztormy powodowały nagłą erozję i redepozycję osadów dennych, częściowo transportowanych ku głębszym strefom (M. Narkiewicz, 1978). Przegląd literatury dotyczącej wapieni gruzłowych różnego wieku — od syluru po jurę — wskazuje, że ich paleobatymetria jest interpretowana rozmaicie: od głębokości powstawania rzędu kilkunastu metrów (J. P. A. Noble, K. D. M. Howells, 1974) do obszarów położonych poniżej strefy fotycznej (H. C. Jenkyns, 1974). Na ogół omawiane osady przypisuje się facjom głębszego morza szelfowego o głębokościach rzędu kilkudziesięciu lub kilkuset metrów (A. Hallam, 1967; J. Dvořák, 1972; M. E. Tucker, 1973, 1974; W. J. Kennedy, R. E. Garrison, 1975).

Według wielu autorów dużą rolę w powstawaniu struktury gruzłowej odgrywało tempo sedymentacji, optymalne w stosunku do procesów cementacyjnych (J. P. A. Noble, K. D. M. Howells, 1974; J. Müller, F. Fabricius, 1974). Jak się wydaje, atrybutem facji wapieni gruzłowych nie było natomiast wyjątkowo niskie tempo sedymentacji i związana z nim obecność kondensacji stratygraficznych i luk. W omawianych wapieniach górnodewońskich nie znaleziono żadnych dowodów na zwolnienie tempa sedymentacji takich, jakie przytacza np. J. Dvořák (1972).

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiona wyżej interpretacja struktury gruzłowej odnosi się bezpośrednio jedynie do pewnych jej odmian występujących w skałach górnodewońskich między Olkuszem i Zawierciem. Z pewnością nie wszystkie z tak często opisywanych w literaturze wapieni gruzłowych różnego wieku zawdzięczają swoją strukturę procesom zróżnicowanej cementacji. Niemniej jednak wydaje się, że powyższe wytłumaczenie struktur gruzłowych może być użyteczne również w przypadkach niektórych innych skał o podobnym wykształceniu litologicznym i występujących w różnych rejonach Polski. Mowa tu zwłaszcza o górnodewońskich wapieniach gruzłowych występujących w Górach Świętokrzyskich (M. Szulczewski, 1971), na Lubelszczyźnie (L. Miłaczewski, 1968; K. Radlicz, 1977) i na Pomorzu (H. Łobanowski, 1968; J. Dadlez, 1975; H. Matyja, 1975). Ponadto cechy litologiczne dolnosylurskich wapieni gruzłowych z Polski północno-wschodniej, opisanych przez K. Jaworowskiego i Z. Modlińskiego (1968), oraz niektórych tatrzańskich wapieni bulastych (M. Szulczewski, 1965) wskazywałyby na bliskie pokrewieństwo genetyczne tych skał z wapieniami gruzłowymi okolic Olkusza i Zawiercia.

Zakład Geologii Złóż Surowców Skalnych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 4 kwietnia 1978 r.

PIŚMIENICTWO

- BATHURST R. G. C. (1975) — Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, **12**, Second enlarged edition, Elsevier Publishing Company. Amsterdam — London — New York.
- BERNER R. A. (1968) — Calcium carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter, *Science*, **159**, p. 195—197. Washington.
- CHOQUETTE P. W., PRAY L. C. (1970) — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **54**, p. 207—244, nr 2. Tulsa.
- DADLEZ J. (1975) — Petrografia osadów dewonu w strefie Gościno-Człuchów niecki pomorskiej. *Kwart. geol.*, **19**, p. 515—536, nr 3. Warszawa.
- DVOŘÁK J. (1972) — Shallow-water character of the nodular limestones and their paleogeographic interpretation. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **9**, p. 509—511. Stuttgart.
- FISCHER A. G., GARRISON R. E. (1967) — Carbonate lithification on the sea floor. *J. Geol.*, **75**, p. 488—496, nr 4. Chicago.
- FRIEDMAN G. M. (1959) — Identification of carbonate minerals by staining methods. *J. sedim. Petrol.*, **29**, p. 87—97, nr 1. Tulsa.
- FRIEDMAN G. M. (1971) — Staining. W: *Procedures in sedimentary petrology*. Wiley-Interscience, p. 511—530.
- FÜRSICH F. T. (1973) — *Thalassinoides* and the origin of nodular limestone in

- the Corallian Beds (Upper Jurassic) of Southern England. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **10**, p. 33—48. Stuttgart.
- GARRISON R. E., KENNEDY W. J. (1977) — Origin of solution seams and flaser structure in Upper Cretaceous chalks of southern England. *Sediment. Geol.*, **19**, p. 107—137, nr 2. Amsterdam.
- GRÜNDEL J., RÖSLER H. J. (1963) — Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. *Geologie*, **12**, p. 1009—1038, nr 9. Berlin.
- HALLAM A. (1967) — Sedimentology and palaeogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. *Scott. J. Geol.*, **3**, p. 195—220, nr 2.
- JAWOROWSKI K., MODLIŃSKI Z. (1968) — Dolnosylurskie wapień gruzłowy w północno-wschodniej Polsce. *Kwart. geol.*, **12**, p. 493—506, nr 3. Warszawa.
- JENKYN H. C. (1974) — Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. *Spec. Publ. intern. Assoc. Sediment.*, **1**, p. 249—271.
- JURGAN H. (1969) — Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. *Geol. Rdsch.*, **58**, p. 464—501, nr 2. Stuttgart.
- KENNEDY W. J., GARRISON R. E. (1975) — Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, **22**, p. 311—386, nr 3. Oxford.
- ŁOBANOWSKI H. (1968) — Wstępne dane o dewonie w strefie strukturalnej Chojnic — północno-zachodnia Polska. *Acta geol. pol.*, **18**, p. 765—781, nr 4. Warszawa.
- MATYJA B. A. (1978) — Struktury wczesnodiagenetyczne w wapiennych utworach oksfordu. *Prz. geol.*, **26**, p. 156—158, nr 3. Warszawa.
- MATYJA H. (1975) — Biostratygrafia fałunu z profilu wiercenia Chojnice 4 (Pomorze Zachodnie). *Acta geol. pol.*, **25**, p. 141—152, nr 1. Warszawa.
- MILLIMAN J. D., MÜLLER J. (1973) — Precipitation and lithification of magnesian calcite in the deep-sea sediments of the eastern Mediterranean Sea. *Sedimentology*, **20**, p. 29—45, nr 1. Oxford.
- MILLIMAN J. D., ROSS D. A., KU T.-L. (1969) — Precipitation and lithification of deep-sea carbonates in the Red Sea. *J. sedim. Petrol.*, **39**, p. 724—736, nr 2. Tulsa.
- MILACZEWSKI L. (1969) — Porównanie dewonu obszaru lwowskiego i lubelskiego. *Kwart. geol.*, **12**, p. 1053—1055, nr 4. Warszawa.
- MÜLLER J., FABRICIUS F. (1974) — Magnesium-calcite nodules in the Ionian deep sea — an actualistic model for the formation of some „nodular limestones”. *Spec. Publ. intern. Assoc. Sediment.*, **1**, p. 235—247.
- NARKIEWICZ M. (1978) — Stratygrafia i rozwój fałalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta geol. pol.*, **28**, p. 415—469, nr 4. Warszawa.
- NOBLE J. P. A., HOWELLS K. D. M. (1974) — Early marine lithification of the nodular limestones in the Silurian of New Brunswick. *Sedimentology*, **21**, p. 597—609, nr 4. Oxford.
- RADLICZ K. (1977) — Geneza i rozwój osadów gruzłowych w osadach dewonu górnego w południowo-wschodniej części Polski. *Kwart. geol.*, **21**, p. 915—916, nr 4. Warszawa.
- SZULCZEWSKI M. (1971) — Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta geol. pol.*, **21**, p. 1—128, nr 1. Warszawa.

- TUCKER M. E. (1973) — Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142, p. 320—350, nr 3. Stuttgart.
- TUCKER M. E. (1974) — Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). Spec. Publ. intern. Assoc. Sediment., 1, p. 71—92.
- VAN EYSINGA F. W. B. (1975) — Geological time table. Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam.

Мареk НАРКЕВИЧ

ГЕНЕЗИС КОМКОВОЙ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ В ОКРЕСТНОСТЯХ ОЛЬКУША И ЗАВЕРЦА

Резюме

Комковатой структурой повсеместно отличаются два ранее описанных автором (М. Наркевич, 1978) литостратиграфических звена верхнего девона в окрестностях Олькуша и Заверца: нижнефранская формация комковатых известняков и фаменская формация комкато-обломочных известняков (фиг. 1, таб. 1).

Характерное для комковатой структуры разделение на микритовые комки и окружающую их мергелистую цементирующую массу (табл. I, фиг. 4; табл. II, фиг. 7) не произошло в результате механического разрыва первоначально единых микритовых слоёв. Отбросить такую интерпретацию позволяет отсутствие признаков высокой энергии седиментационной среды, оползневых процессов, погружений и биотурбации (за некоторыми исключениями — ср. табл. I, фиг. 3) а также тектонических или компакционных разрывов.

Упомянутая дифференцированность вероятно явилась следствием ранее наступившей цементации комков по сравнению с мергелистым окружением. Об этом свидетельствуют следующие наблюдения:

1. Отсутствие признаков уплотнения в комках (хорошо сохранившиеся ямки и хрупкие раковины окаменелостей) при наличии сильного уплотнения окружающих пород.
2. Комки образовывали поднятия на многочисленных внутриформационных поверхностях в формации комкато-обломочных известняков, в то время как мергелистый цемент легче разрушался и удалялся в процессе эрозии (табл. II, фиг. 7; табл. III, фиг. 10).
3. Комки труднее поддавались переносу, чем окружающие породы, поэтому часто сохраняли свою первичную форму после переотложения в виде интракластов в пластах внутриформационного конгломерата (табл. II, фиг. 8; фиг. 2).

Отличительные черты эрозионных поверхностей и состав интракластов в формации комкато-обломочных известняков свидетельствуют о том, что внутриформационная эрозия только иногда охватывала нижние пласты обломочных пород. Поэтому можно считать, что консолидированные комки, извлечённые в процессе около 160 кратких периодов эрозии, в большинстве своём были цементированы в тождественный, а скорее всего много более короткий период по сравнению со временем осаждения верхнего эродированного

мергелисто-микритового пласта. Принимая это положение за основу и считая, что период седиментации рассматриваемого стратиграфического звена длился 5 млн. лет (= полному периоду фамена — F.W.B. Van Eysinga, 1975), считается, что для литификации комков потребовалось максимально 30 000 лет.

Из хорошо известных по литературе гипотез относительно образования комков, аналогичных вышеописанным, гипотеза селективной цементации морской или поровой водой (J. P. A. Noble, K. D. M. Howells, 1974) по мнению автора имеет преимущество над моделью диагенетической сегрегации (в частности J. Gründel, H. J. Rösler, 1963; H. C. Jenkyns, 1974), так как в основе её лежат простые геохимические процессы. Кроме того она подтверждается наблюдениями процессов литификации в современных глубоководных карбонатных породах (в частности A. G. Fischer, R. E. Garrison, 1967; J. Müller, F. Fabricius, 1974).

Описываемая комковатая структура была модифицирована в последующих процессах диагенеза: явление растворения под давлением (табл. III, фиг. 11), а также селективная доломитизация части включающих мергелистых пород (табл. I, фиг. 6).

Marek NARKIEWICZ

GENESIS OF NODULAR STRUCTURE IN UPPER DEVONIAN LIMESTONES, OLKUSZ — ZAWIERCIE AREA

Summary

Nodularity is a common feature of two Upper Devonian lithostratigraphic units described earlier by the author (M. Narkiewicz, 1978) in the subsurface of the Olkusz — Zawiercie area, southern Poland. The units in question are as follows: the Frasnian nodular limestones unit and the Famennian detrital-nodular limestones unit.

The nodular limestones do not show any strong evidence of high depositional energy. Furthermore, there is no evidence of slumping processes, load-casts or extensive bioturbation (with some minor exceptions, however — see Pl. I, Fig. 3) along with tectonic and/or compactional breakage.

