



Józef WIECZOREK

Stromatolity a organizmy penetrujące w osadzie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej

W artykule przedstawiono analizę relacji zachodzących między stromatolitami a organizmami penetrującymi w osadzie, zarówno współcześnie, jak i w środowiskach kopalnych. Szczegółowiej rozpatrzono to zagadnienie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. Uzasadniono znaczenie działalności organizmów penetrujących w osadzie dla ograniczenia występowania fanerozoicznych stromatolitów do środowisk pływowych oraz niektórych struktur rafowych i powierzchni twarzych den.

Jako stromatolity rozumiane są w niniejszym artykule struktury biosedymen-tacyjne stanowiące rezultat wychwytywania, wiązania osadu, a także wytrącania węglanu wapnia w czasie wzrostu i procesów metabolicznych mikroorganizmów – głównie sinic (M.R. Walter, 1976). Jako organizmy penetrujące w osadzie określa się makroorganizmy, które w poszukiwaniu pożywienia przemieszczają się w nieskonsolidowanym lub słabo skonsolidowanym osadzie, pozostawiając zazwyczaj po sobie ślady deformujące pierwotne struktury sedimentacyjne lub też tworzą pojedyncze kanały lub systemy kanałów jako miejsca swego bytowania. Organizmy te (m. in. wieloszczety, kraby, nieregularne jeżowce) należą do wagiłnej infauny i zazwyczaj w literaturze angielskiej nazywane są *burrowers*. Należy je odróżniać od organizmów drążących (w literaturze angielskiej *boring organisms*), które drążą skonsolidowany już osad przecinając jego składniki.

Współczesne występowanie stromatolitów najczęściej ograniczone jest do stref powyżej pływów i wyższej części strefy międzypływowej, obszarów poddanych silnym stresom środowiska fizycznego, często charakteryzujących się hipersalinarnymi warunkami, eliminującymi lub ograniczającymi obecność organizmów.

W niższej części strefy międzypływowej oraz w głębszych nieco środowiskach licznie niekiedy występują algofagi (m. in. ślimaki – *ceratia*) odżywiające się matami sinicowymi, jak i organizmy penetrujące w osadzie. Z ich destrukcyjną dzia-

łałnością życiową wiąże się zazwyczaj brak lub jedynie sporadyczne występowanie stromatolitów w tych środowiskach. Wzajemne wykluczanie się zasięgów występowania mat sinicowych i organizmów penetrujących w osadzie obserwowano m. in. na płycznach bahamskich (P. Garrett, 1970), u brzegów Bermudów (C.D. Gebelein, 1969) i Cejlonu (A. Gunatilaka, 1975). U brzegów Mauretanii obserwowano natomiast intensywną destrukcję niezlifyfikowanych piaszczystych stromatolitów w wyniku działalności krabów (*Uca, Ocypode*), a także ryb (H-U. Schwarz i in., 1975). Efekty działalności krabów są znacznie mniejsze w przypadku zaczątkowej lityfikacji struktur stromatolitowych, które atakowane są wtedy przez organizmy drążące, np. małże *Venerupis* w Shark Bay (B.W. Logan i in., 1974).

Istotną rolę w destrukcji mat sinicowych mają też algofagi, a szczególnie ślimaki – ceritii. Rozdzielczość występowania mat sinicowych i ceritiów obserwowano współcześnie na płycznach bahamskich (P. Garrett, 1970), w Morzu Czerwonym, w Zatoce Perskiej (G.M. Friedman i in., 1973), a ich udział w destrukcji stromatolitów obserwowano w Shark Bay (G.R. Davies, 1970) i u brzegów Mauretanii (H.U. Schwarz i in., 1975).

Jeśli z jakiś przyczyn występowanie ceritiów oraz organizmów penetrujących w osadzie jest ograniczone, to maty sinicowe mogą rozwijać się również na znacznych nawet głębokościach. W rejonie Bermudów C.D. Gebelein (1969, 1976a) obserwował, na głębokościach ok. 50 m, maty glonowe pokrywające obszary twardego podłoża pozbawione organizmów penetrujących oraz algofagów.

Stromatolity poniżej strefy pływów występują również w Shark Bay u brzegów Australii Zachodniej (B.W. Logan i in., 1974), gdzie unikalne hipersalinarne warunki umożliwiają szybką lityfikację struktur stromatolitowych, natomiast ograniczają występowanie zarówno organizmów penetrujących w osadzie, jak i ślimaków.

Obserwacje współczesne wskazują zatem, że organizmy penetrujące w osadzie odgrywają istotną rolę w ograniczaniu występowania stromatolitów. Powodują one zwiększenie niestabilności podłoża, umożliwiając pokrycie dna przez matę glonową lub też niszczą ją mechanicznie, ułatwiając ponadto destrukcyjną działalność czynników hydrodynamicznych. Szczególną rolę w niszczeniu mat sinicowych zdają się mieć kraby, bardziej efektywnie niż wieloszczety przerabiające osad i wyrzucające na powierzchnię dużą ilość luźnego osadu przysypującego istniejące już maty.

Zależności między występowaniem stromatolitów a organizmami penetrującymi w osadzie można śledzić nie tylko w środowiskach współczesnych, ale również można o nich wnioskować na podstawie osadów kopalnych, gdyż relacje te mają długą, trwającą co najmniej 700 mln lat historię.

W historii Ziemi pierwsze pojawiły się organizmy stromatolitotwórcze i obecnie najstarsze stromatolity znane są z archaiku Australii Zachodniej sprzed ok. 3,5 mld lat (J.S.R. Dunlop i in., 1978).

Przez ponad 2 mld lat rozwój stromatolitów odbywał się bez obecności organizmów ograniczających ich występowanie we współczesnych środowiskach, a uzależniony był jedynie od ewolucji organizmów stromatolitotwórczych oraz ewolucji chemicznej i także geotektonicznej Ziemi (P. Cloud, 1976a, b; C.D. Gebelein, 1976b). Szczególny rozwój stromatolitów przypada na wczesny i środkowy proterozoik, kiedy to struktury stromatolitowe stanowią bardzo ważny i powszechnie obecny składnik płytkowodnych sekwencji węglanowych. Występują jednakże nie tylko w strefach pływów, ale również w głębszych środowiskach (P. Hoffman, 1974; S.N. Serebryakov, M.A. Semikhatov, 1974; K.A. Eriksson, 1977).

Pod koniec proterozoiku rozpoczyna się jednak bardzo wyraźny spadek liczebności stromatolitów i ograniczanie ich występowania głównie do środowisk pływowych (P. Garrett, 1970; A.M. Awramik, 1971). Kryzys ten – zaznaczający się także w końcu ordowiku – jest wyraźnie skorelowany w czasie z pojawieniem się i ekspansją *Metazoa*.

Duże znaczenie w ograniczeniu obszarów kolonizowanych przez stromatolity odegrały zapewne organizmy penetrujące w osadzie, których niewątpliwe, bardzo liczne i zróżnicowane ślady znane są od wendy (M.D. Brasier, 1979), ale coraz częstsze są doniesienia o znacznie starszych znaleziskach jednakże wątpliwych śladów sprzed 1 mld lat (H. Clemmey, 1976), czy nawet 2 mld lat (E.G. Kauffman, J.R. Steidtmann, 1976). Organizmy penetrujące w osadzie są bardzo powszechne w kambryjskich strefach pływowych, a ich liczebność jeszcze wzrasta podczas paleozoiku (C.W. Thayer, 1979) w związku z pojawieniem się nowych grup organizmów przystosowanych do aktywnej penetracji w osadach (m. in. strzykw). Można zatem sądzić, że działalność tych organizmów w znacznej mierze jest odpowiedzialna za późnoprekambryjsko-wczesopaleozoiczny kryzys w historii stromatolitów.

Ważną rolę w kryzysie stromatolitów odegrały również algofagi (P. Garrett, 1970; A.M. Awramik, 1971), gdyż od kambru notowane są antagonistyczne stosunki między stromatolitami a algofagami – trylobitami (J.C. Keeper, 1974) i chitonami (B. Runnegar i in., 1979). Spełniały one podobną rolę jak współczesne ceritia, których znaczenie dla destrukcji mat glonowych w stanie kopalnym można śledzić od jury (R. Cussey, G.M. Friedman, 1976).

Również pewne znaczenie dla ograniczenia obszarów występowania stromatolitów miała konkurencja ze strony pojawiających się pod koniec prekambry zieleńców i krasnorostów (C.L.V. Monty, 1973, 1979), które zasiedliły podczas fanozoiku przeważnie środowiska płytkowodne, głównie mniej poddane stresom środowiska obszary poniżej strefy pływów. Pogląd ten uzasadniają m. in. obserwacje separacji mat sinicowych i zielenicowych (*Enteromorpha*) z Laguna Mormona w Zatoce Kalifornijskiej (R.J. Horodyski i in., 1977).

Należy tu jednak zaznaczyć, że w przypadku uznania sinicowej genezy stromatoporoidów (J. Kaźmierczak, 1980) ten podkreślany powszechnie późnoprekambryjsko-wczesopaleozoiczny kryzys w rozwoju stromatolitów bynajmniej tak wyraźnie się nie zaznaczył.

P. Copper (1974) wyraził ponadto pogląd, że pojawienie się tzw. szkieletowych stromatolitów, które w paleozoiku opanowały głównie środowisko rafowe (R. Riding, 1979), stanowiło odpowiedź na zmiany środowiska biotycznego i abiotycznego.

Liczniesze na ogół występowanie stromatolitów (nie tylko szkieletowych) w kopalnych strukturach rafowych związane jest zapewne z szybciej zachodzącymi w tych środowiskach procesami wczesnej lityfikacji i ograniczeniem możliwości działalności organizmów penetrujących w osadzie. W środowiskach tych stromatolity znajdują korzystne dla zasiedlenia twarde podłoże, wypierane są jednak przez inne organizmy rafotwórcze (P.H. Heckel, 1974), co można śledzić na wielu strukturach raf kopalnych (np. C.W. Achauer, J.H. Johnson, 1969; P. Copper, 1974; B.R. Pratt, 1980). Stromatolity dość często pokrywają też obszary twardego dna (np. D. Bernoulli, H.C. Jenkyns, 1974; F. Massari, F. Medizza, 1973).

Dla stromatolitów istotne znaczenie miały też zmiany chemizmu hydrosfery, szczególnie pod koniec prekambry, w późnym karbonie i późnej kredzie, wpływające na możliwość kalcyfikacji sinic. Zmiany zawartości węglanu wapnia pod koniec kredy, korelowane z ekspansją wapiennego planktonu, stanowiły ważny

czynnik obniżający możliwość zachowania się w stanie kopalnym struktur stromatolitowych (C.L.V. Monty, 1979), tym niemniej w środowiskach hipersalinarnych (np. S.M. Awramik, 1978) czy rafowych (A. Pisera, 1978) stromatolity w kenoziku są jednak dość często notowane.

Na kenozoiczny kryzys w rozwoju stromatolitów miały jednak wpływ również organizmy penetrujące w osadzie, osiągające właśnie maksimum rozwoju (C.W. Thayer, 1979), związane w znacznej mierze z dopływem dużej ilości materii organicznej (ekspansja okrytonasiennych!).

*

Profile keloweju i oksfordu Wyzyny Krakowsko-Wieluńskiej dostarczają wielu danych o relacjach między stromatolitami a organizmami penetrującymi w osadzie. Stromatolity występują tu w skondensowanych stratygraficznie profilach pogranicza keloweju i oksfordu (S.Z. Różycki, 1953; M. Szulczewski, 1968; M. Gizejewska, J. Wieczorek, 1976) tworząc kępy lub też warstwy o miąższości dochodzącej do 40 cm, lecz na ogół o nieznacznej rozciągłości. Na odcinku kilkudziesięciu metrów można obserwować zmiany miąższości warstw, a nawet całkowity ich zanik. Wiek warstw czy kęp stromatolitowych ukazujących się w różnych odślonięciach jest niejednakowy, a zatem stromatolity są strukturami heterochronicznymi.

Na Wyzynie Krakowskiej, na południe od rowu krzeszowickiego (Rzeczki, Nowa Krystyna, Niedźwiedzia Góra, Rudno, Zalas, Sanka, Głuchówki, Brodła, Podłęże), stromatolity w postaci warstw (tabl. III, fig. 6) występują nad dolnokelowejskimi piaszczystymi wapieniami krynoidowymi (tabl. I, fig. 3), niekiedy wykazującymi wyraźne zbulenie, co związane jest z obecnością systemu kanałów typu *Thalassinoides* (przez F.T. Fürsicha w 1974 r. określone jako *Spongeliomorpha*) spowodowanych działalnością krabów (R.G. Bromley, R.W. Frey, 1974). Kanały te wypełnione są nieco odmiennym osadem (większa zawartość kwarcu niekiedy w powłokach żelazistych w dolnych częściach kanałów, wypełnienie czerwonymi wapieniami w górnej części, na ogół zabarwienie wypełnień na czerwony kolor związkami żelaza). Kanały te charakterystyczne są dla płytkowodnej ichnofacji *Cruziana* wyróżnionej przez A. Seilachera (1967).

W sąpą stromatolitów występuje w wielu miejscach (m. in. Nowa Krystyna, Rudno) cienka, do 20–30 cm miąższości, warstwa bulasta tworzona przez otoczki wapieni krynoidowych tkwiące w marglistym spoiwie. Te otoczki stanowią wyerodowane fragmenty przerobionych przez kraby, ale już nieco zlityfikowanych wapieni krynoidowych. Nagromadzona tu obficie fauna zawiera liczne struktury geopetalne, niekiedy „odwrócone” (J. Wieczorek, 1979) świadczące o wczesnej lityfikacji. W innych miejscach (np. kamieniołom Zalas) stromatolity pokrywają bezpośrednio powierzchnię twardego dna, częściowo erozyjnego pochodzenia, o czym świadczą ścięte do połowy muszle *Macrocephalites*. W Sance cienka (do 4 cm miąższości) warstewka stromatolitowa występuje na powierzchni późnopaleozoicznych porfirów, miejscami nie pokrytych przez wcześniejsze osady keloweju.

Na północ od rowu krzeszowickiego warstwy stromatolitowe występują tylko w kilku profilach (Szklary, Dubie), częściej natomiast rozwinięte są kępy stromatolitowe pokrywające cienką (ok. 20–30 cm miąższości) warstwę wapieni z oolitami getytowymi, w której można rozpoznać systemy kanałów typu *Thalassinoides*, wypełnionych osadem podobnym jak skały goszczące, lecz zazwyczaj bogatszym w ooidy i odmiennie zabarwionym.

Interstycja i „kieszenie” warstw stromatolitowych wypełnione są czerwonymi wapieniami, które również zastępują je lateralnie, a także występują ponad war-

stwami stromatolitowymi. W wapieniach tych liczne są struktury bioturbacyjne, a także ślady *Chondrites* (tabl. II, fig. 4 i 5).

Stromatolity pogranicza keloweju i oksfordu uważane były za skrajnie płytkowodne i odnoszone do strefy pływów (M. Szulczewski, 1968), wykazują jednak cechy podawane (P.E. Playford i in., 1976) dla stromatolitów głębszych środowisk:

- 1 – występują w silnie skondensowanych stratygraficznie sekwencjach;
- 2 – towarzyszy im fauna nektoniczna (belemnity, amonity, ryby) i planktoniczna (stomiosferidy, kokkolity – tabl. III, fig. 7), natomiast fauna bentoniczna poza krzemionkowymi gąbkami jest znacznie rzadsza i reprezentowana przez brachiopody i ślimaki (*Pleurotomaria*, *Trochus*);
- 3 – towarzyszą im czerwone wapienie z kongrecjami Fe-Mn;
- 4 – lateralnie przechodzą w osady głębszego środowiska (ichnofacja *Zoophycos*) pozbawione stratygraficznej kondensacji;
- 5 – osady wyżej- i niżejleżące nie wykazują cech charakterystycznych dla środowisk pływowych czy skrajnie płytkowodnych, ani też śladów wynurzeń.

Stromatolity te tworzyły się zapewne na wyniesieniach podmorskich, poniżej normalnej podstawy falowania, a ich rozwojowi sprzyjało nieznaczne tempo sedymentacji, obecność twardego podłoża, obecność jedynie mało efektywnie przerabiających osad organizmów penetrujących, które tylko lokalnie mogły modyfikować rozprzestrzenienie mat nie eliminując ich całkowicie (J. Wieczorek, 1980).

W rejonie między Olkuszem a Zawierciem późnokelowejskie osady ze stromatolitami zastępowane są przez kilkumetrowej miąższości osady margliste z glaukonitem nie wykazujące cech stratygraficznej kondensacji. Obecne są tu liczne ślady organizmów penetrujących w osadzie. Szczególnie charakterystyczne są ślady *Zoophycos* (tabl. IV, fig. 10), a występują też *Chondrites* i liczne bioturbacje. Osady te tworzyły się w głębszym basenie (fig. 1) a niestabilność podłoża, zwiększona działalnością organizmów penetrujących w osadzie, stanowiła zapewne ważny czynnik uniemożliwiający tu rozwój stromatolitów. W podobnej facji w rejonie Rudna stwierdzono cienką (1 cm) warstewkę stromatolitową.

Warstwy stromatolitowe charakterystyczne są natomiast dla skondensowanych stratygraficznie warstw pogranicza keloweju i oksfordu między Zawierciem a Wieluniem (S.Z. Różycki, 1953; M. Szulczewski 1968; J. Kopik, 1979 oraz obserwacje autora), gdzie na ogół występują ponad piaszczystymi, nieco zbulonými wapieniami (tabl. IV, fig. 8) zawierającymi liczne struktury typu *Thalassinoides*. Struktury te zachowane są niekiedy w postaci kongrecji rozwiniętych wokół kanałów (tabl. IV, fig. 9). Podobny stan zachowań kanałów krabów stwierdzono zarówno w środowiskach kopalnych (J. Kaźmierczak, 1974), jak i współczesnych (B.J. Brown, G.E. Farrow, 1978). Warstwy stromatolitowe podściela tu cienka (ok. 20 cm) warstwa bulasta (por. M. Szulczewski, 1968; J. Kopik 1979) zawierająca m. in. wyerodowane, redeponowane kongrecje, natomiast ponad stromatolitami występuje kilkumilimetrowej miąższości warstewka zielonawego iłu, świadcząca o ekstremalnej kondensacji stratygraficznej (J. Kopik, 1979).

Między Częstochową a Wieluniem warstwy stromatolitowe wykazują wyraźny diachronizm (S.Z. Różycki, 1953; J. Kopik, 1979), który tłumaczony był przez M. Szulczewskiego (1968) jako efekt stopniowego spłycenia się zbiornika przez wypełnianie się osadami. Prawie synchronicznie (J. Kopik, 1979) pojawiająca się niemal na całym tym obszarze cienka warstwa bulasta świadczy przeciwko takiej interpretacji.

Również i te stromatolity występujące w północnej części Jury Polskiej mają szereg cech charakterystycznych dla środowisk głębszych (silna kondensacja, obecność licznej fauny nektonicznej i planktonicznej, brak oznak wynurzenia

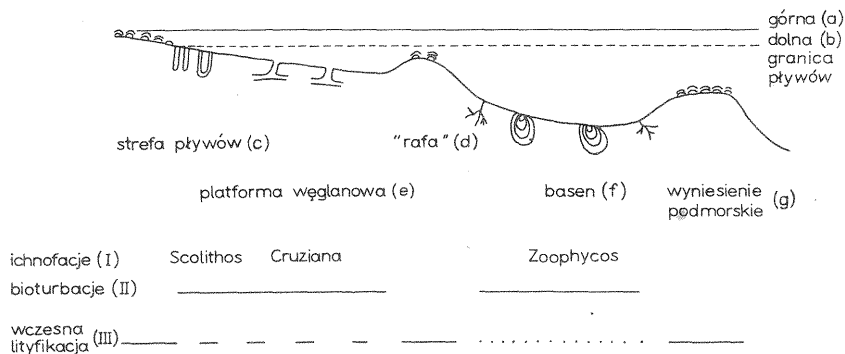


Fig. 2. Relacje między rozmieszczeniem stromatolitów a działalnością organizmów penetrujących w osadzie z procesami wczesnej lityfikacji podczas fanerozoiku

Relations between distribution of stromatolites and activity of burrowing organisms and processes responsible for early lithification in the Phanerozoic

a – upper tide level; b – lower tide level; c – tide zone; d – “reef”; e – carbonate platform; f – basin; g – subaqueous elevation; I – ichnofacies; II – bioturbations; III – early lithification

utwory w górach Jura (P. Bernier, Ch. Gaillard, 1980) czy południowych Niemczech (M.P. Gwinner, 1971; B. Ziegler, 1977) można nazywać wapieniami stromatolitowo-gąbkowymi. Reprezentują one osady głębszego szelfu (brak wskaźników płytkowodnego środowiska – por. S. Dżułyński, 1952) i przechodzą lateralnie w wapień płytowe pozbawione stromatolitów, a zawierające liczne struktury pozostawione przez organizmy penetrujące w osadzie (m. in. *Gyrochorte*). Brak również stromatolitów (z wyjątkiem onkoidów) w płytkowodnych osadach węglanowych pogranicza oksfordu i kimerydu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. J. Kutek, 1969) charakteryzujących się bardzo licznymi strukturami bioturbacyjnymi i obecnością w wielu profilach kanałów typu *Thalassinoides*, a także bardzo liczną fauną.

*

Obserwacje współczesne a także analiza danych z osadów kopalnych prowadzą do wniosku, że organizmy penetrujące w osadzie stanowiły w przeszłości geologicznej ważny czynnik ograniczający występowanie stromatolitów. Liczne pojawienie się tych organizmów w późnym prekambrze i dalszy wzrost liczebności i aktywności podczas fanerozoiku skorelowany jest w czasie z kryzysami w rozwoju stromatolitów. Nie umniejszając znaczenia innych czynników (działalność algofagów, konkurencja ze strony zielenic i krasnorostów, zmiany chemizmu hydrosfery) można sądzić, że działalność tych organizmów odegrała w historii stromatolitów ważną rolę, przyczyniając się w znacznym stopniu do ograniczenia ich głównego występowania do stref płykowych oraz niektórych struktur rafowych i powierzchni twardych den (fig. 2).

PISMIENICTWO

- ACHAUER C.W., JOHNSON J.H. (1969) – Algal stromatolites in the James Reef Complex (Lower Cretaceous), Fairway, Texas. *J. Sed. Petrol.*, **39**, p. 1466–1472, nr 4.
- AWRAMIK A.M. (1971) – Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance. *Science*, **174**, p. 825–827.
- AWRAMIK S.M. (1978) – Stromatolites with coccoid and filamentous bluegreen algae of Messinian age from Site 374-Ionian Abyssal Plain. In: *Rep. Deep Sea Drilling Project*, **42**, part 1, p. 665–668.
- BERNIER P., GAILLARD Ch. (1980) – Bioconstructions du Jura méridional. *Géobios. Mém. Spéc.*, **4**, p. 55–75.
- BERNOULLI D., JENKYNS H.C. (1974) – Alpine, Mediterranean and North Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: R.H. Dott and R. Shaver (eds.) – *Geosynclinal sedimentation, Modern and Ancient, a Symposium. S.E.P.M. Spec. Publ.*, p. 129–160.
- BROMLEY R.G., FREY R.W. (1974) – Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongiomorpha*. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **23**, p. 311–335.
- BRASIER M.D. (1979) – The Cambrian radiation event. In: House M.R. (ed.) – *The origin of Major Invertebrate Groups. Systematics Association Special Volume*, nr. 12, p. 103–159. Academic Press, London–New York.
- BROWN B.J., FARROW G.E. (1978) – Recent dolomitic concretions of crustacean burrow origin from Loch Sunart, west coast of Scotland. *J. Sed. Petrol.*, **48**, p. 825–834, nr 3.
- CLEMMY H. (1976) – World's oldest animal traces. *Nature*, **261**, p. 576–578.
- CLOUD P. (1976a) – Major features of crustal evolution. *The Geological Soc. South Africa*, **79**, p. 1–33.
- CLOUD P. (1976b) – Beginnings of biospheric evolution and their biogeochemical consequences. *Paleobiology*, **2**, p. 351–387, nr 4.
- COPPER P. (1974) – Structure and development of Early Paleozoic reefs. *Proc. Second Intern. Coral Reef Symposium I. Great Barrier Reef Committee, Brisbane, October 1974*, p. 365–386.
- CUSSEY R., FRIEDMAN G.M. (1976) – Antipathetic relations among algal structures, burrowers, and grazers in Dogger (Jurassic) carbonate rocks, southeast of Paris, France. *AAPG Bull.*, **60**, p. 612–616, nr 4.
- DAVIES G.R. (1970) – Algal-laminated sediments, Gladstone embayment, Shark Bay, Western Australia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **13**, p. 169–205.
- DUNLOP J.S.R., MUIR M.D., MILNE V.A., GROVES D.I. (1978) – A new microfossil assemblage from the Archean of Western Australia. *Nature*, **274**, p. 676–678.
- DŻUŁYŃSKI S. (1952) – Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **21**, p. 125–180, nr 2.
- ERIKSSON K.A. (1977) – Tidal flat and subtidal sedimentation in the 2250 m. y. Malmani Dolomite, Transvaal, South Africa. *Sediment. Geol.*, **18**, p. 223–244.
- FRIEDMAN G.M., AMIEL A.J., BRAUN M., MILLER D.S. (1973) – Generation of carbonate particles and laminites in algal mats-example from seamarginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea. *AAPG Bull.*, **57**, p. 541–557, nr 3.
- FÜRSICH F.T. (1974) – Corallian (Upper Jurassic) trace fossils from England and Normandy. *Stuttgarter Beitr. Naturk., ser. B*, nr 13, p. 1–52.
- GARRETT P. (1970) – Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals. *Science*, **169**, p. 171–173.
- GEBELEIN C.D. (1969) – Distribution, morphology, and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. *J. Sed. Petrol.*, **39**, p. 49–69, nr 1.
- GEBELEIN C.D. (1976a) – Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, the Bahamas

- and Bermuda). In: Walter M.R. (ed.) – *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, **20**, p. 381–388.
- GEBELEIN C.D. (1976b) – The effects of the physical, chemical and biological evolution of the Earth. In: Walter M.R. (ed.) – *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, **20**, p. 499–515.
- GIŻEJEWSKA M., WIECZOREK J. (1976) – Remarks on the Callovian and Lower Oxfordian of the Zalas area (Cracow Upland, Southern Poland). *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Terre*, **24**, p. 167–175, nr 3/4.
- GUNATILAKA A. (1975) – Some aspects of the biology and sedimentology of laminated algal mats from Mannar Lagoon, northwest Ceylon. *Sediment. Geol.*, **14**, p. 275–300.
- GWINNER M.P. (1971) – Carbonate rocks of the Upper Jurassic in SW – Germany. *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. VIII Int. Sediment. Congress, 1971*, p. 193–207.
- HECKEL P.H. (1974) – Carbonate buildups in the geologic record: a review. In: *Reef in Time and Space* (Laporte L.F. ed.) Soc. Pub. SEPM, **13**, p. 90–154.
- HOFFMAN P. (1974) – Shallow and deepwater stromatolites in Lower Proterozoic platform-to-basin facies change, Great Slave Lake, Canada. *AAPG Bull.*, **58**, p. 856–867, nr 5.
- HORODYSKI R.J., BLOESER B., VONDER HAAR S. (1977) – Laminated algal mats from a coastal lagoon, Laguna Mormona, Baja California, Mexico. *J. Sed. Petrol.*, **45**, p. 894–906.
- KAUFFMAN E.G., STEIDTMANN J.R. (1976) – Are these oldest metazoan trace fossils? Abstracts with Programs, **8**, nr. 6. *Ann. Mtng. Geol. Soc. America, Denver, Colo.*, p. 947–948.
- KAŹMIERCZAK J. (1974) – Crustacean associated hiatus concretions and eogenetic cementation in the Upper Jurassic of central Poland. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **147**, p. 329–342, nr 3.
- KAŹMIERCZAK J. (1980) – Stromatoporoid stromatolites: new insight into evolution of cyanobacteria. *Acta Palaeont. Pol.*, **25**, p. 243–251, nr 2.
- KEEPER J.C. (1974) – Anthipathetic relations between Cambrian trilobites and stromatolites. *AAPG Bull.*, **58**, p. 141–143.
- KOPIK J. (1979) – Callovian of the Częstochowa Jura (South-Western Poland). *Pr. Inst. Geol.*, **93**.
- KUTEK J. (1969) – Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część II – Paleogeografia. *Acta Geol. Pol.*, **19**, p. 221–321, nr 2.
- LOGAN B.W., HOFFMAN P., GEBELEIN C.D. (1974) – Algal mats, cryptalgal fabrics, and structures, Hamelin Pool, Western Australia. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **22**, p. 140–194.
- MASSARI F., MEDIZZA F. (1973) – Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano-Maastrichtiano nelle Alpi Meridionali. *Cons. Naz. Delle Ricerche. Padova*.
- MONTY C.L.V. (1973) – Precambrian background and Phanerozoic history of stromatolitic communities, an overview. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, **96**, p. 585–624.
- MONTY C.L.V. (1979) – Scientific reports of the Belgian expedition on the Australian Great Barrier Reefs, 1967. *Sedimentology: 2 Monospecific stromatolites from the Great Barrier Reef Tract and their paleontological significance. Ann. Soc. Geol. Belg.*, **101**, p. 163–171.
- PISERA A. (1978) – Rafowe utwory miocenu z Roztocza zachodniego. *Prz. Geol.*, **26**, p. 159–163, nr 3.
- PLAYFORD P.E., COCKBAIN A.E., DRUCE E.C., WRAY J.L. (1976) – Devonian stromatolites from the Canning Basin, Western Australia. In: *Stromatolites* (ed. M.R. Walter) *Developments in Sedimentology*, **20**, p. 543–564.
- PRATT B.R. (1980) – Algal-metazoan bioherms of Lower Ordovician Age – St. George Group, Western Newfoundland. *AAPG Bull.*, **64**, p. 767–768, nr 5.
- RIDING R. (1979) – Devonian calcareous algae. *Spec. Pap. Paleont.*, **23**, p. 141–144.
- RÓŻYCKI S.Z. (1953) – Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Pr. Inst. Geol.*, **17**.

- RUNNEGAR B., POJETA J., TAYLOR M.E., COLLINS D. (1979) — New species of the Cambrian and Ordovician chitons *Mathevia* and *Chelodes* from Wisconsin and Queensland: evidence for the early history of polyplacophoran mollusca. *J. Paleont.*, **53**, p. 1374–1394.
- SCHWARZ H.-U. EINSELE G., HERM D. (1975) — Quartz-sandy, grazing-contoured stromatolites from coastal embayments of Mauritania, West Africa. *Sedimentology*, **22**, p. 539–561.
- SEILACHER A. (1967) — Bathymetry of trace fossils. *Marine Geol.*, **5**, p. 413–428.
- SEREBRYAKOV S.N., SEMIKHATOV M.A. (1974) — Riphean and Recent stromatolites: a comparison. *Am. J. Sci.*, **274**, p. 556–574.
- SZULCZEWSKI M. (1968) — Stromatolity jurajskie w Polsce. *Acta Geol. Pol.*, **18**, p. 1–82, nr 1.
- THAYER C.W. (1979) — Biological bulldozers and the evolution of marine benthic communities. *Science*, **203**, p. 458–461.
- WALTER M.R. (1976) — Stromatolites. *Developments in Sedimentology*, **20**. Elsevier Amsterdam, Oxford — New York.
- WIECZOREK J. (1979) — Geopetal structures as indicators of top and bottom. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **49**, p. 215–221, nr 3/4.
- WIECZOREK J. (1980) — Relations between stromatolites and burrowing organisms. *AAPG Bull.*, **64**, p. 803.
- ZIEGLER B. (1977) — The “White” (Upper) Jurassic in Southern Germany. *Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B*, nr 26.

Юзеф ВЕЧОРЕК

СТРОМАТОЛИТЫ И ИЛОЕДЫ НА ПРИМЕРЕ ПОРОД ЮРЫ НА КРАКОВСКО-ВЕЛЮНЬСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Резюме

Современные наблюдения и анализ ископаемых пород позволяют сделать вывод, что илоеды не уменьшая значения других факторов как например деятельность альгофагов, наличие зелёных водорослей и багрянок, изменение химизма гидросферы — являются и являлись в геологическом прошлом важным фактором, ограничивающим появление строматолитов только приливно-отливной зоной и некоторыми рифовыми постройками и поверхностью твёрдого дна.

По породам юры на Краковско-Велюньской возвышенности можно получить данные о соотношении в породе строматолитов и илоедов. Строматолиты наблюдаются здесь (район Кжешовиц и Заляса, район между Заверцем и Велюнем) в стратиграфически сконденсированных породах на пограничьи келловей и оксфорда, обычно над песчаными криноидными известняками, с разветвлённой системой нор *Thalassinoides*. Межстобликовые пространства и „карманы” в строматолитовых пластах в районе Кжешовиц и Заляса заполнены красными известняками (биомикриты), которые замешают их латерально, а также залегают над строматолитовыми пластами. В этих известняках отмечается множество биотурбационных структур и следов *Chondrites*.

В районе между Олькушем и Заверцем позднекембрийские породы со строматолитами замещаются толщей мергелистых пород мощностью несколько метров, не проявляющей признаков стратиграфической конденсации, без строматолитов но со множеством следов *Zoophycos* и *Chondrites*.

Строматолиты Краковско-Велюньской возвышенности образовались на подводных поднятиях дна в сублиторальной среде (нектонные и планктонные организмы, ниже и вышележащие породы не характерные для приливно-отливной зоны или признаков поднятия над уровнем моря), а их формированию способствовала медленная седиментация, твёрдое основание и отсутствие илоедов.

Иногда строматолиты встречаются также в сублиторальных мергелистых породах нижнего оксфорда, образуя купола на губках и раковинах аммонитов. Они являются также важным породообразующим компонентом биогермных скалистых (массивных) известняков среднего и верхнего оксфорда, которые можно назвать строматолитово-губковыми известняками. Они латерально переходят в плитчатые известняки без строматолитов, но с множеством структур, оставленных илоедами.

Józef WIECZOREK

STROMATOLITES VERSUS BURROWING ORGANISMS AT THE EXAMPLE OF JURASSIC DEPOSITS OF THE CRACOW – WIELUŃ UPLAND

Summary

The studies on modern sediments and analysis of data concerning the ancient ones suggest that – not trying to belittle the role of activity of algophages, competition of green- and red-algae and changes in chemistry of hydrosphere – the burrowing organisms may be treated as important agents delimiting distribution of stromatolites to tidal zones, some reef structures and hardground surfaces in the past as well as in the present.

Jurassic deposits of the Cracow – Wieluń Upland supply valuable information on the relations between stromatolites and burrowing organisms. Stromatolites are here present in stratigraphically condensed Callovian – Oxfordian passage beds (areas of Krzeszowice and Zalas and between Zawiercie and Wieluń), usually above sandy crinoidal limestones with numerous systems of *Thalassinoides* channels. Interstices and "pockets" in stromatolite layers are infilled with red limestones (biomicrites) which also laterally replace the stromatolites or overlay them (Krzeszowice and Zalas area). The limestones also display very numerous bioturbations and *Chondrites* traces.

In the area between Olkusz and Zawiercie, Upper Callovian deposits with stromatolites are replaced by marly deposits a few meters thick and without any traces of stratigraphic condensation. Traces of *Zoophycos* and *Chondrites* are fairly common there also.

In the Cracow – Wieluń Upland, stromatolites were originating in subaqueous shoals, under sublittoral conditions (evidenced by the presence of nektonic and planktonic fossils and the lack of any traces typical of both tidal environment and emergence in under- and overlying deposits) and their development was facilitated by low rate of sedimentation, the presence of hardground and the lack of burrowing effectively burrowing organisms.

Stromatolites are sporadically present in sublittoral marly deposits of the Lower Oxfordian, where they form domes on sponges and ammonite shells. They also represent an important rock-forming component of bioherm massive (Felsenkalk) limestones of the Middle and Upper Oxfordian, which may be termed as stromatolitic-spongy ones. The limestones laterally pass into the platy ones, which do not yield stromatolites but display numerous structures formed by burrowing organisms.

TABLICA I

Fig. 3. Kamieniołom Zalas: 1 – słabo scementowane piaski z płytkowodną fauną – dolny kelowej; 2 – piaszczyste wapienie krynowide z systemami kanałów typu *Thalassinoides* – dolny kelowej; 3 – powierzchnia twardego dna; 4 – warstwa stromatolitowa (ok. 20 cm miąższości) – górny kelowej; 5 – czerwone margle i wapienie ze strukturami *Chondrites* (tabl. II, fig. 5); 6 – margle gąbkowe – dolny oksford

The Zalas quarry: 1 – weakly cemented sands with shallow-water fauna – Lower Callovian; 2 – sandy crinoidal limestones with burrow systems of the *Thalassinoides* type – Lower Callovian; 3 – hardground; 4 – stromatolite layer (about 20 cm in thickness) – Upper Callovian; 5 – red marls and limestones with *Chondrites* structures (Table II, fig. 5); 6 – spongy marls – Lower Oxfordian



Fig. 3

Józef WIECZOREK – Stromatolity a organizmy penetrujące w osadzie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej

TABLICA II

Fig. 4. Fragment warstwy stromatolitowej, nieco zmniejszony. Kieszeń wypełniona czerwonym wapieniem (biomicryt) z licznymi bioturbacjami. Widoczne też otoczki dolnokelowejskich wapieni krynoidowych w otoczkach żelazisto-manganowych. Zalas

Fragment of stromatolite layer; somewhat reduced. Note a pocket infilled with strongly bioturbated red limestone (biomicrite) and pebbles of Lower Callovian crinoidal limestones with ferruginous-manganese coatings. Zalas

Fig. 5. Struktury typu *Chondrites* w czerwonych wapieniach; nieco zmniejszone. Zalas

Structures of the *Chondrites* type in red limestones; somewhat reduced. Zalas

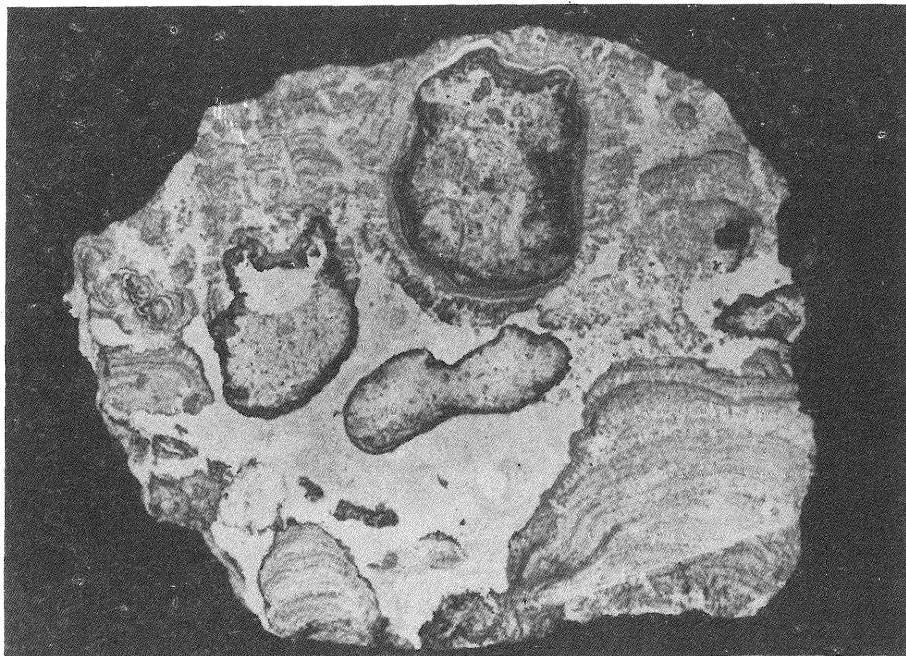


Fig. 4

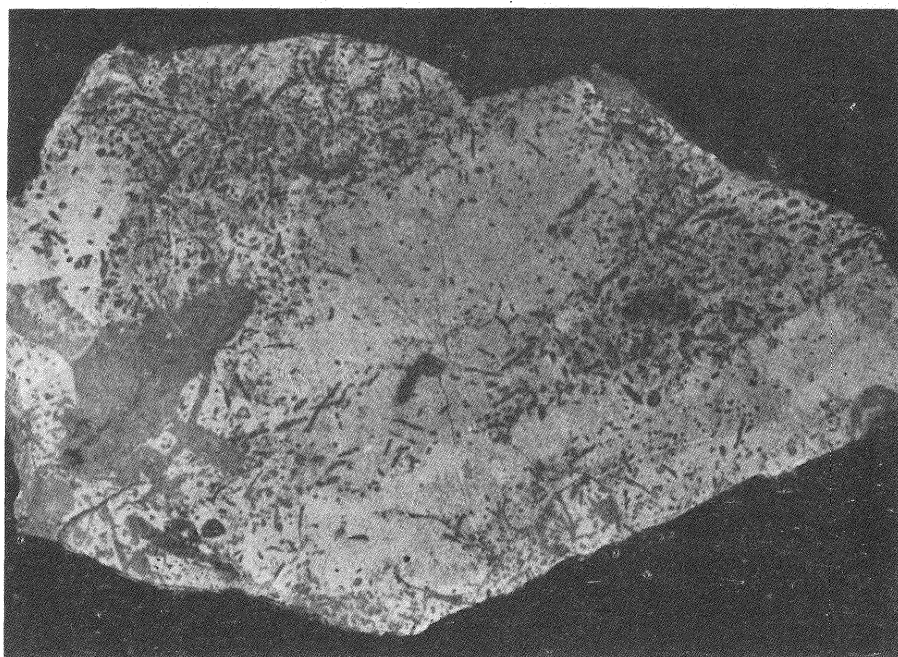


Fig. 5

Józef WIECZOREK – Stromatolity a organizmy penetrujące w osadzie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej

TABLICA III

Fig. 6. Kokkolity z margli występujących bezpośrednio nad stromatolitami, Zalas. Zdjęcie skannin-
gowe wykonane w Pracowni Mikroskopu Elektronowego w Instytucie Zoologii UJ, pow. ok. 6000 ×
Coccoliths from marls directly overlaying stromatolites, Zalas. SEM micrograph taken in the Elektron
Microscopy Laboratory, Institute of Zoology, Jagiellonian University; × c. 6,000

Fig. 7. Fragment warstwy stromatolitowej, nieco zmniejszony. Zalas
Fragment of stromatolite layer, somewhat reduced. Zalas

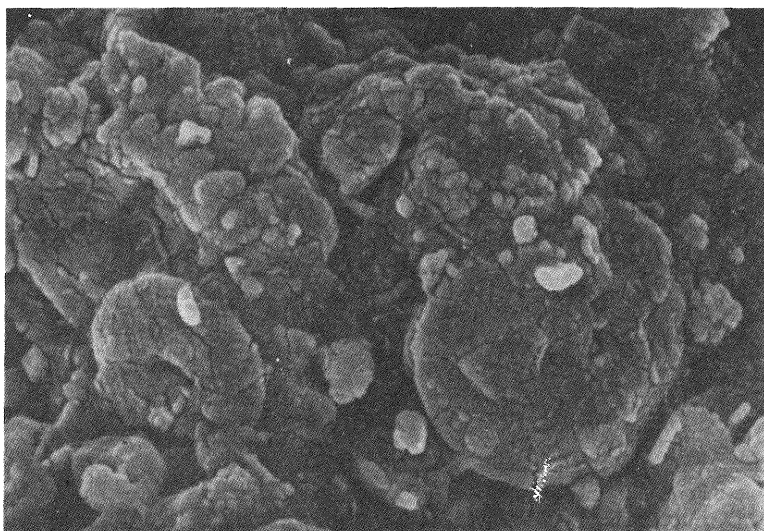


Fig. 6

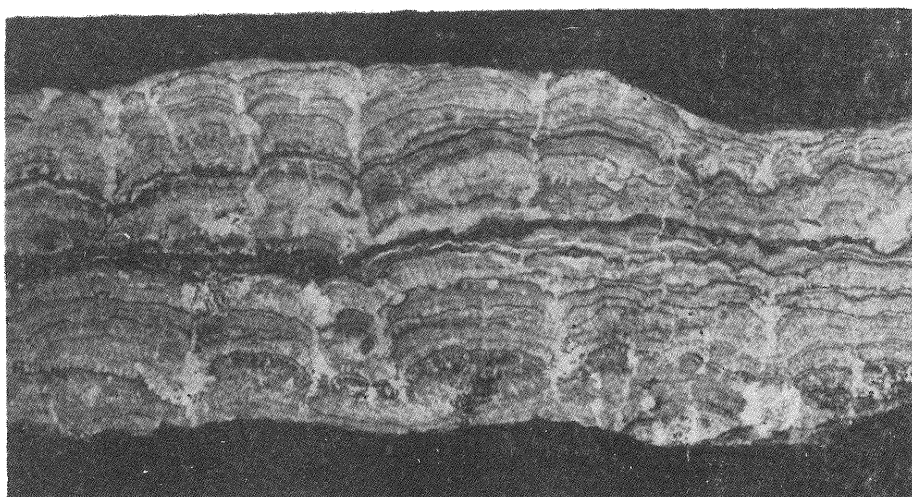


Fig. 7

Józef WIECZOREK — Stromatolity a organizmy penetrujące w osadzie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej

TABLICA IV

Fig. 8. Warstwa stromatolitowa (s) przykrywająca warstwę bulastą (b). Niżej zbulone wapienie piaszczyste z licznymi systemami kanałów typu *Thalassinoides*, dolny kelowej. Kłobuck

Stromatolite layer (s) covering the nodular layer (b); note nodular sandy limestones with numerous burrow systems of the *Thalassinoides* type – Lower Callovian. Kłobuck

Fig. 9. Fragment kongrecji rozwiniętej wokół kanału typu *Thalassinoides*, nieco zmniejszony, środkowy kelowej. Wieluń

Fragment of nodule developed around a burrow of the *Thalassinoides* type – Middle Callovian, somewhat reduced. Wieluń

Fig. 10. Fragment śladu *Zoophycos*, górny kelowej. Stare Gliny koło Kluczy; zmniejsz. ok. 1,5 ×

Fragment of *Zoophycos* trace – Upper Callovian. Stare Gliny near Klucze, reduced c. 1.5

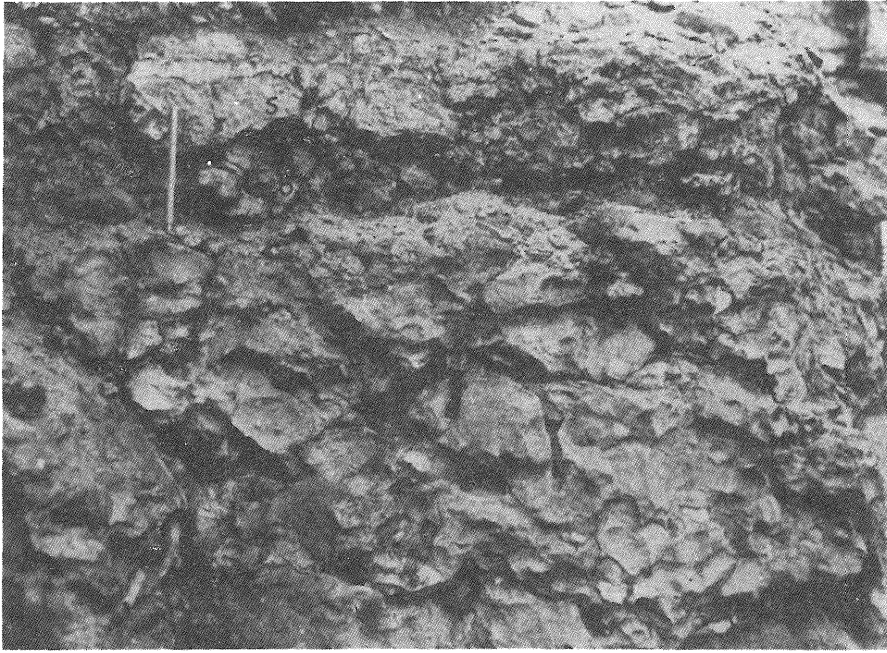


Fig. 8

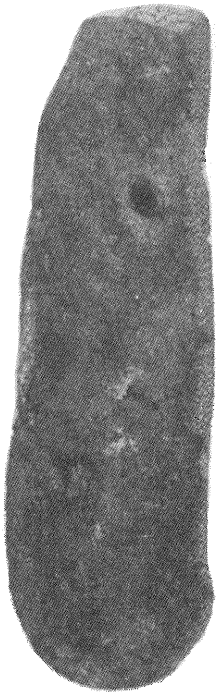


Fig. 9

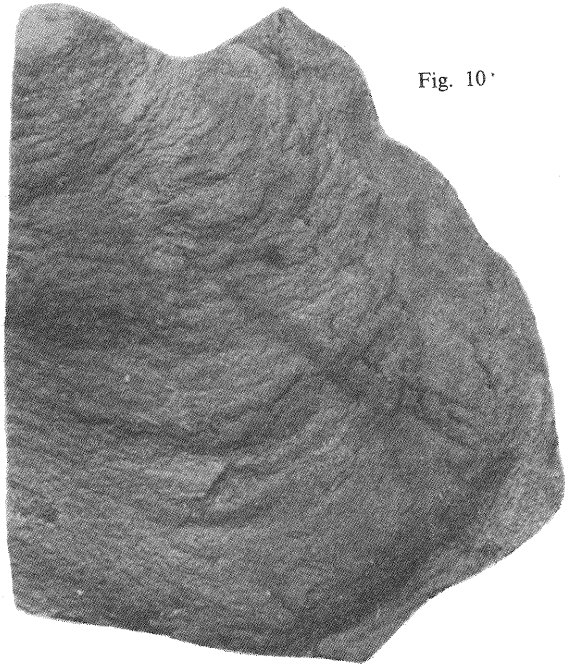


Fig. 10

Józef WIECZOREK – Stromatolity a organizmy penetrujące w osadzie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej