

Tomasz Stanisław PIĄTKOWSKI

Promieniste ooidy z wapienia cechsztyńskiego syneklizy perybałtyckiej

Promieniste ooidy występują w stropowej części wapienia cechsztyńskiego syneklizy perybałtyckiej. Towarzyszą im poligeniczne ziarna węglanowe, takie jak: onkolity, wadcyczne pizolity oraz ziarna szkieletowe. W ich sąsiedztwie obecne są również kolumnkowe stromatolity sublitoralne. Wykształcenie ooidów oraz charakter ziarn towarzyszących świadczy, że powstawały one w niezbyt aktywnym środowisku morskim, obejmującym centralną część zatoki syneklizy perybałtyckiej.

WSTĘP

Ooidy są sferycznymi lub prawie sferycznymi ziarnami węglanowymi o średnicy dochodzącej do 2 mm, zbudowanymi z ekscentrycznego jądra oraz koncentrycznych lub radialnych lamin korteksu.

Szczegółowe badania nad genezą ooidów zostały zapoczątkowane 100 lat temu przez H. C. Sorby'ego (1879). Przegląd dyskusji i bogatą literaturę dotyczącą genezy i diagenety ooidów zawierają następujące publikacje: R. G. C. Bathurst (1968, 1975), D. J. Shearman, J. Twyman, M. Z. Karimi (1970), J. P. Loreau (1973), C. F. Kahle (1974), P. A. Sandberg (1975), A. Radwański, K. Birkenmajer (1977).

Do kwestii szczególnie żywo dyskutowanych należą przyczyny różnicowania strukturalnego i mineralnego współczesnych i kopalnych ooidów, a także rola czynników fizykochemicznych i organicznych w ich powstaniu (R. G. C. Bathurst, 1968).

Ooidy cechsztyńskie o budowie lamelarnej zostały opisane przez A. Kostecką (1966) z Gór Świętokrzyskich. Ten sam typ ooidów z dolomitu głównego Polski północnej był przedmiotem studiów M. Szulczewskiego (1975). Autor ten odnotowuje również obecność ooidów o strukturze radialnej w płytkach cienkich, przekazanych mu przez E. Czajor, w poziomie wapienia cechsztyńskiego w otworze Olsztyn IG-2.

Podczas badań mikrofacjalnych wapienia cechsztyńskiego w syneklizie perybałtyckiej stwierdziłem częstą obecność ooidów promienistych (fig. 1, 2). Ich geneza i środowisko powstania stanowią przedmiot badań i dyskusji niniejszego artykułu. Przedyskutowałem tu problem pierwotności struktury radialnej i składu mineralnego ooidów promienistych. Na podstawie szczegółowych badań mikrofacjalnych określiłem środowisko ich powstania. Omówiłem również związek typów strukturalnych ooidów ze środowiskiem sedymentacji.

Podstawę badań stanowiły płytki cienkie barwione alizaryną S oraz obserwacje preparatów w mikroskopie skaningowym. Opracowanie niniejsze stanowi przyczynek do dyskusji nad genezą ziarn węglanowych obecnych w węglanach cechsztyńskich. Zostało ono wykonane w Instytucie Geologicznym podczas opracowywania formacji cechsztyńskiej przez zespół pod kierownictwem R. Wagnera.

Dzięki uprzejmości kierownictw Zakładu Złóż Soli i Surowców Chemicznych oraz Zakładu Struktur Wgłębnych Niżu, a także Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Pile i Wołominie uzyskałem dostęp do materiałów wiertniczych. R. Dadlezowi, J. P. Loreau, T. M. Perytowi, W. Ryce i R. Wagnerowi dziękuję za cenne uwagi i dyskusje. K. Kujawski wykonał zdjęcia na mikroskopie skaningowym, a Pani R. Ufnal — fotografie; składam Im za to podziękowania.

POLIGENICZNOŚĆ ZIARN OBLECZONYCH

Wszystkie ziarna obleczone z wapienia cechsztyńskiego Polski północnej wobec braku szczegółowych badań były określane w dotychczasowej literaturze jako onkoidy (m. in. H. Szaniawski, 1966; E. Czajor, R. Wagner, 1974; E. Piekarska, S. Kwiatkowski, 1975). Ostatnio w kilku analitycznych pracach dowiedziono jednak, że są one poligenetyczne. Są to biosedymentacyjne struktury typu onkoidów (E. Piekarska, S. Kwiatkowski, 1975; M. Szulczewski, 1975; T. M. Peryt, T. S. Piątkowski, 1977a, b), jak i koncentryczne struktury wadyczne (T. M. Peryt, T. S. Piątkowski, 1976, w druku), a także ooidy (M. Szulczewski, 1975). Dodatkową komplikacją jest złożoność poszczególnych ziarn obeczonych, które mają charakter mieszany (T. M. Peryt, T. S. Piątkowski, 1976, w druku). Należą do nich pizolity wadyczne z centrami grudkowymi lub onkolitowymi, zoolityzowane onkolity itp.

ROZPRZESTRZENIENIE I CHARAKTERYSTYKA OOIDÓW

Obszar występowania ooidów obejmuje centralną część zatoki syneklizy perybałtyckiej morza wapienia cechsztyńskiego (fig. 1). W profilu wapienia cechsztyńskiego są one ograniczone do stropowego kompleksu pizolitowego (fig. 2). Towarzyszą one najczęściej sublitoralnym stromatolitom kolumniowym, onkoidom i wadczym formom akumulacji węglanowej. Szczególnie obfite są one w interstycjach stromatolitowych (fig. 2).

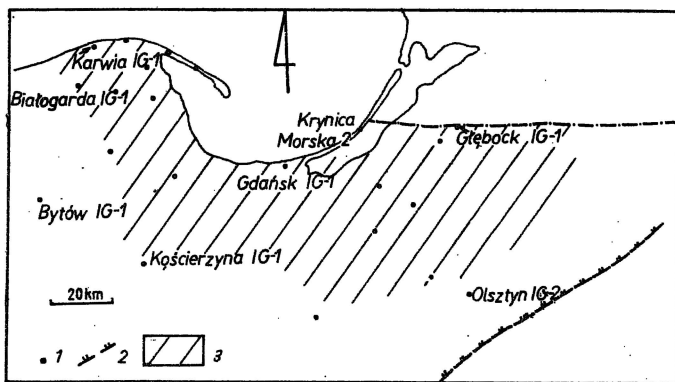


Fig. 1. Zasięg występowania ooidów promienistych na obszarze syneklizy perybałtyckiej

Occurrence of radial ooids in the Peri-Baltic syncline area
 1 — otwory wiertnicze; 2 — współczesny zasięg występowania osadów wapienia cechsztyńskiego; 3 — obszar występowania ooidów promienistych

1 — boreholes; 2 — present extent of the Zechstein Limestone; 3 — area of occurrence of radial ooids

Kształt ooidów i ich wielkość warunkuje w znacznym stopniu forma i wielkość jądra. Jądrem najczęściej są drobne elementy szkieletowe (m. in. otwornice, małżoraczki; fig. 3; tabl. I, fig. 5, 6; tabl. IV, fig. 11) albo też ziarna węglanowe typu grudek, agregatów lub onkoidów (fig. 3). Jądro otoczone jest korteksem, który składa się z lamin budowanych przez kryształy kalcytu o osi c zorientowanej prostopadle do powierzchni jądra. Wobec braku dobrze wykształconych koncentrycznych powierzchni nieciągłości w obrębie korteksu często stwarza on wrażenie jednolitego (tabl. I, fig. 5, 6). Grubość korteksu jest bardzo zmienna i waha się od ok. 15–20 do 300 μm . Stosunek średnicy jądra do średnicy ooidów zmienia się od wartości bliskich zera do 10, a w skrajnych przypadkach nawet do 15. Dotyczy to szczególnie ooidów powierzchniowych (*superficial oolith*) o dużych jądrach (fig. 3). Nierzadko ziarna tworzące duże jądra ooidów w okresie poprzedzającym oolityzację ulegały częściowej dezintegracji i korozji powierzchniowej.

Procesy oolityzacji były okresowo zahamowywane. Wówczas ooidy stały się miejscami bytowania otwornic płających (fig. 3). Tylko w niewielu przypadkach można zauważyć wznowienie procesu akrecji oolitywej na tych samych ziarnach. Zdarza się, że regenerowany ooid otacza wspólną powłoką kilka drobniejszych ziarn (fig. 3) tworząc ooid złożony (*composite oolith*).

W przypadku jąder izometrycznych lub do nich zbliżonych grubość lamin ooidowych jest stała, a ich przebieg bardzo regularny. W przypadku jąder nieizometrycznych i bardzo wydłużonych, często wklęsło-wypukłych (np. muszle małżoraczeków), grubość lamin jest natomiast bardzo zmienna. Po wklęsłej stronie jądra w miejscu największej depresji następuje pogrubienie powłok ooidowych. Te same powłoki na krawędziach ziarna szkieletowego ulegają nieomal wyklinowaniu (fig. 3). Zjawisko

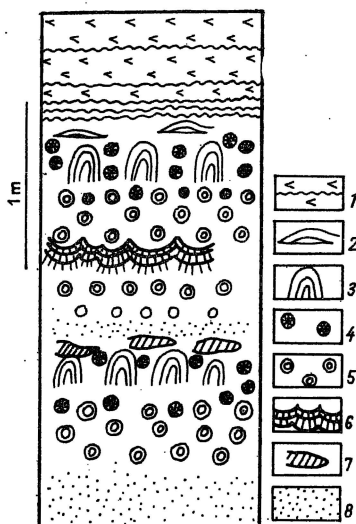


Fig. 2. Schematyczny profil mikrofacjalny stropowej części wapienia cechsztyńskiego w centralnej części syneklizy perybałtyckiej

Simplified microfacies profile of the top part of the Zechstein Limestone in central part of the Peri-Baltic syneclise

1 — supralitoralne stromatolity z laminacją algowo-anhydrytową typu sabkha przybrzeżna; 2 — stromatolity perylitoralne; 3 — kolumnkowe stromatolity płytko-sublitoralne; 4 — ooidy promieniste; 5 — pisolity wadyczne i algowe; 6 — calcarete; 7 — intraclasty; 8 — żyłony mikryt;

1 — supratidal stromatolites with algal-anhydrite lamination of coastal sabkha type; 2 — perilittoral stromatolites; 3 — shallow subtidal columnar stromatolites; 4 — radial ooids; 5 — vadose and algal pisolites; 6 — calcarete, 7 — intraclasts, 8 — clayey micrite

to jako typowe dla ooidów opisał J. Donahue (1965), tłumacząc je szybką akrecją na powierzchniach wklęsłych jąder i abrazją na wypukłościach.

Ooidy wapienia cechsztyńskiego są źle wyselekcjonowane i tylko w nielicznych przypadkach występują jako jedyne allochemy. Najczęściej współwystępują z całym zespołem zróżnicowanych genetycznie ziarn węglanowych. W wielu przypadkach stanowią one jedynie akcesoryczny składnik ziarnisty.

Ooidy promieniste są zazwyczaj kalcytowe. Wydają się być odporne na procesy dolomityzacji, jak również neomorfizmu agradacyjnego. W opisywanych ooidach nie zauważono śladów mechanicznych deformacji. Dość często obserwuje się natomiast ślady trawienia chemicznego, które niszczy od zewnątrz powłoki korteksu wzdłuż drobnych stylolitów.

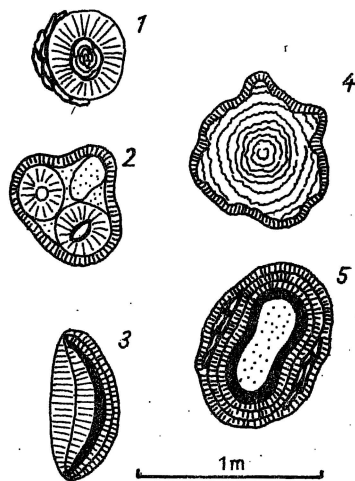


Fig. 3. Przykłady ooidów promienistych z wapienia cechsztyńskiego

Examples of radial ooids from the Zechstein Limestone

1 — forma izometryczna z obrostami otwornic płożących; 2 — ooid złożony z ooidów i intraklastu; 3 — ooid z nieizometrycznym jądrem oraz zmiennej grubości laminami powłok ooidowych; 4 — ooid powierzchniowy o jądrze powstałym ze zniszczonego onkolitu; 5 — ooid z obrostami otwornic płożących wewnątrz korteksu

1 — isometric form with overgrowths of sessile tubular foraminifera; 2 — ooid composed of ooids and intraclast; 3 — ooid with nonisometric nucleus and of laminae variable in thickness; 4 — superficial ooid with nucleus formed of the broken oncolite; 5 — ooid with overgrowths of sessile tubular foraminifera inside the cortex

STRUKTURA PROMIENISTA OOIDÓW

Cechsztyńskie ooidy omawiane w artykule wykazują niemal wyłącznie strukturę promienistą. Tylko nieliczne powłoki nie zawierają radialnie zorientowanych kryształów kalcytu. Są to powłoki mikrytowe zbudowane z drobnych, poniżej 10 μm , (tabl. IV, fig. 12), przypadkowo zorientowanych kryształów kalcytu. Najczęściej owe mikrytowe powłoki występują w strefach przyjądrowych ooidów (tabl. I, fig. 6). Typowe radialne laminy ooidowe są natomiast zbudowane z palisadowych kryształów kalcytu dochodzących maksymalnie do 100 μm , a wyjątkowo do 150 μm długości. Do niedawna sądzono, że radialne ooidy są efektem diagenetycznych przeobrażeń form, w których pierwotnie dominowała tangencjalna orientacja kryształów węglanowych (R. G. C. Bathurst, 1975). Miały one polegać na paramorficznej rekrytalizacji aragonitu w kalcyt, w wyniku której aragonitowe powłoki ooidów o tangencjalnie zorientowanych kryształach były zastępowane kalcytem normalnie zorientowanym do powierzchni jądra. Wielu autorów uważało, że pierwotnie orientacja kryształów w ooidach była wyłącznie tangencjalna. Już jednak H. C. Sorby (1879) doszedł do wniosku, że zarówno koncentryczne, jak i radialne struktury ooidów mogą mieć charakter pierwotny. Pogląd ten przez dłuższy czas nie znajdował zwolenników. Dopiero G. A. Rusnak (1960), a w najnowszych pracach C. F. Kahle (1974) oraz P. A. Sandberg (1975) uznali pierwotność radialnych struktur

Tabela 1

Charakterystyka ooidów wapienia cechsztyńskiego

Cechy		Strefy basenu		
		laguna	bariera	plyczna strefy centralnej
Ooidy	średnica maksymalna (mm)	1,5	3,0	1,0
	kształt typ jądra	półsferyczny kwarc, fragmenty skał	sferyczny ziarna węglanowe	sferyczny elementy szkieletowe, ziarna węglanowe
	laminy korteksu stopień selekcji frekwencja tekstury skały oolitowej	koncentryczne średni średnia, duża warstwowane, nieuporządkowane	koncentryczne duży duża warstwowane	radialne mały mała nieuporządkowane
Ziarna towarzyszące	elementy szkieletowe ziarna terygeniczne stromatolity (onkolity)	nieliczne liczne brak	brak, nieliczne brak brak	liczne nieliczne liczne

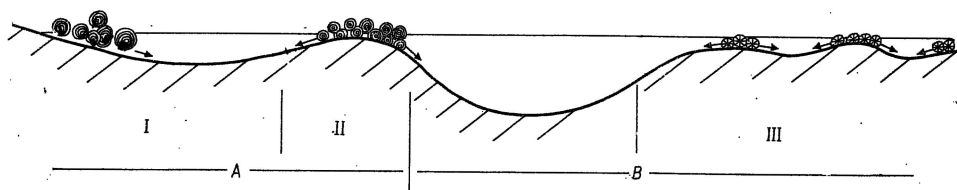


Fig. 4. Schemat rozmieszczenia ooidów wapienia cechsztyńskiego północnej Polski
Scheme of occurrence of ooids in the Zechstein Limestone of northern Poland

A — strefa brzeżna: I — laguna, II — bariera; B — strefa centralna: III — płytczna
A — nearshore zone: I — lagoon, II — barrier; B — basinal zone: III — shoal

w ooidach. Dwaj ostatni z wymienionych autorów w trakcie badań prowadzonych na ooidach Wielkiego Jeziora Słonego udokumentowali pierwotny charakter tych struktur oraz brak różnic w składzie mineralnym kryształów radialnie i tangencjalnie zorientowanych. P. A. Sandberg (1975) uznaje również pierwotność dużych, aragonitowych, radialnie zorientowanych kryształów, będących składnikami korteksu ooidów Wielkiego Jeziora Słonego. Ooidy te C. F. Kahle (1974) skłonny był uznać jako produkt transformacji drobnokrystalicznego aragonitu.

Zmienność struktur ooidowych wiąże P. A. Sandberg (1975) ze zmieniającymi się warunkami sedymentacji (np. o charakterze sezonowym) w trakcie akrecji oolitywej. Być może względną stałość strukturalną omawianych ooidów cechsztyńskich wiązać należy z monotonnymi i stagnacyjnymi warunkami środowiskowymi.

Opisywane ooidy podobnie jak i inne znane ooidy kopalne są kalcytowe. Warto się zastanowić, czy istnieją jakiegokolwiek przesłanki, które byłyby potwierdzeniem powszechnie do niedawna uznanego poglądu, że ooidy kopalne, podobnie do form współczesnych, były pierwotnie aragonitowe? Na podstawie badań aragonitowych ziarn szkieletowych, które podczas przemiany aragonitu w kalcyt całkowicie zmieniają swoją strukturę (z radialnej na mozaikową), sądzić można, że kopalne ooidy kalcytowe o strukturze radialnej nie są dziedzictwem analogicznych struktur aragonitowych (P. A. Sandberg, 1975). Rozważania te skłaniają do przyjęcia założenia, że kalcytowe ooidy cechsztyńskie o strukturze radialnej są pierwotne.

Przy przyjęciu kalcytowych ooidów w wapieniu cechsztyńskim można przypuszczać, że podczas ich powstawania stosunki jonowe Mg/Ca były odmienne niż we współczesnych oceanach (P. A. Sandberg, 1975). Stosunek $Mg/Ca = 5$ charakterystyczny dla współczesnych środowisk sedymentacji węglanowej sprzyja powstawaniu aragonitu lub kalcytu magnezowego. Z rozważań P. A. Sandberga (1975) wynika, że w przypadku gdy stosunek ten osiąga wartość ok. 2 może dojść do powstania kalcytowych, nieszkieletowych ziarn węglanowych, w tym i ooidów.

ŚRODOWISKO POWSTANIA CECHSZTYŃSKICH OOIDÓW PROMIENISTYCH

Proces oolityzacji przebiega przy spełnieniu wielu warunków, do których należą: przesylenie roztworów węglanem wapnia, związana z tym

podwyższona temperatura wody, wysoka jej aktywność (turbulencja) i niewielka głębokość, obecność potencjalnych, detrytycznych jąder oraz niska frekwencja organizmów, które stanowiłyby konkurencję w czerpaniu węglanu wapnia z wody morskiej (J. Donahue, 1965; R. G. C. Bathurst, 1968, 1975). W przypadku ooidów cechsztyńskich z badanego rejonu nie wszystkie warunki wymienione wyżej wydają się być spełnione; dotyczy to zwłaszcza dużej aktywności wód i niskiej frekwencji organizmów budujących szkielety węglanowe.

Osady, których składnikiem (jednym z wielu) są opisywane ooidy powstały w średnio ruchliwym i płytkim środowisku morskim (T. M. Peryt, T. S. Piątkowski, 1977a). O niezbyt dużej aktywności środowiska świadczy brak śladów abrazji i dezintegracji tych form ooidowych. Są one też na ogół słabo wyselekcjonowane i duży jest w nich udział ooidów powierzchniowych, które podobnie do form z Bimini Lagoon (R. G. C. Bathurst, 1967) świadczyć mogą o niewielkiej turbulencji wód, w których powstały.

Zastanawiająca jest monotonia wykształcenia opisywanych ooidów. Czy dominacja struktur radialnych jest jakimkolwiek wskaźnikiem środowiskowym? Wydają się potwierdzać to obserwacje J. P. Loreau (1973), który wykazał, że w bardziej aktywnych środowiskach, takich jak plaże i wydmy podmorskie, przeważają ooidy o tangencjalnie zorientowanych kryształach, natomiast struktury radialne są charakterystyczne dla form powstałych w warunkach spokojniejszych, jak na przykład w środowiskach lagunowych.

Ooidy charakteryzujące mało aktywne środowiska strefy brzeżnej zostały wcześniej opisane przez R. A. Davisa (1966). Podobne formy ze strefy lagunowej wapienia cechsztyńskiego na monoklinie przedsudeckiej opisał T. M. Peryt (w druku).

Obszar, na którym powstały promieniste ooidy cechsztyńskie był znacznie oddalony od brzegu; stanowił on rozległą płycznę zatoki syneklizy perybałtyckiej o powierzchni ponad 15 000 km² (fig. 1, 4).

W tab. 1 i na fig. 4 w sposób schematyczny przedstawiono rozprze-strzenie i charakterystykę ooidów wapienia cechsztyńskiego. Znaczne różnice w wykształceniu ooidów cechsztyńskich pozwalają wykorzystać je przy szczegółowej analizie środowiskowej.

Zakład Geologii Złóż Ropy i Gazu
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 22 lutego 1977 r.

PIŚMIENNICTWO

- BATHURST R. G. C. (1967) — Oölitic films on low energy carbonate sand grains, Bimini Lagoon, Bahamas. *Mar. Geol.*, 5, p. 89 — 109, nr 2.
BATHURST R. G. C. (1968) — Precipitation of ooids and other aragonite fabrics

- in warm seas. W: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, p. 1 — 10. Springer-Verlag. Berlin.
- BATHURST R. G. C. (1975) — Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12, Second Enlarged Edition, Elsevier. Amsterdam.
- CZAJOR E., WAGNER G. (1974) — Perm. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 64, p. 107 — 121. Warszawa.
- DAVIS R. A. (1966) — Quiet water oolites from the Ordovician of Minnesota. *J. Sediment. Petrol.*, 36 p. 813 — 818. Tulsa.
- DONAHUE J. (1965) — Laboratory growth of pisolite grains. *J. Sediment. Petrol.*, 35, p. 251 — 256. Tulsa.
- KAHLE C. F. (1974) — Ooids from Great Salt Lake, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of ooids in marine limestones. *J. Sediment. Petrol.*, 44, p. 30 — 39. Tulsa.
- KOSTECKA A. (1966) — Litologia i sedymentacja cechsztynu syneklizy gałęzicko-bolechowickiej (Góry Świętokrzyskie). *Pr. geol. Kom. Nauk geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 38. Kraków.
- LOREAU J. P. (1973) — Nouvelles observations sur la genese et la signification des oolithes. *Sciences de la Terre*, 18, p. 213 — 244, nr 3. Nancy.
- PERYT T. M. (w druku) — Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przed-sudeckiej. *Studia geol. pol.*, 54. Warszawa.
- PERYT T. M., PIĄTKOWSKI T. S. (1976) — Osady caliche w wapieniu cechsztyńskim zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Kwart. geol.*, 20, p. 525 — 538, nr 3. Warszawa.
- PERYT T. M., PIĄTKOWSKI T. S. (1977a) — Stromatolites from the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Poland. W: *Recent Research on Fossil Algae*, p. 124 — 135. Springer-Verlag. Berlin.
- PERYT T. M., PIĄTKOWSKI T. S. (1977b) — Procesy neomorficzne w utworach onkolitowych wapienia cechsztyńskiego syneklizy perybałtyckiej. *Kwart. geol.*, 21, p. 257 — 268, nr 2. Warszawa.
- PERYT T. M., PIĄTKOWSKI T. S. (w druku) — Algal-vadose pisoliths in the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Northern Poland. *Sediment. Geol.* Amsterdam.
- PIEKARSKA E., KWIATKOWSKI S. (1975) — Microfacial analysis of the Zechstein Limestone in the eastern part of the Pari-Baltic syncline (Preliminary report). *Acta geol. pol.*, 25, p. 79 — 114, nr 1. Warszawa.
- RADWAŃSKI A., BIRKENMAJER K. (1977) — Oolitic/pisolitic dolostones from the Late Precambrian of south Spitsbergen: their sedimentary environment and diagenesis. *Acta geol. pol.*, 27, p. 1 — 39, nr 1. Warszawa.
- RUSNAK G. A. (1960) — Some observations of recent oolites. *J. Sediment. Petrol.*, 30, p. 471 — 480. Tulsa.
- SANDBERG P. A. (1975) — New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, 22, p. 497 — 537, nr 4. Oxford.
- SHEARMAN D. J., TWYMAN J., KARIMI M. Z. (1970) — The genesis and diagenesis of oolites. *Proc. Geol. Ass.*, 81, p. 561 — 575.
- SORBY H. C. (1879) — The structure and origin of limestones. *Proc. Geol. Soc. London*, 35, p. 56 — 95. London.
- SZANIAWSKI H. (1966) — Rozwój facjalny i paleogeografia cechsztynu w rejonie wyniesienia Łeby. *Acta geol. pol.*, 16, p. 229 — 247, nr 2. Warszawa.

SZULCZEWSKI M. (1975) — Klasyfikacja i znaczenie facjalne struktur glonowych z cechsztynu północno-wschodniej Polski. Arch. Inst. Geol. Warszawa.

Томаш Станислав ПІЃТКОВСКИ

РАДИАЛЬНЫЕ ООИДЫ В ЦЕХШТЕЙНОВЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ ПРИБАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Резюме

Радиальные ооиды были обнаружены в строматолитово-пизолитовом комплексе цехштейнового известняка (верхняя пермь) на севере Польши (фиг. 1, 2). Эти ооиды почти всегда имеют радиальную структуру (табл. I, фиг. 5, 6). Сопутствующие им сублиторальные строматолиты, а также пизолиты альгового происхождения, vadового или смешанного свидетельствуют о не слишком активной седиментационной среде. Залегание именно в такой среде ооидов с радиальной структурой подтверждают более ранние наблюдения многих авторов, говорящие о том, что и малоактивная среда может быть местом образования и роста оолитов.

Изучение под оптическим микроскопом и сканнинг-микроскопом показало, что оболочка ооида состоит из радиально ориентированных палисадных кристаллов кальцита. Опираясь на исследования современных ооидов (Ц. Ф. Кале, 1974; П. А. Сандберг, 1975) в Великом Соленом Озере, автор пришел к выводу, что весьма правдоподобной может быть концепция первичности минералогии и структуры изучаемых оолитов.

Tomasz Stanisław PIĄTKOWSKI

RADIAL OIDS FROM THE ZECHSTEIN LIMESTONE OF THE PERI-BALTIC SYNECLISE (NORTHERN POLAND)

Summary

Radial ooids were found in the pisolitic complex of the Zechstein Limestone (Upper Permian) of northern Poland (Figs. 1, 2). Ooids exhibit almost exclusively the radial structure (Pl. I, Figs 5, 6). Associated subtidal stromatolites as well as pisolites of algal, vadose and hybrid origin indicate a sedimentary environment of rather moderate-energy conditions. Occurrence of radial ooids in such environment supports the earlier conclusions of many authors that the low active environments can also be the place of oolitic accretion.

Studies under optical as well as scanning electron microscope indicated that the cortex of ooid is composed of radially arranged palisade calcite crystals. Considering studies of recent ooids from the Great Salt Lake, Utah, the present author came to conclusion that concept of original mineralogy and structure of studied ooids seems to be very probable.

Translated by T. M. Peryt

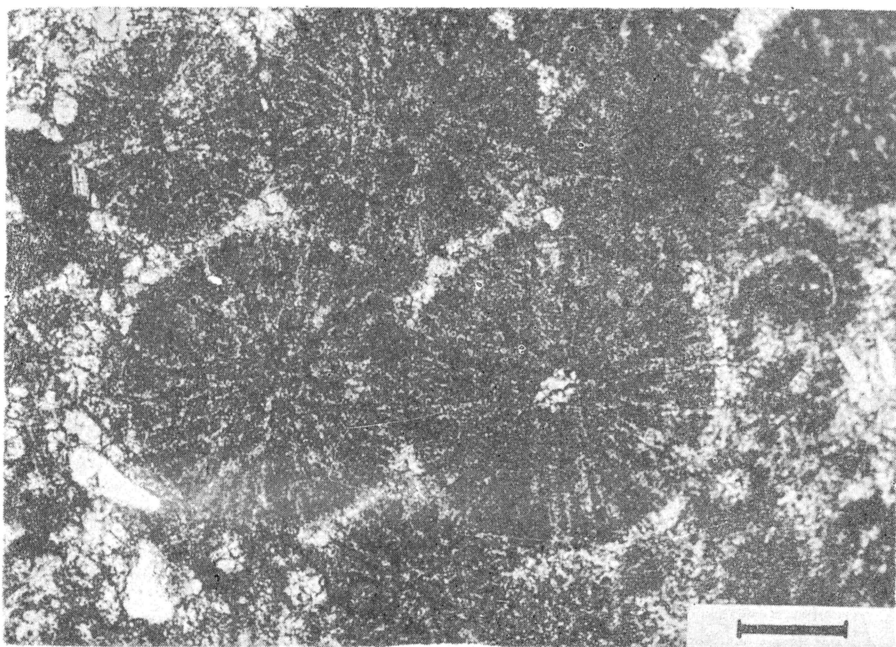


Fig. 5

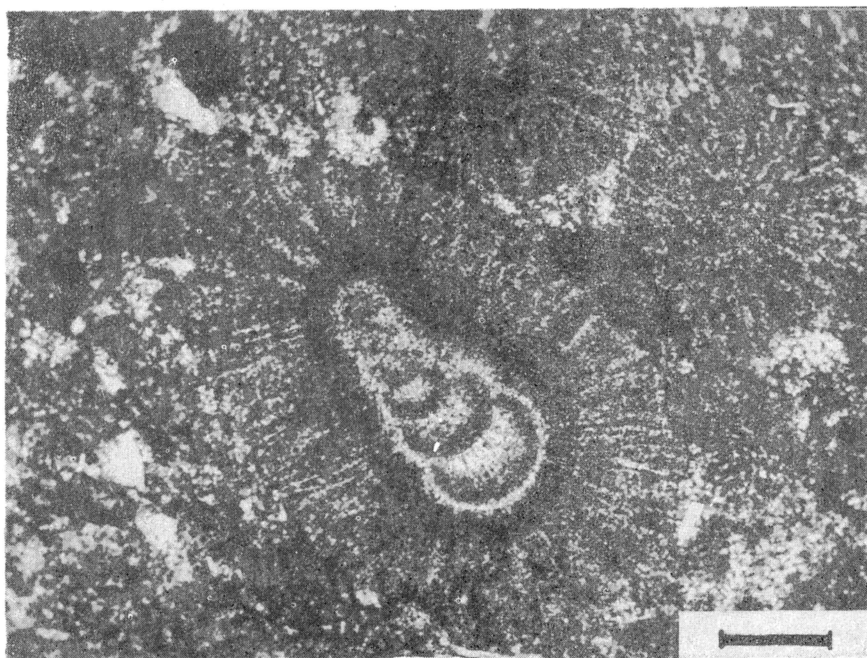


Fig. 6

Tomasz Stanisław PIĄTKOWSKI — Promieniste ooidy z wapienia cechsztyńskiego syneklizy perybaltyckiej

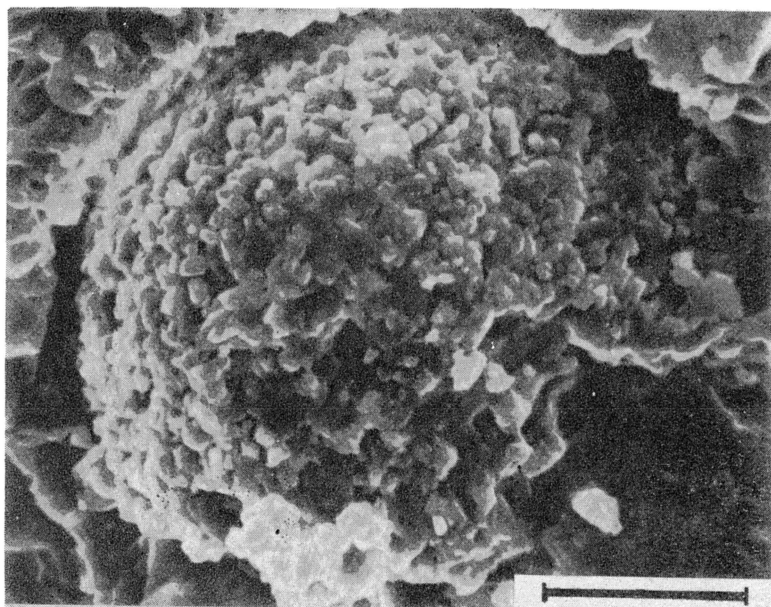


Fig. 7

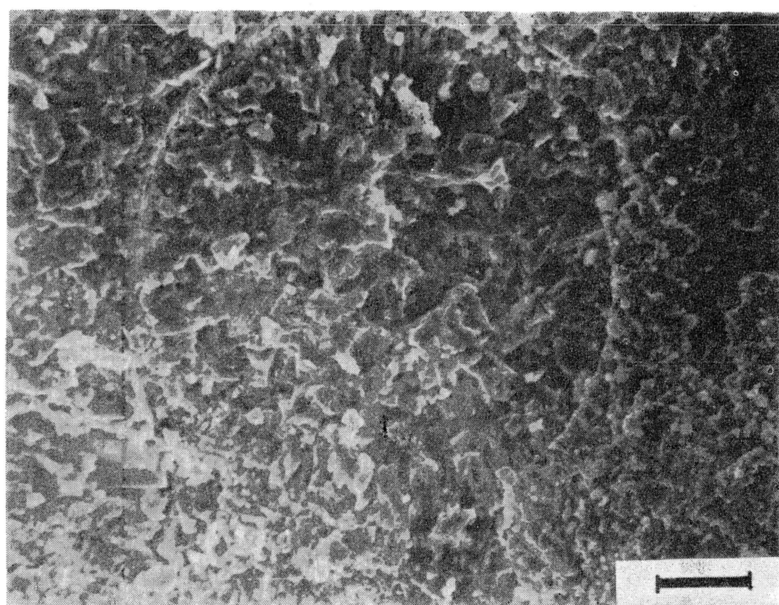


Fig. 8

Tomasz Stanisław PIĄTKOWSKI — Promieniste ooidy z wapienia cechsztyńskiego syneklizy perybałtyckiej

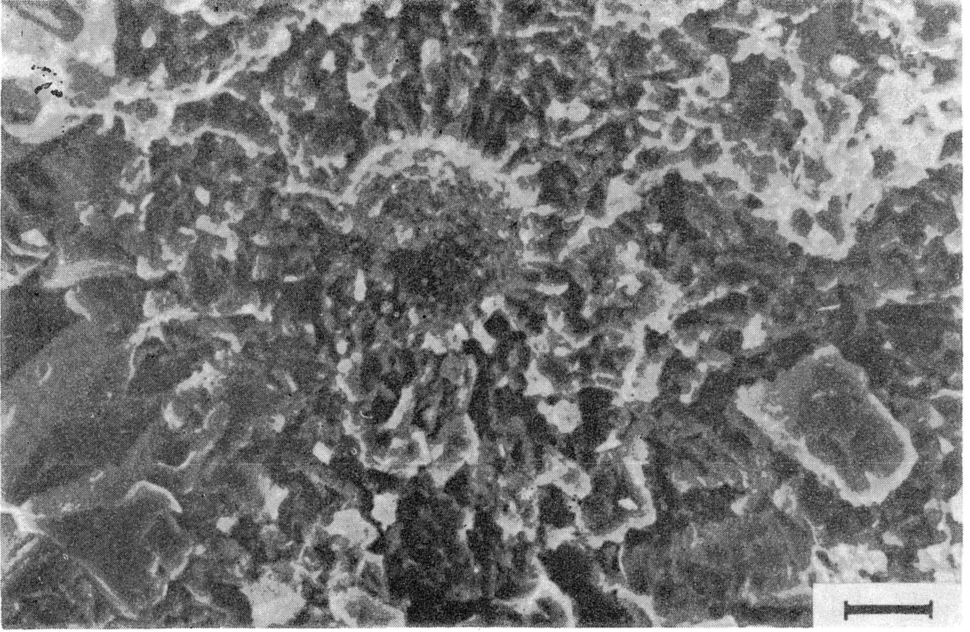


Fig. 9

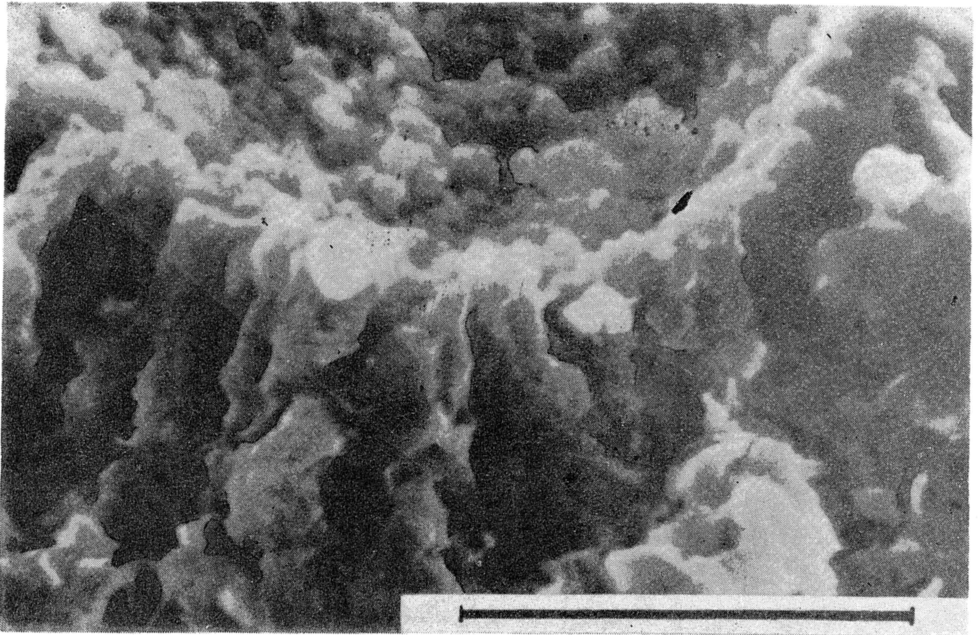


Fig. 10

Tomasz Stanisław PIĄTKOWSKI — Promieniste ooidy z wapienia cechsztyńskiego syneklizy perybałtyckiej

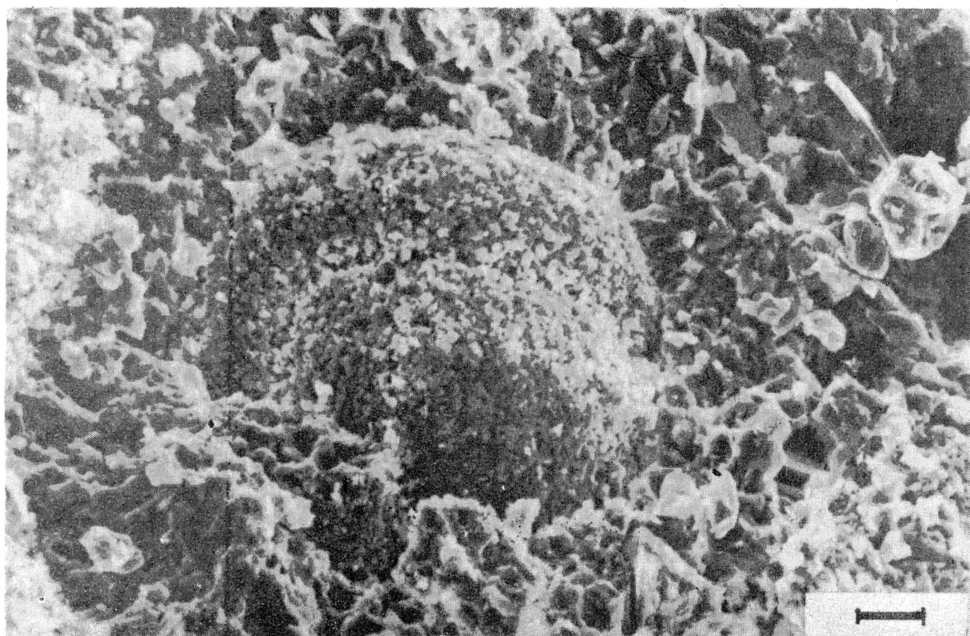


Fig. 11

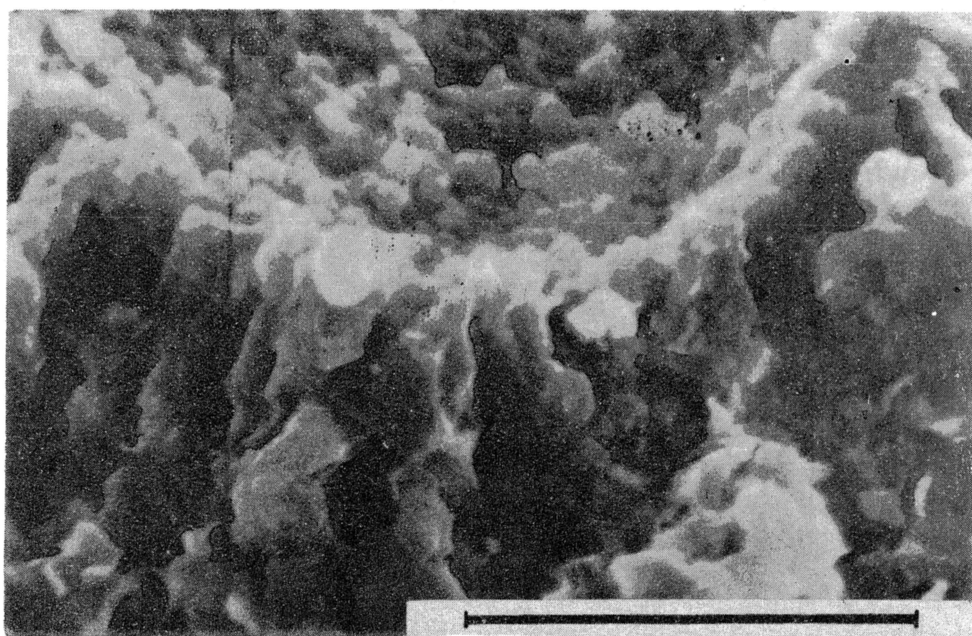


Fig. 12

Tomasz Stanisław PIĄTKOWSKI — Promieniste ooidy z wapienia cechsztyńskiego syneklizy perybaltyckiej

TABLICA I

Fig. 5. Radialne, kuliste formy ooidowe, charakteryzujące się grubym korteksem i drobnym jądrem. Przestrzeń międzyziarnowa wypełniona jest mikrosparytową mozaiką kalcytową z ziarnami kwarcu. Otwór Olsztyn IG-2, głęb. 2155,5, skala 0,1 mm
Radial spherical ooid forms characterized by thick cortex and small nucleus. Intergranular space filled by calcitic microsparitic mosaic with quartz grains. Borehole Olsztyn IG-2, depth 2155.5 m, scale 0.1 mm

Fig. 6. Ooidy o regularnym radialnym korteksie z jądrami budowanymi przez ziarna szkieletowe (otwornica jednoseryjna) oraz agregaty węglanowe. Wokół jądra widoczna otoczka mikrytowa. Otwór Olsztyn IG-2, głęb. 2155,5 m, skala 0,1 mm
Ooids of regular radial cortex with nuclei composed of skeletal grains (uniserial foraminifer) and carbonate aggregates. Micritic envelope is visible around the nucleus. Borehole Olsztyn IG-2, depth 2155.5 m, scale 0.1 mm

TABLICA II

Fig. 7. Grudkowe, mikrytowe jądro ooidu. Wielkość kryształów budujących jądro ok. 1 — 3 μm . Widoczny jest bardzo ostry kontakt między mikrytowym jądrem a korteksem ooidu. Otwór Hel IG-1, głęb. 1099,15 m, skala 10 μm

Pelletal, micritic ooid nucleus. Sizes of crystals composing the nucleus are between 1 and 3 μm . Very sharp contact between nucleus and ooid cortex is visible. Borehole Hel IG-1, depth 1099.15 m, scale 10 μm

Fig. 8. Drobnny ooid w znacznym stopniu zneomorfizowany. Struktura radialna zastąpiona została strukturą mozaikową. Relikty struktury radialnej zachowały się w strefie peryferycznej ooidu. Charakterystyczna jest regularna i równa powierzchnia ooidu. Otwór Hel IG-1, głęb. 1099,15 skala 10 μm

Small ooid, neomorphised in great part. Radial structure is replaced by mosaic structure. Relicts of radial structure are preserved in peripheral zone of ooid. Regular and smooth ooid surface is characteristic. Borehole Hel IG-1, depth 1099.15 m, scale 10 μm

TABLICA III

Fig. 9. Kulisty ooid z radialnie, palisadowo wykształconymi kryształami kalcytu. Przepuszczalnie grudkowe jądro ooidu uległo wypreparowaniu pozostawiając widoczną niszę w centrum ooidu. Otwór Hel IG-1, głęb. 1099,15 m, skala 10 μm
Spherical ooid of radially, palisade-developed calcite crystals. Presumably pelletal nucleus of ooid was prepared thus leaving noticeable niche in ooid centre behind.
Borehole Hel IG-1, depth 1099.15 m, scale 10 μm

Fig. 10. Fragment ooidu przedstawionego na fig. 9. Wycinek granicy korteksu z miejscem po jądrze. W korteksie wyraźna radialna orientacja kryształów w strefie przyjądrowej. Skala 10 μm

Detail of Fig. 9 presenting the border of cortex with the space after nucleus.
Evident radial crystal orientation in internal part of cortex. Scale 10 μm

TABLICA IV

Fig. 11. Ooid, którego jądro buduje widoczny fragment otwornicy jednoseryjnej z otoczką mikrytową. Granica między korteksem a jądrem bardzo wyraźna. Z lewej strony dobrze widoczny ostry kontakt cienkiego 20 μm korteksu ze spoiwem mikrytowym. Otwór Hel IG-1, głęb. 1099,15 m, skala 10 μm

Ooid of nucleus composed of noticeable fragment of uniserial foraminifer with micritic envelope. The border between the cortex and the nucleus is very distinct. On the left side the sharp contact of thin (20 μm) cortex with micritic matrix is well visible. Borehole Hel IG-1, depth 1099.15 m, scale 10 μm

Fig. 12. Fragment otoczki mikrytowej wykształconej wokół widocznego na fig. 10 jądra. Kontakt grubiej krystalicznego korteksu z drobnokrystalicznym jądrem. Na powierzchni jądra widoczne drobne, mikronowej wielkości pręcikowe kryształy węglanu. Skala 10 μm

Detail of micritic envelope around the nucleus presented in Fig. 10. Contact of coarser-crystalline cortex with finely crystalline nucleus. On the nucleus surface small micron-sized rodshaped carbonate crystals are visible. Scale 10 μm