Thus, the nodularity is assumed to be due not to destructive but rather to constructive processes, e.g. accretion or cementation. There are the following evidences that the micritic nodules were considerably lithified within the bottom sediment layer (i.e. within eogenetic environment) prior to the cementation of marly matrix:

1. The nodules contain well-preserved burrows and delicate organic skeletons, while the marly matrix was strongly affected by the compaction phenomena.

2. The nodules build up evident elevations at numerous intraformational erosion surfaces within the detrital-nodular limestones unit. At the same time, the marly matrix was apparently more susceptible to erosion and it formed depressions at the erosional surfaces (Pl. II, Fig. 7; Pl. III, Fig. 10).

3. The redeposited nodules frequently observed within the intraformational conglomerates, generally retained their original shape while the primary marly

matrix is usually disintegrated and disseminated within the conglomerates' matrix.

The development of erosional surfaces together with the general composition of intraclasts suggest that the intraformational erosion did not reach very deep into the sediment and that it rarely involved older detrital beds (cf. Fig. 2).

Thus, one may assume that the nodules that were exhumed by occasional erosion, had mostly been cemented during the time deposition of the uppermost eroded nodular bed. One can make a rough estimate of that period having in mind that there are about 160 intraformational horizons within the investigated detrital-nodular limestones unit, and assuming that the total time of deposition of this unit did not exceed 5 m.y. (i.e. duration of the Famennian stage according to Van Eysinga, 1975). The estimated maximum time necessary for nodules lithification is of order of 30000 years. This number may be, however, strongly overestimated.

The selective cementation hypothesis (J. P. A. Noble, K. D. M. Howells, 1974) is considered the most adequate genetic explanation of described nodular structure. The above hypothesis implies more straightforward geochemical processes than the rival diagenetic segregation model (e.g. J. Gründel, H. J. Rösler, 1963; H. C. Jenkyns, 1974). Moreover it is confirmed to some extent by the Recent evidence of the lithification of the deep-sea carbonates (e.g. A. G. Fischer, R. E. Garrison, 1967; J. Müller, F. Fabricius, 1974).

The described nodular structure was subsequently modified by some late diagenetic processes, mostly by pressure-solution (Pl. III. Fig. 11) and selective dolomitization of marly matrix (Pl. I, Fig. 6).

Translated by the Author

TABLICA I

Fig. 3. Deformacje typu budinażu sedimentacyjnego w warstewkach mikrytowych przedzielonych ciemnymi łupkami. W środkowych warstewkach — bioturbacje. Dolna część zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych. Naszlif RR-34/2580 (otwór wiertniczy RR-34, głęb. 2580 dcm). Wielkość naturalna.

Deformations of sedimentary boudinage type within the micritic laminae intercalated with black shales. Bioturbation within the central laminae. Lower part of the detrital-nodular limestones unit. Polished section RR-34/2580; (borehole RR-34, sample depth 2580 dcm). Nat. size

Fig. 4. Frański wapień gruzłowy. Dół zdjęcia — gruzeł złożony, z pionową norką z prawej strony (strzałka). W górze — gruzeł osłonięty skorupką ramienionoga. Naszlif BK-90/6337. Wielkość naturalna

Frasnian nodular limestone. Lower part of the photograph — a compound nodule, with vertical burrow at the right (arrow). Upper part — a nodule partly sheltered by the brachiopod shell. Polished section BK-90/6337. Nat. size

Fig. 5. Frański wapień gruzłowy. Naszlif BK-70/4433. Wielkość naturalna

Frasnian nodular limestone. Polished section BK-70/4433. Nat. size

Fig. 6. Wapień gruzłowy z częściowo zdolomityzowanym, marglistym tłem skalnym. Szlif WB-39/2514. Długość skali — 2 mm

Nodular limestone with partly dolomitized marly matrix. Thin section WB-39/2514
Scale length — 2 mm

TABLICA II

Zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych
Detrital-nodular limestones unit

Fig. 7. Dół zdjęcia — niemal jednorodny mikryt. Ku górze — wapień gruzłowy zwieńczony powierzchnią erozyjną (strzałka) z wyniesieniami utworzonymi przez gruzły. Przekątna laminacja w kalcylocytie przykrywającym powierzchnię erozyjną. Naszlif WB-10/2291. Wielkość naturalna

Lower part — nearly homogeneous micrite. Upwards — nodular limestone topped by the minor erosional surface (arrow) with small elevations formed by nodules. Notice the cross-lamination of calcilutite overlying the erosional surface. Polished section WB-10/2291. Nat. size

Fig. 8. Zlepienieć śródformacyjny spoczywający na erodowanym kalkarenicie o przekątnej laminacji. Przynajmniej część jasnych intraklastów stanowią odgrzebane przez erozję gruzły (rozdrobione resztki tła skalnego wokół redeponowanych gruzłów w prawej środkowej części zdjęcia). Naszlif WB-39/1774. Długość skali — 2 cm

Intraformational conglomerate resting on the eroded bed of the cross-laminated calcarenite. At least part of light intraclasts are formed of nodules exhumed by erosion (notice disintegrated marly matrix surrounding the redeposited nodules in the right centre of the photograph). Polished section WB-39/1774. Scale length — 2 cm

TABLICA III

Zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych

Detrital-nodular limestones unit

Fig. 9. Powierzchnia erozyjna rozwinięta na mikrycie z bioturbacjami. Większość intraklastów jest miejscowego pochodzenia. W najniższej części zdjęcia widoczne małe, izolowane gruzły. Naszlif WB-39/2465. Wielkość naturalna

Erosional surface topping the burrowed micrite. The majority of intraclasts are of local origin. In the lowermost part of the photo small isolated nodules visible.

Polished section WB-39/2465. Nat. size

Fig. 10. Powierzchnia erozyjna w wapieniu gruzłowym. Wyniesienia są zbudowane z gruzłów, obniżenia — z tła marglistego. Na powierzchni erozyjnej leży nieregularnie laminowany, drobny kalkarenit (ciemniejsza góra zdjęcia). Naszlif WB-39/2416.

Wielkość naturalna.

Erosional surface topping the nodular limestone. The elevations are build of nodules, the depressions — of marly matrix. The erosional surface is overlaid by irregularly laminated, fine calcarenite (darker upper part of the photo). Polished section

WB-39/2416. Nat. size

Fig. 11. Rezydualna smuga ilasta w przewężeniu tła skalnego na kontakcie między dwoma gruzłami. Drobne stylolity w dolnej i w lewej górnej części zdjęcia. Szlif WB-39/2059. Długość skali — 2 mm

Residual clayey seam within the marly matrix area constricted between two nodules. Notice the tiny stylolite sutures in the lower and upper left part of the photo. Thin section WB-39/2059. Scale length — 2 mm

Fotografie zostały wykonane przez panie K. Zielińską i K. Borutę z Instytutu Geologii Podstawowej UW

Photos were made by Mrs. K. Zielińska and Mrs. K. Boruta of the Institute of Geology of Warsaw University



Fig. 3

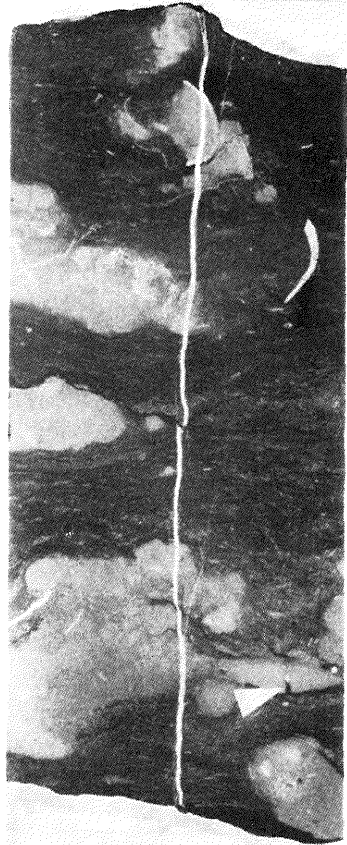


Fig. 4

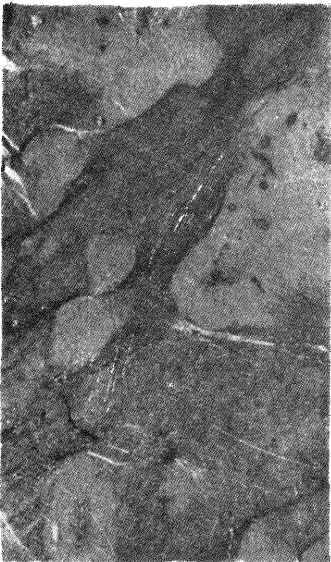


Fig. 5

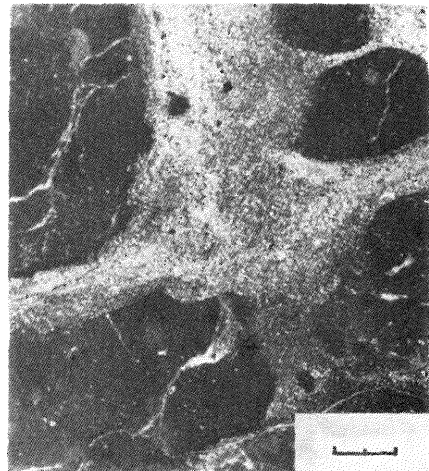


Fig. 6

Marek NARKIEWICZ — Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic
Olkusza i Zawiercia



Fig. 7



Fig. 8

Marek NARKIEWICZ — Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia



Fig. 9

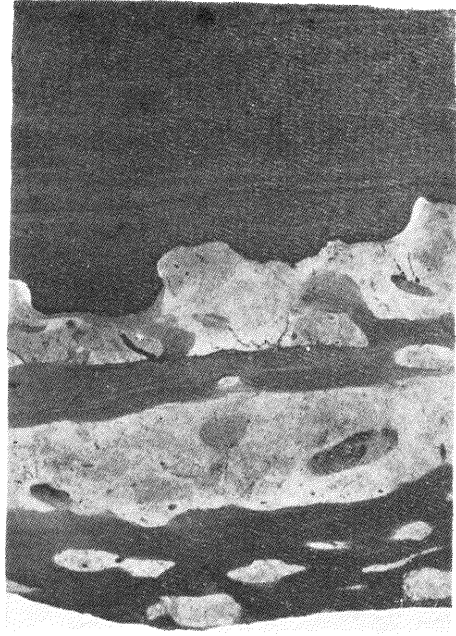


Fig. 10

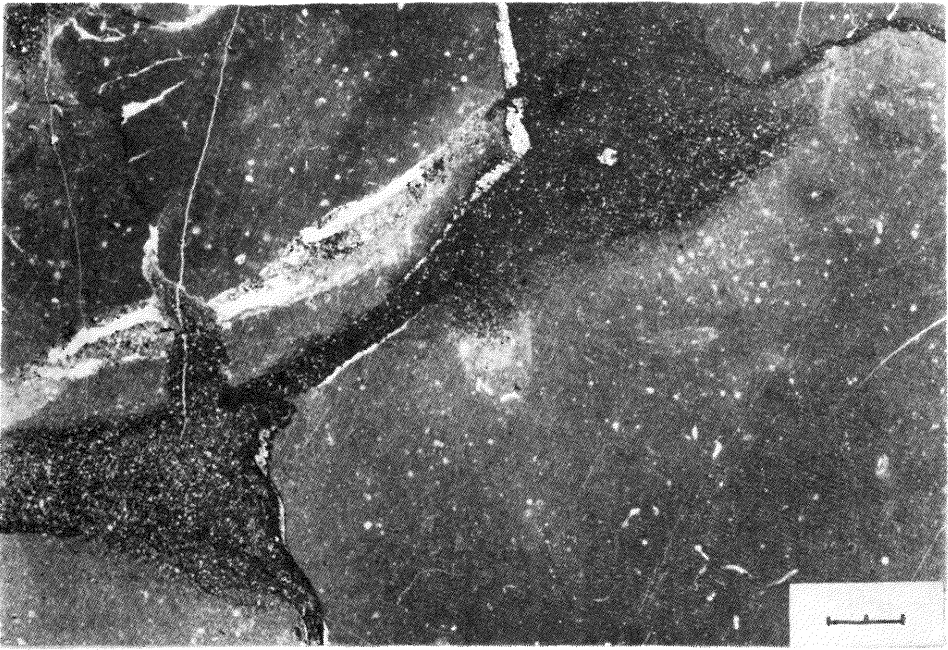


Fig. 11

Marek NARKIEWICZ — Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia