



UKD 552.58:550.72/73:561.231/232(26.02):551.763.13:532.541:551.351.(438 – 12 Tatry)

Projekt 157

Krzysztof P. KRAJEWSKI

Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierchowego Tatr

Przedstawiono cechy sedimentacyjne, geomikrobiologiczne i diagenetyczne pelagicznych stromatolitów z wapieni albu wierchowego Tatr. Stromatolity te zajmują pośrednie miejsce między stromatolitami strefy litoralnej a stromatolitami oceanicznymi. Tworzyły się w środowisku otwartego szelfu w warunkach powolnej sedimentacji pelagicznej.

WSTĘP

W wapieniach albu wierchowego Tatr występują stromatolity, uważane dotychczas za formy płytkowodne, bezpośrednio związane z linią brzegową (J. Niedzisz, 1965). Celem niniejszego artykułu jest reinterpretacja warunków tworzenia się tych stromatolitów i środowiska ich sedimentacji.

Pragnę podziękować drowi T.M. Perytowi za liczne dyskusje i krytyczne przeczytanie tekstu oraz K. Ilskiej i K. Kujawskiemu za pomoc w pracach mikroskopowych.

DANE GEOLOGICZNE

Skondensowane stratygraficznie wapienie albu wierchowego Tatr występują między rafowym kompleksem urgońskim a głębokowodnymi marglami albu-cenomanu. Miąższość tych wapieni jest zmienna z powodu zróżnicowanych synsedimentacyjnych ruchów blokowych (K. Krajewski, 1980). Istnieje ścisła korelacja między miąższością wapieni albu wierchowego a obecnością stromatolitów; stromatolity występują wyłącznie w profilach skondensowanych (fig. 1).

Wapienie albu wierchowego są biomikrytami i dominują mikrofacje pelagiczne z planktonicznymi otwornicami *Hedbergella*, *Ticinella* i kalcisferami. Charakteryzują się one obecnością licznych poziomów twardego dna, wśród których można wyróżnić dwa typy: 1 – proste twarde dna, z pojedynczą powierzchnią nieciągłości, ubogim inwentarzem litoklastów i skamieniałości oraz brakiem wczesnodiagenetycznych mineralizacji niewęglanowych; powstały one wskutek węglanowej cementacji mułu wapiennego; 2 – rozbudowane twarde dna (fig. 2), charakteryzujące się wielostopniowym rozwojem (I–V – stopnie powstawały w wyniku dość stałego, cyklicznie powtarzającego się następstwa

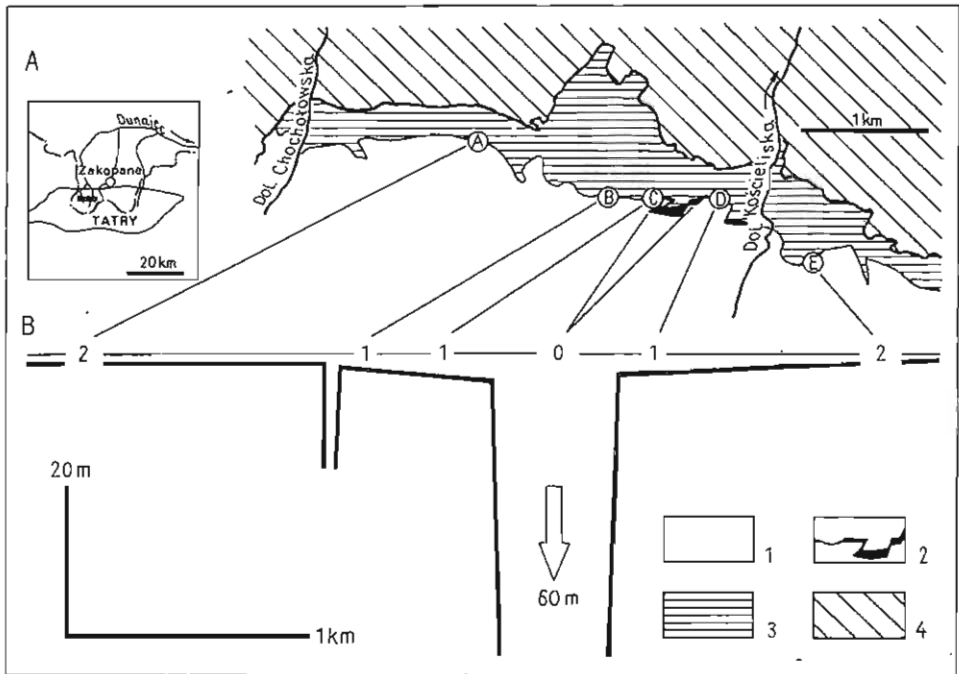


Fig. 1. Zależność występowania stromatolitów od miąższości wapieni albu wierzowego Tatr (B) na przykładzie zachodniej części pasma Pisanej (mapa - A)

Dependence of stromatolite occurrence on thickness of the High-Tatric Albian limestones in the Tatra Mts (B) as shown by an example of west part of the Pisana alp (map - A)

Seria autochtoniczna: 1 - wapień kredy dolnej, 2 - wapień albu (0,4-1,5 m, miejscami - częściowo C-D - kilkadziesiąt metrów miąższości), 3 - margle albu-cenomanu; 4 - nasunięte fałdy wierzowe i płaszczowiny regularne; (A)-(E) - profile wapieni albu z dobrze zdefiniowanymi poziomami stromatolitycznymi; 0-2 - liczba poziomów stromatolitycznych w poszczególnych profilach

Autochthonous series: 1 - Lower Cretaceous limestones, 2 - Albian limestones (0,4-1,5 m thick, in places - partly C-D - several dozen m thick), 3 - Albian-Cenomanian marls; 4 - overthrust High-Tatric folds and Sub-Tatric nappes; (A)-(E) - profiles of Albian limestones with well-developed stromatolitic horizons; 0-2 - number of stromatolitic horizons in the individual profiles

zjawisk - fig. 2, a-f), silną wczesnodiagenetyczną mineralizacją fosforanową i żelazistą, powszechną obecnością zmineralizowanych litoklastów i skamieniałości (głównie organizmów nektonicznych oraz inkrustujących). Poszczególne stopnie twardego dna może cechować niepełny rozwój (I-IV). Rozbudowane twarde dno powstało wskutek wielokrotnej cementacji węglanowej i niewęglanowej, erozji i mineralizacji. Tylko z tym typem związane są stromatolity, które występują przeważnie w stropie, wieńcząc ostatni stopień jego rozwoju.

SEDYMENTACYJNE CECHY STROMATOLITÓW

Organizmy inkrustujące są charakterystyczne dla większości badanych stromatolitów. Są to przeważnie otwornice aglutynujące i serpulidy. Szczątki organizmów inkrustujących tworzą poziomy wewnątrz stromatolitów, odpowiadające pewnym etapom ich wzrostu (tabl. I, fig. 6), lub budują zewnętrzną otoczkę na stromatolitach (tabl. II, fig. 7). W wielu przypadkach z poziomami organizmów inkrustujących związana jest silna mineralizacja fosforanowo-żelazista.

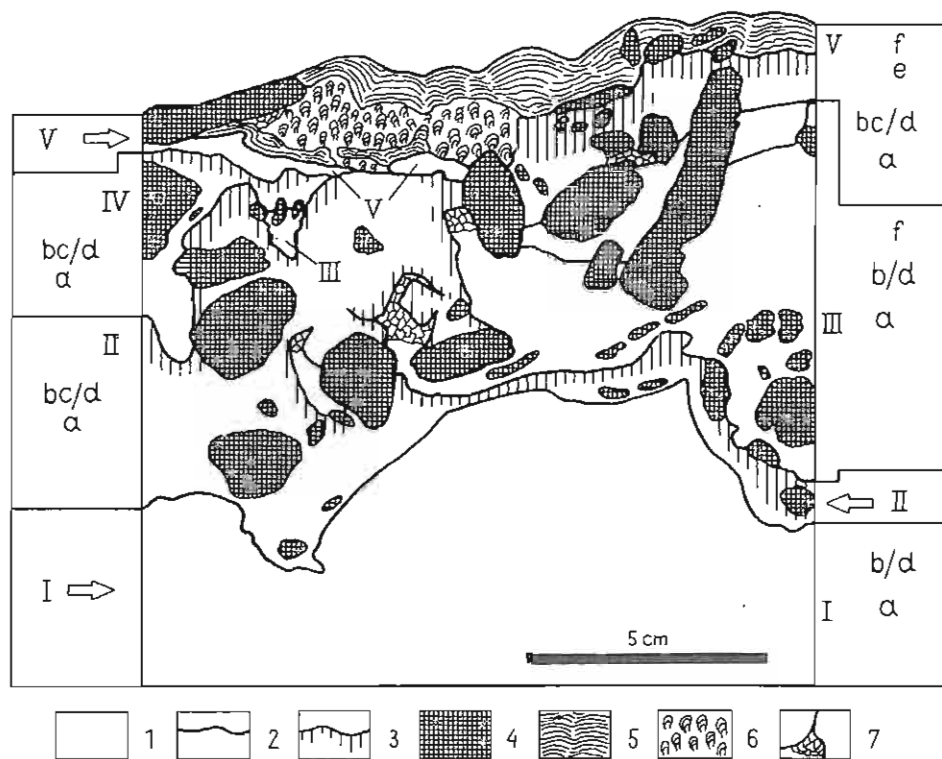


Fig. 2. Przekrój powierzchni rozbudowanego twardego dna ze stromatolitami z wapieni albu wierzowego Tatr (rysunek z powierzchni polerowanej, okaz z profilu D na fig. 1)

Vertical section of a mature hardground surface with stromatolites from the High-Tatric Albian limestones (drawing from a polished section, rock-fragment derived from the profile D in Fig. 1)

1 - biomikryty; 2 - powierzchnie nieciągłości; 3 - zmineralizowane (fosfatacja, ferruginizacja) powierzchnie nieciągłości; 4 - fosfoklasty; 5 - stromatolity; 6 - mikrostromatolity koloidalne; 7 - wypełnienia sparytowe; I-V - stopnie rozwoju twardego dna; cykliczne następowanie zjawisk powodujące rozwój pojedynczego stopnia twardego dna: a - sedimentacja mułu wapiennego, b-c - liwyfikacja mułu wapiennego w biomikryt wskutek cementacji węglanowej (b) i/lub fosforanowej (c), d - erozja, e - obrastanie twardej powierzchni przez maty sinicowo-bakteryjne (tworzenie stromatolitów i/lub mikrostromatolitów koloidalnych), f - sparytowa cementacja próżni

1 - biomicrites (waekstones); 2 - discontinuity surfaces; 3 - mineralized (phosphatized, ferruginized) discontinuity surfaces; 4 - phosphoclasts; 5 - stromatolites; 6 - colloidal microstromatolites; 7 - sparite infillings; I-V - degrees of hardground development; cyclic succession of features that caused the development of a single hardground degree: a - deposition of carbonate mud, b-c development of hard sediment surface resulting from carbonate (b) and/or phosphate (c) cementation of carbonate mud, d - erosion, e - overgrowth of hard sediment surface by cyanobacterial mats, f - sparite cementation of voids

Mikrostruktura stromatolitów. W stromatolitach stwierdzono dwa typy substancji mineralnych: węglanowe i fosforanowo-krzemianowo-tlenkowe. Substancje te tworzą przeważnie osobne laminy:

1. Laminy węglanowe zbudowane są z mikrytu zawierającego zmienne ilości pokruszonych węglanowych szczątków szkieletowych; skład i mikrostruktura laminy węglanowych świadczą o ich detrytycznym pochodzeniu.

2. Laminy fosforanowo-krzemianowo-tlenkowe zbudowane są z kryptokrystalicznego węglanowego fluoroapatytu, szamozytu i hematytu, występujących w różnych stosunkach ilościowych, oraz podrzędnie glaukonitu i zeolitów. Mikrostruktura tych laminy wskazuje na ich pierwotnie żelopodobny charakter.

Z pierwotnego charakteru substancji mineralnych budujących stromatolity wynika, że przy ich wzroście zachodziły co najmniej dwa procesy fizyczne: wychwytywanie mułu wapiennego (T) oraz flokulacja cząstek koloidalnych (F – fig. 3). Proces wychwytywania doprowadził do powstania lamin detrytycznych zbudowanych pierwotnie z mułu wapiennego i drobnego detrytusu biogenicznego.

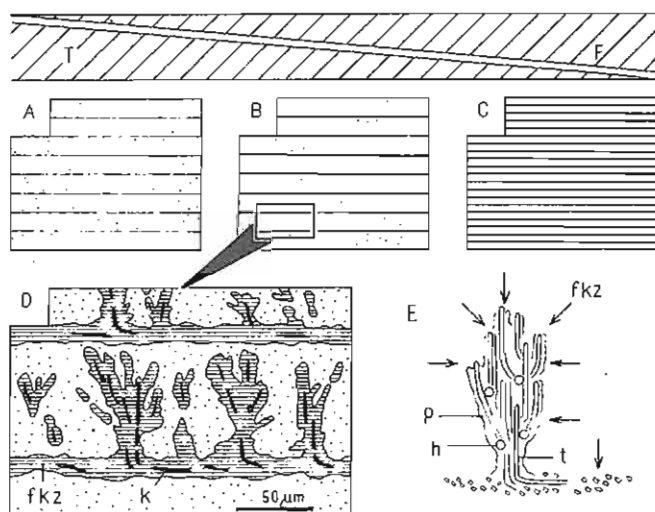


Fig. 3. Schemat zmienności mikrostrukturalnej stromatolitów z wapieni albu wierzchołego Tatr; mikrostruktura jako odbicie stosunku procesów wychwytywania (T) i flokulacji (F) w trakcie wzrostu stromatolitów

Scheme showing microstructural variability of stromatolites in the High-Tatric Albian limestones; microstructure resulted from trapping (T) – flocculation (F) processes ratio during the stromatolite growth

Typy stromatolitów: A – detrytyczne, B – detrytyczno-koloidalne, C – koloidalne; D – sposób występowania form *Frutexitis* w obrębie stromatolitów detrytyczno-koloidalnych: k – szczątki organiczne zachowane w postaci krzemianów, fkz – substancja fosforanowo-krzemianowo-tlenkowa; E – schematyczna interpretacja biologiczna form *Frutexitis* oraz sposobu ich fosylizacji: t – trychomy, h – heterocysty, p – żelowata pochwa, fkz – koloidalne fosforany, krzemiany i tlenki żelaza

Types of stromatolites: A – detritic, B – detritic-colloidal, C – colloidal; D – mode of occurrence of *Frutexitis* forms within detritic-colloidal stromatolites: k – organic remains preserved in the form of silicates, fkz – phosphate-silicate-oxide substance; E – schematic biological interpretation of *Frutexitis* forms and their fossilization modes: t – trichomes, h – heterocysts, p – mucilaginous sheaths, fkz – colloidal phosphates, silicates and iron oxides

Proces flokulacji spowodował powstanie pierwotnie żelopodobnych lamin niewęglanowych (fosforanowo-krzemianowo-tlenkowych). Zróżnicowanie fizycznego charakteru tych procesów oraz ich zmienny udział w tworzeniu się stromatolitów doprowadziły do powstania trzech typów mikrostruktur stromatolitowych (fig. 3):

typ A – stromatolity detrytyczne (przewaga procesu wychwytywania) zbudowane z lamin mikrytowych zawierających zmienne ilości pokruszonych szczątków szkieletowych, głównie mikroskamieniałości planktonicznych; ogólny brak zachowanych mikroorganizmów budujących stromatolity;

typ B – stromatolity detrytyczno-koloidalne (wymieszanie procesów wychwytywania i flokulacji) zbudowane z lamin mikrytowych przeplatanych się z laminami fosforanowo-krzemianowo-tlenkowymi; znaczna liczba zachowanych mikroorganizmów budujących stromatolity (prawie wyłącznie w obrębie lamin niewęglanowych) – głównie formy *Frutexitis*;

typ C – stromatolity koloidalne (przewaga procesu flokulacji), zbudowane prawie wyłącznie z lamin niewęglanowych (fosforanowo-krzemianowo-tlenkowych); bardzo duża liczba zachowanych mikroorganizmów budujących stromatolity – głównie form interpretowanych jako bakterie.

Frutexites. W badanych stromatolitach występują liczne mikrostruktury tradycyjnie określane nazwą *Frutexites* (W.P. Masłow, 1960; fig. 3D; tabl. III, fig. 8–10). Są to niewielkie krzaczkowate formy mineralne zbudowane z substancji fosforanowo-krzemianowo-tlenkowej (fkz) i powstałe jako otoczki na szczątkach organicznych zachowanych w postaci krzemianów (k) i zbliżonych do nitkowatych sinic z rodziny *Scytonemataceae* (tabl. IV, fig. 11–13). Komórki zorganizowane były w trychomy (t), wykazujące szereg rozgałęzień. Miejsca rozgałęzień rozpoczynały się heterocystami (h). Trychomy pierwotnie obleczone były żelowatą pochwą (p). Początkowo położone trychomy zmieniły kierunek na pionowy tworząc struktury krzaczkowate. Powstały one przez flokulację koloidalnych fosforanów (f), krzemianów (k) i tlenków żelaza (z) w obrębie żelowatej pochwy i na jej powierzchni. Morfologia oraz skład mineralny tych otoczek mogą być zmienne.

Mikroflora w stromatolitach. Oprócz szczątków nitkowatych sinic tworzących formy *Frutexites* w stromatolitach występuje liczny i zróżnicowany zespół mikroflorystyczny. Udało się wyróżnić ultrastruktury interpretowane jako równobiegunowe (tabl. V, fig. 14) i różnobiegunowe (tabl. V, fig. 15) trychomy sinic, sinice kokoidalne (tabl. V, fig. 16), bakterie ziarenkowe (tabl. V, fig. 17) oraz plechy eukaryotycznych glonów (tabl. V, fig. 18, 19). W stromatolitach koloidalnych stwierdzono ponadto ultrastruktury interpretowane jako szczątki kolonii różnorodnych bakterii i saprofityczne grzyby (K. Krajewski, 1981).

Mikroflora endolityczna. Wiele drobnych węglanowych okruców szkieletowych, występujących w obrębie stromatolitów, wykazuje ślady mikrodrażeń. Większość ich, interpretowana jako wynik działalności endolitycznych sinic, przebiega równoległe do powierzchni atakowanej (tabl. VI, fig. 20, 21). Prostopadłe do nich drobne drażenia należy uznać za skutek działalności saprofitycznych grzybów (tabl. VI, fig. 22).

Mikrostromatolity koloidalne. Mikrostrukturalny typ C (fig. 3) nadzwyczaj rzadko występuje w postaci struktur stromatolitowych odpowiadając rozmiarami i kształtem stromatolitom detrytycznym (typ A) czy detrytyczno-koloidalnym (typ B – tabl. I, fig. 6; tabl. II, fig. 7; tabl. III, fig. 8). Najczęściej są to koloidalne mikrostromatolity (tabl. VII, fig. 23) występujące samoistnie lub przywiązane do stromatolitów detrytycznych. Powszechna obecność mikrostromatolitów koloidalnych jest charakterystyczną cechą stromatolitów w wapieniach albu wierchowego Tatr. Mikrostromatolity koloidalne w przeciwieństwie do stromatolitów detrytycznych i detrytyczno-koloidalnych (fig. 3, A, B) zawierają prawie wyłącznie szczątki organizmów interpretowanych jako bakterie (K. Krajewski, 1981). Nie zawierają węglanowego materiału detrytycznego, a ich mikrostruktura wskazuje na obecność pierwotnie żelopodobnych substancji mineralnych (tabl. VII, fig. 24), przeważnie fosforanowo-krzemianowych (tabl. VIII, fig. 25–27).

DIAGENETYCZNE CECHY STROMATOLITÓW

Z analizy mineralogicznej stromatolitów z wapieni albu wierchowego Tatr wynika, że w ich pierwotnym składzie dominował muł wapienny oraz żelopodobne substancje niewęglanowe (fosforanowo-krzemianowo-tlenkowe) o odmiennym stopniu krystaliczności i porowatości. Wczesnodiagenetyczna krystalizacja minerałów z żelopodobnych substancji, związana z jej dehydratacją, oraz lityfikacja

mułu wapiennego, powodowały liczne synerezyjne spękania stromatolitów, najczęściej współkształtne z laminacją. Część tych spękań, pierwotnie otwartych, wypełniona jest mikrytem. W zamkniętych szczelinach dochodziło do krystalizacji różnych minerałów.

WCZESNA DIAGENEZA NIEWĘGLANOWA

Cementacja fosforanowa (fig. 4A). W rejonach interstycjów stromatolitowych obserwowane są często obszary wzbogacenia w fosforany, zgodne z pierwotną mikrostrukturą stromatolitów. Strefy te należy uznać za wynik fosforanowej cementacji porowatego mułu wapiennego stabilizowanego przez maty sinicowo-bakteryjne. Wytrącanie fosforanów w porach mogło być źródłem około 50% fosforanów i prowadzi do powstania mieszanej masy fosforanowo-węglanowej. Cementacja fosforanowa zachodziła tylko w zewnętrznych i drożnych strefach stromatolitów, stale kontaktujących się z wodą morską bogatą w fosforany.

Podstawianie fosforanami. Wiele pierwotnie węglanowych fragmentów biogenicznych, występujących w obrębie stromatolitów, obecnie zbudowanych jest z fosforanów. Struktury takie najczęściej obserwowane są w obszarach

fosforanowej cementacji. Proces podstawiania fosforanów w miejsce węglanów zachodził we fragmentach biogenicznych zbudowanych zarówno z nisko- jak i wysokomagnezowego kalcytu oraz aragonitu. Brak śladów osobnych dróg migracji fosforanów świadczy, że podstawianie zachodziło równoległe z cementacją.

Wypełnianie szczelin fosforanami (fig. 4B). Wiele wczesno-diagenetycznych spękań stromatolitów wypełnionych jest mikrokrystalicznym fluoroapatytem węglanowym (tabl. II, fig. 7). Mikrostruktura wypełnień świadczy o kierunkowym chemicznym wytrącaniu apatyty z roztworów porowych, a nie o diagenetycznej krystalizacji z żelopodobnych substancji fosforanowych.

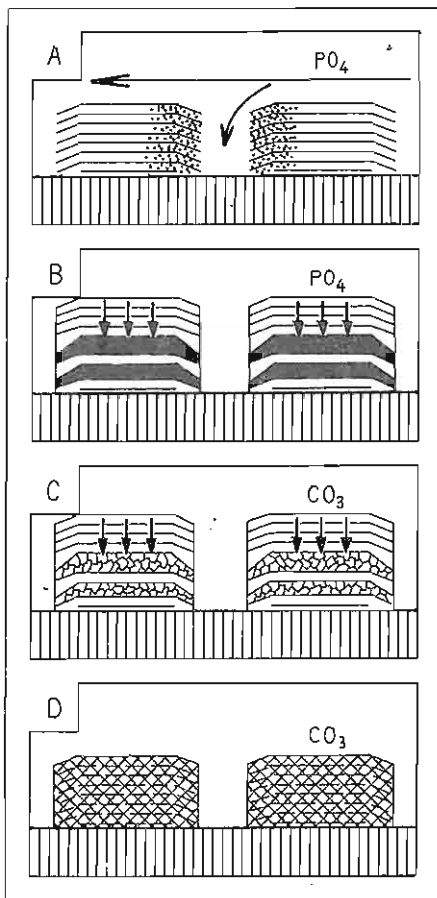


Fig. 4. Wybrane procesy wczesnej diagenety fosforanowej (A, B) i węglanowej (C, D) charakterystyczne dla stromatolitów z wapieni albu wierzchowego Tatr

Selected processes of early phosphate (A, B) and carbonate (C, D) diagenesis typical of stromatolites from the High-Tatric Albian limestones

A - fosforanowa cementacja porowatych stromatolitów; B - wypełnianie szczelin fosforanami; C - wypełnianie szczelin sparytem; D - mikrosparytyzacja stromatolitów
A - phosphate cementation of porous stromatolites; B - phosphate infillings of fractures; C - sparite infillings of fractures; D - microsparitization of stromatolites

Podstawianie tlenkami żelaza. Fosforany występujące w wapieniach albu wierzowego zawierają zmienne ilości tlenków żelaza. Miejscami nagromadzenia tlenków żelaza w obrębie stromatolitów jest tak duże, że fosforany występują tylko podrzędnie. Wzbogacenie w tlenki żelaza, podobnie jak w fosforany, wynika z cementacji i podstawiania pierwotnie węglanowych lamin stromatolitowych.

WCZESNA DIAGENEZA WĘGLANOWA

Cementacja węglanowa porowatych struktur stromatolitowych, porównywalna z cementacją mułu wapiennego, powodowała powstanie twardych lamin mikrytowych. Na granicach scementowanych lamin węglanowych i żelopodobnych lamin niewęglanowych dochodziło do odpajania się fragmentów stromatolitów i tworzenia systemów spękań.

Wypełnianie szczelin węglanami (fig. 4C). Część wczesnodiagenetycznych spękań stromatolitów wypełniona jest mikrosparytem. Nie ma wątpliwości, że jest to sparyt powstały ze strącania kalcytu w próżniach, a nie mikrosparyt neomorficzny. W większych szczelinach widoczna jest mikrostruktura kryształów kalcytu świadcząca o ich przyrastaniu od brzegów do centrum szczeliny.

Mikrosparytyzacja (fig. 4D). Niektóre stromatolity, głównie detrytyczne (pierwotnie węglanowe), zbudowane są prawie wyłącznie z neomorficznego mikrosparytu. Mikrostruktura stromatolitowa w większości wypadków jest zatarta. Proces mikrosparytyzacji jest charakterystyczny tylko dla stromatolitów; brak jego śladów w otaczających biomikrytach.

DYSKUSJA

Wapień albu wierzowego Tatr osadziły się z przerwą sedymentacyjną na rafowym kompleksie urgońskim. W profilu osadów środkowej kredy występują one w spągu serii wskazującej na systematyczne pogłębianie obszaru sedymentacji (K. Krajewski, 1980). Wapień albu wierzowego tworzą cienki poziom litologiczny, składający się z osadu w znacznej części pelagicznego, z licznymi skamieniałościami nektonicznych głowonogów. Kondensacja stratygraficzna wskazuje na bardzo powolną sedymentację. Znaczny udział niewęglanowych mineralizacji jest tu charakterystyczny i świadczy o kryzysie sedymentacji węglanowej przy praktycznym braku materiału terygenicznego. Liczne zjawiska wczesnodiagenetycznej lityfikacji i mineralizacji doprowadziły do powstania szeregu poziomów twardego dna. Taka facja wapieni albu wierzowego obserwowana jest na znacznym obszarze; brak jest raptownych zmian facjalnych oraz jakichkolwiek osadów, które mogłyby być interpretowane jako litoralne. W szerszym aspekcie regionalnym wapień albu wierzowego otoczone są marglistymi osadami basenowymi (D. Andrusov, 1959). Na północy istniał obszar lądowy, tzw. kordyliery egzotykowej (K. Birkenmajer, 1960). Można przyjąć, że wapień albu wierzowego tworzyły się w środowisku zbliżonym do otwartego szelfu lub góry podmorskiej o płaskiej powierzchni szczytowej na zatopionym rafowym systemie urgońskim (fig. 5). Obszary otwartych szelfów i niektórych gór podmorskich są dogodnymi środowiskami do znacznej koncentracji fosforanów (J.I. Marlowe, 1971; A.O. Fuller, 1979), która wynika ze spotkania się w obszarze sedymentacji wód, bogatych w fosforany, pochodzących z prądów wstępujących — PO_4u (S.R. Riggs, 1979), wód bogatych w fosforany powstałe z rozkładu planktonu przy wysokiej produktywności biologicznej — PO_4b (F. Manheim i in., 1975; W.C. Burnett, 1977) oraz

wód bogatych w fosforany, pochodzących z obszarów lądowych – PO_4 (G.I. Bushinski, 1964).

Stromatolity w wapieniach albu wierchowego Tatr występują tylko na powierzchniach rozbudowanych twardych den. Nigdzie nie stwierdzono występowania stromatolitów w osadzie między twardymi dnami. W niektórych profilach stromatolity pojawiają się kilkakrotnie, co wskazuje, że warunki dogodne do funkcjonowania i zachowania mat sinicowo-bakteryjnych pojawiały się cyklicznie w trakcie sedymentacji. Stromatolity tworzyły się w okresach przerw w sedymentacji, przy silnej mineralizacji i przeróbce śródformacyjnej. Zjawisk takich nie obserwuje się w rozdzielających twarde dna biomikrytach. Jest to osad pelagiczny, powstały w warunkach niskiej energii środowiska; bioturbacje są jedynymi zaburzeniami synsedymantacyjnymi. Naprzemiennosc sedymentacji pelagicznej i mineralizacji fosforanowej jest charakterystyczna dla wielu współczesnych otwartych szelfów (K.O. Emery, 1960; R.J. Parker, 1975; H.T. Mullins, A.C. Neumann, 1979). Cykliczne zmiany strukturalne i petrograficzne osadu w środowisku otwartego szelfu są skutkiem rytmicznego spływania i pogłębiania obszaru sedymentacji w takt eustatycznych wahań poziomu oceanu światowego (G.F. Birch, 1979). Zmiany głębokości prowadzić mogą czasami do wynurzenia fragmentów obszarów szelfowych (W.C. Burnett, D.N. Gombert, 1977).

Podobna interpretacja wydaje się być uzasadniona dla wapieni albu wierchowego Tatr. Rozbicie podłoża na odrębne bloki doprowadziło do powstania obszarów o różnym tempie sedymentacji i różnej pozycji batymetrycznej. Na blokach wyniesionych powolna sedymentacja mułu wapiennego oraz szczątków organizmów planktonicznych i nektonicznych zachodziła w warunkach stosunkowo głębokowodnych i doprowadziła do powstania osadów skondensowanych. W biomikrytach brak jest jakichkolwiek struktur, które można by uznać za wynik sztormów czy huraganów. Należy przypuszczać, że głębokość sedymentacji była większa niż podstawa falowania sztormowego. Spływanie obszaru sedymentacji spowodowało przeniesienie osadu w strefę głębokości intensywnej przeróbki. Procesy lityfikacji, mineralizacji i erozji doprowadziły do powstania rozbudowanego twardego dna. Głębokość sedymentacji stała się wreszcie dogodna dla kolonizacji twardego dna przez maty sinicowo-bakteryjne, przy czym musiała ona być taka, aby docierało światło o długościach fal przyswajalnych przez sinice (T.M. Peryt, 1981). Wydaje się wątpliwe, aby dochodziło do wynurzenia fragmentów dna morskiego. Brak jest jakichkolwiek struktur świadczących o subaeralnej korozji czy utlenianiu, struktur wadycznych, mikrostałaktytowych itp. W stromatolitach brak jest spękań z wysychania, zwiniętych lamin i kanałów erozyjnych. Również zróżnicowany zespół organizmów budujących stromatolity wskazuje na ich powstanie w środowiskach głębszych niż pływowe (S. Golubić, 1976).

Mikrodrażenia endolitycznych sinic i grzybów w badanych stromatolitach są podobne do zespołu pogranicza stref fotycznej i afotycznej (S. Golubić i in., 1975). Ponadto ważną cechą wielu kopalnych stromatolitów interpretowanych jako głębokowodne jest powszechne występowanie form *Frutexites* (P.E. Playford i in., 1976; M. Giżejewska, J. Wieczorek, 1977). Początek pogłębiania obszaru sedymentacji zaznaczony był zatrzymaniem wzrostu stromatolitów i licznym pojawieniem się mikrostromatolitów koloidalnych, budowanych wyłącznie przez bakterie (K. Krajewski, 1981). Systematyczne pogłębianie obszaru sedymentacji prowadziło do zaniku twardego dna i ponownego osadzania mułu wapiennego. Cykliczność przedstawionego zjawiska spowodowała powstanie szeregu poziomów twardych den (w tym wielu rozbudowanych), jednak nie ze wszystkimi rozbudowanymi twardymi dnami związane są stromatolity. Nie zawsze w wymienionym

cyklu zjawisk powstawały dogodne warunki do funkcjonowania i zachowania mat sinicowo-bakteryjnych.

Podobny model cykliczności zjawisk sedymentacji i wczesnej diagenety proponowany był dla wzorcowych pelagicznych twardych den w kredzie Anglii (R.G. Bromley, 1963 *vide* R.G. Bromley, 1967 i R.G.C. Bathurst, 1971; W.J. Kennedy, R.E. Garrison, 1975).

Tektonika blokowa, czynna podczas sedymentacji wapieni albu wierchowego Tatr (K. Krajewski, 1980), doprowadziła do powstania zapadniętych fragmentów dna morskiego (fig. 5), gdzie tempo sedymentacji było znacznie większe niż na blokach wyniesionych. Nagromadziły się tam osady niekiedy o 200-krotnie większej miąższości niż w profilach skondensowanych. W profilach wapieni albu wierchowego o znacznych miąższościach występują także powierzchnie rozbudowanych twardych den, ale brak tu zupełnie stromatolitów. Twarde dna są tu zasłane bardzo grubą warstwą fosfoklastów (niekiedy do 1 m miąższości), które zmiotane były z erodowanych twardych den wyniesionych bloków podłoża. W trakcie sedymentacji obszary zapadnięte znajdowały się kilkadziesiąt metrów poniżej bloków wyniesionych, co musiało się odbić niekorzystnie na intensywności oświetlenia dna morskiego.

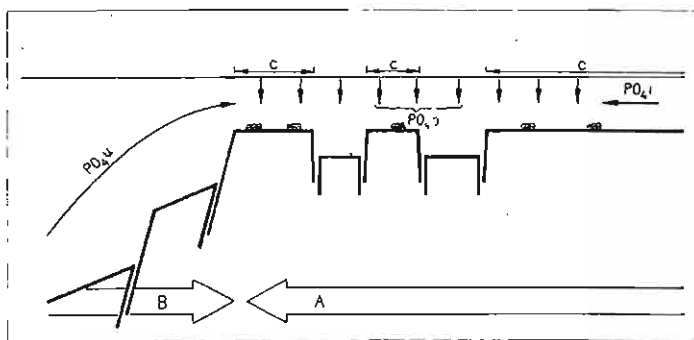


Fig. 5. Schematyczny model środowiska sedymentacji wapieni albu wierchowego Tatr; pogranicze środowisk otwartego szelfu (A) i stoku (B) z aktywną synsedymentacyjną tektoniką blokową

Schematic model of the High-Tatric Albian palaeo-environment; neighbouring open shelf (A) and slope (B) environment with active synsedimentary tectonic of substrate blocks

c - sedymentacja osadów skondensowanych ze stromatolitami na wyniesionych blokach podłoża; PO_u - fosforany w wodzie morskiej prądów wstępujących; PO_b - fosforany pochodzące z rozkładu planktonu; PO_l - fosforany pochodzące z obszaru lądowego kordyliery egzotycznej

c - sedimentation of condensed deposits with stromatolites at elevated substrate blocks; PO_u - phosphates in sea-water of upwelling currents; PO_b - phosphates from decomposed plankton; PO_l - phosphates from exotic cordillera land-mass

Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierchowego Tatr mają szereg cech różniących je od stromatolitów strefy litoralnej. Związek organizmów inkrustujących (głównie otwornic aglutynujących) i substancji pierwotnie żelopodobnych jest zbliżony do znanego ze współczesnych oceanicznych stromatolitów bakteryjnych (J. Wendt, 1974; K. Harada, 1978) i szeregu kopalnych (J. Wendt, 1969, 1970; H.C. Jenkyns, 1977). Badane mikrostromatolity koloidalne mogą być porównywane z oceanicznymi stromatolitami pod względem morfologii i sposobów wzrostu (R.G. Burns, V.M. Burns, 1977; R.K. Sorensen, R.H. Fewkes, 1977; T.K. Mallik, 1980) oraz w aspekcie biologicznym (C. Monty, 1973; H.L. Ehrlich, 1978). Choć w współczesnych znanych stromatolitach występuje zespół dekomponujących bakterii (S.M. Awramik i in., 1978), w badanym przypadku większość bakterii należała do zespołu organizmów budujących (K. Krajewski, 1981). Znac-

ny udział procesów niewęglanowej wczesnej diagenety oraz powstawanie dehydracyjnych systemów spękań jest również istotną cechą współczesnych oceanicznych stromatolitów (R. Anglada i in., 1975; W.J. Raab, R.H. Meylan, 1977). Obecność form *Frutexites* w badanych stromatolitach różni je pod względem mikrostrukturalnym od stromatolitów litoralnych, tworzących się w strefie pływów.

Stromatolity z wapieni albu wierchowego Tatr są pod wieloma względami podobne do innych kredowych stromatolitów Polski (J. Golonka, J. Rajchel, 1972; R. Marcinowski, M. Szulczewski, 1972). Wszystkie występują w osadach skondensowanych, silnie wzbogaconych w fosforany, które tworzyły się pod stałym przykryciem wody. Stromatolity te zajmują pośrednie miejsce między stromatolitami strefy litoralnej (węglanowe, sinicowe) a stromatolitami oceanicznymi (niewęglanowe, bakteryjne). Należy uznać, że powstawały one w wyniku aktywności mat sinicowo-bakteryjnych w środowisku otwartego szelfu w kryzysowych warunkach sedymentacji węglanowej i terygeniczej.

Instytut Nauk Geologicznych PAN
Warszawa, Al. Żwirki i Wigury 93
Nadesłano dnia 17 lutego 1981 r.

PIŚMIENNICTWO

- ANDRUSOV D. (1959) – Geologia Československých Karpat. Vyd. Slov. Akad. Vied. Bratislava.
- ANGLADA R., FROGET C., RÉCY J. (1975) – Sédimentation valentie de diagenese sous-marine au SE de la Nouvelle-Calédonie (dolomitisation, ferruginisation, phosphatisation). Sed. Geol., 14 p. 301–317.
- AWRAMIK S.M., GEBELEIN C.D., CLOUD P. (1978) – Biogeologic relationships of ancient stromatolites and modern analogs. W: Environmental biogeochemistry and geomicrobiology (ed. W.E. Krumbein). Ann. Arbor. Sci., 1. p. 165–178.
- BATHURST R.G.C. (1971) – Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, 12. Elsevier, Amsterdam.
- BIRCH G.F. (1979) – Phosphatic rocks on the western margin of South Africa. Jour. Sed. Petrol., 49, p. 93–110.
- BIRKENMAJER K. (1960) – Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland: a review of latest researches. Jb. Geol. Bundesanst., 103, p. 1–36.
- BROMLEY R.G. (1967) – Marine phosphorites as depth indicators. Mar. Geol., 5, p. 503–509.
- BURNETT W.C. (1977) – Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. Geol. Soc. Amer. Bull., 88, p. 813–823.
- BURNETT W.C., GOMBERG D.N. (1977) – Uranium oxidation and probable subaerial weathering of phosphatized limestone from the Pourtales Terrace. Sedimentology, 24, p. 291–302.
- BURNS R.G., BURNS V.M. (1977) – Mineralogy. W: Marine manganese deposits (ed. G.P. Glasby). Oceanography Series, 15, p. 185–248. Elsevier, Amsterdam.
- BUSHINSKI G.I. (1964) – On shallow water origin of phosphorite sediment. W: Deltaic and shallow water deposits (ed. L. M. J. U. Van Straaten). Developments in Sedimentology, 1, p. 62–70.
- EHRlich H.L. (1978) – Conditions for bacterial precipitation in the initiation of manganese deposition around marine sediment particles. W: Environmental biogeochemistry and geomicrobiology (ed. W.E. Krumbein). Ann. Arbor. Sci., 3, p. 839–845.
- EMERY K.O. (1960) – The Sea off Southern California. John Wiley and Sons, Inc. New York.
- FULLER A.O. (1979) – Phosphate occurrences on the western and southern coastal areas and conti-

- mental shelves of southern Africa. *Econ. Geol.*, **74**, p. 221–231.
- GIŻEJEWSKA M., WIECZOREK J. (1977) – Remarks on the Callovian and Lower Oxfordian of the Zalas arca (Cracow Upland, southern Poland). *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Terre*, **24**, p. 167–175.
- GOLONKA J., RAJCHEL J. (1972) – Stromatolity z górnej kredy okolic Krakowa. *Kwart. Geol.*, **16**, p. 652–667, nr 3.
- GOLUBIĆ S. (1976) – Organisms that build stromatolites. W: *Stromatolites* (ed. M.R. Walter). *Developments in Sedimentology*, **20**, p. 113–126. Elsevier, Amsterdam.
- GOLUBIĆ S., PERKINS R.D., LUKAS K.J. (1975) – Boring microorganisms and microborings in carbonate substrates. W: *The study of trace fossils* (ed. R.W. Frey), p. 229–259. Springer-Verlag, New York.
- HARADA K. (1978) – Micropaleontologic investigation of Pacific manganese nodules. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Miner.*, **45**, p. 111–132.
- JENKYN H.C. (1977) – Fossil nodules. W: *Marine manganese deposits* (ed. G.P. Glasby). *Oceanography Series*, **15**, p. 87–108. Elsevier, Amsterdam.
- KENNEDY W.J., GARRISON R.E. (1975) – Morphology and genesis of nodular chalk and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, **22**, p. 311–386.
- KRAJEWSKI K. (1980) – Z badań sedymentologicznych utworów kredy wierchowej w Dolinie Kościeliskiej. *Prz. Geol.*, **28**, p. 636–637, nr 11.
- KRAJEWSKI K. (1981) – Phosphate microstromatolites in the High-Tatric Albian limestones in the Polish Tatras Mts. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Terre*, **29**, p. 175–183, nr 2.
- MALLIK T.K. (1980) – Macro- and micromorphology of some manganese nodules from the Indian Ocean. *Mar. Geol.*, **34**, p. M45–M56.
- MANHEIM F., ROWE G.T., JIPA D. (1975) – Marine phosphorite formation of Peru. *Jour. Sed. Petrol.*, **45**, p. 243–251.
- MARCINOWSKI R., SZULCZEWSKI M. (1972) – Condensed Cretaceous sequence with stromatolites in the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Pol.*, **22**, p. 515–539, nr 3.
- MARLOWE J.I. (1971) – Dolomite, phosphorite, and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount. *Jour. Sed. Petrol.*, **41**, p. 803–827.
- MONTY C. (1973) – Les nodules de manganese sont des stromatolithes océaniques. *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, **276**, p. 3285–3288.
- MULLINS H.T., NEUMANN A.C. (1979) – Geology of the Miami Terrace and its paleo-oceanographic implications. *Mar. Geol.*, **30**, p. 205–232.
- NIEGODZISZ J. (1965) – Stromatolity z albu wierchowego Tatr. *Acta Geol. Pol.*, **15**, p. 529–553, nr 4.
- PARKER R.J. (1975) – The petrology and origin of some glauconitic and glauco-conglomeratic phosphorites from the South African continental margin. *Jour. Sed. Petrol.*, **45**, p. 230–242.
- PERYT T.M. (1981) – Stromatolity współczesne i kopalne. *Prz. Geol.*, **29**, p. 272–278, nr 6.
- PLAYFORD P.E., COCKBAIN A.E., DRUCE E.C., WARY J.L. (1976) – Devonian stromatolites from the Canning Basin, Western Australia. W: *Stromatolites* (ed. M.R. Walter). *Developments in Sedimentology*, **20**, p. 543–563. Elsevier, Amsterdam.
- RAAB W.J., MEYLAN R.H. (1977) – Morphology. W: *Marine manganese deposits* (ed. G.P. Glasby). *Oceanography Series*, **15**, p. 109–146. Elsevier, Amsterdam.
- RIGGS S.R. (1979) – Phosphorite sedimentation in Florida—a model phosphogenic system. *Econ. Geol.*, **74**, p. 285–314.
- SOREM R.K., FEWKES R.H. (1977) – Internal characteristics. W: *Marine manganese deposits* (ed. G.P. Glasby). *Oceanography Series*, **15**, p. 147–184. Elsevier, Amsterdam.
- WENDT J. (1969) – Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnewedgebirge (Tirol, Österreich). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **132**, p. 219–238.

- WENDT J. (1970) — Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, p. 433–448.
- WENDT J. (1974) — Encrusting organisms in deep-sea manganese nodules. W: Pelagic Sediments: on Land and Under the Sea (eds. K.J. Hsü, H.C. Jenkyns). Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 1, p. 437–447.
- МАСЛОВ В.П. (1960) — Строматолиты. Тр. Геол. Инст. АН СССР, 41, стр. 1–188.

Кжиштоф П. КРАЕВСКИ

ПЕЛАГИЧЕСКИЕ СТРОМАТОЛИТЫ В ИЗВЕСТНЯКАХ ВЕРШИННОГО АЛЬБА ТАТР

Резюме

В статье по новому интерпретируются условия образования строматолитов в конденсированных известняках вершинного альба Татр (фиг. 1). Строматолиты наблюдаются в пелагических биомикритах и приурочены к обширным поверхностям твёрдого дна (фиг. 2). Они образуются благодаря инкрустирующим организмам (табл. I, фиг. 6; табл. II, фиг. 7), а их структура формируется по мере роста под влиянием комбинации процессов улавливания и флакуляции (фиг. 3). Характерна для микроструктуры множество форм *Frutexites* (табл. III, фиг. 8–10; табл. IV, фиг. 11–13). В строматолитах наблюдаются признаки разнородной группы струящих и декомпанирующих микроорганизмов (табл. V, фиг. 14–19), а также эндолитических (табл. VI, фиг. 20–22). Большое содержание в строматолитах некарбонатных материалов (фосфораново-силикатно-окисных — табл. VII, фиг. 23, 24; табл. VIII, фиг. 25–27) и множественные процессы некарбонатного диагенеза (фиг. 4) развились вследствие иерушения карбонатной седиментации во время их роста.

Строматолиты и известняки вершинного альба Татр занимают место между строматолитами литоральной зоны и океаническими строматолитами. Они рождались в среде открытого шельфа в условиях постепенной пелагической седиментации (фиг. 5). Циклическое появление твёрдого дна, сильной фосфотной минерализации и строматолитов следует объяснять ритмичными колебаниями уровня моря.

Krzysztof P. KRAJEWSKI

PELAGIC STROMATOLITES FROM THE HIGH-TATRIC ALBIAN LIMESTONES IN THE TATRA MTS

Summary

A reinterpretation of conditions of stromatolite development in the High-Tatric Albian condensed limestones in the Tatra Mts (Fig. 1) is presented. The stromatolites cover surfaces of mature hardgrounds built of pelagic biomicrites (wackestones — Fig. 2) and are associated with incrusting organisms (Table I, Fig. 6; Table II, Fig. 7). The microstructure of the stromatolites results from a superposi-

tion of trapping and flocculation processes during their growth (Fig. 3); the occurrence of abundant *Fruites* forms is characteristic (Table III, Figs 8–10; Table IV, Figs 11–13). The stromatolites contain remains of abundant and differentiated communities of stromatolite-building and decomposing microorganisms (Table V, Figs 14–19) and endolithic ones (Table VI, Figs 20–22). Large amounts of non-carbonate (phosphate-silicate-oxide) substance in the investigated stromatolites (Table VII, Figs 23, 24; Table VIII, Figs 25–27) and many processes of non-carbonate early diagenesis (Fig. 4) resulted from recession of carbonate sedimentation during growth of stromatolites in the hardground environment.

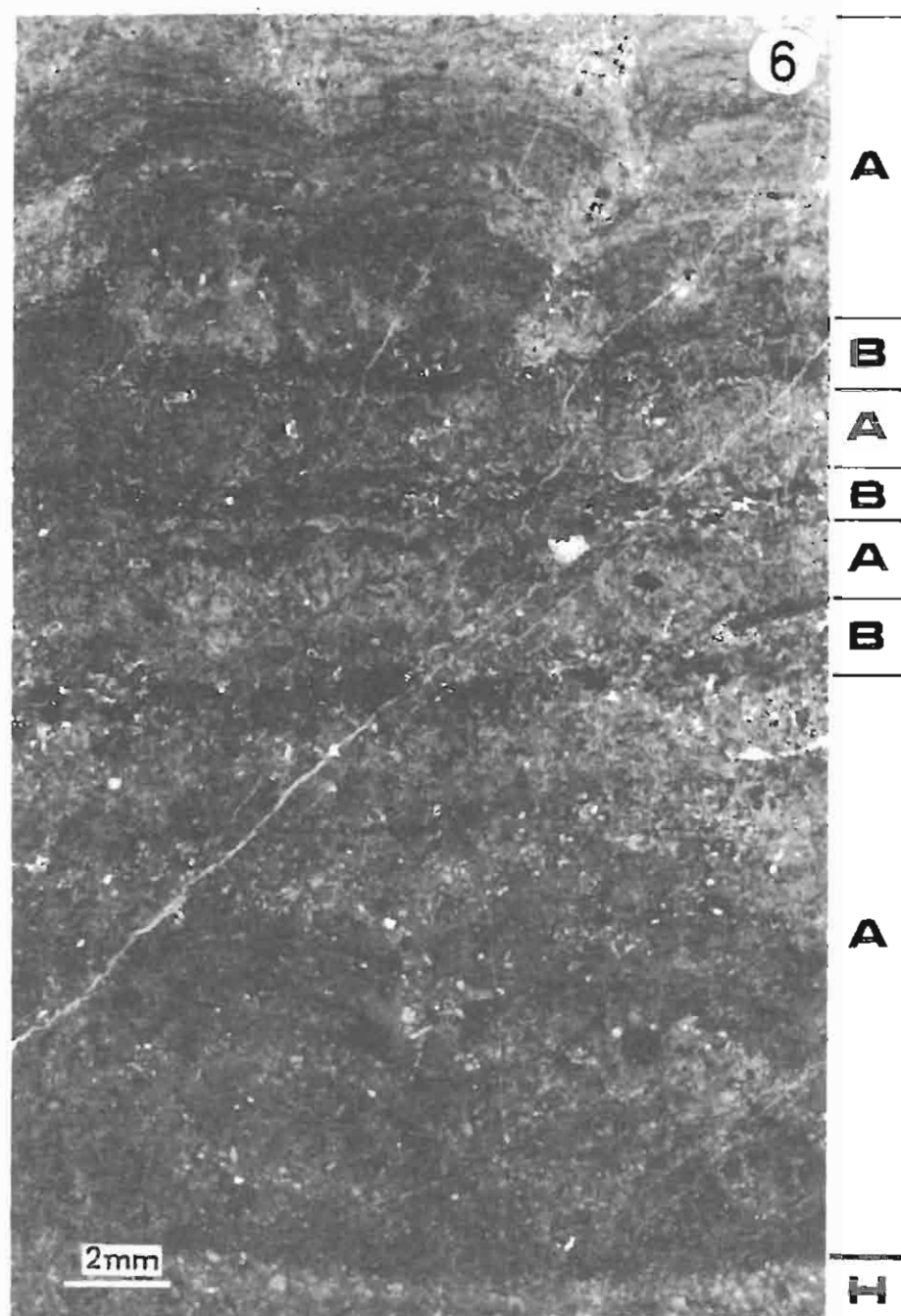
The High-Tatric Albian stromatolites, as it shown by their sedimentary, geomicrobiological and early diagenetic features, represent intermediate position between littoral (tidal) stromatolites and oceanic (basinal) ones. They have originated in open shelf environment under conditions of slow pelagic sedimentation (Fig. 5). Cyclic development of hardgrounds, abundant phosphatic mineralization and stromatolitic horizons might have been controlled by rhythmic changes in sea-level during sedimentation of the Albian limestones.

Translated by the author

TABLICA I

Fig. 6. Stromatolit na powierzchni twardego dna (H) w profilu skondensowanym (D na fig. 1). Okresy wzrostu stromatolitu (A) przeplatają się z okresami zatrzymania wzrostu, mineralizacji (barwy ciemne) i inkrustacji przez otwornice aglutynujące (B). Mikrostruktura stromatolitu (typ A na fig. 3) wskazuje na przewagę procesu wychwytywania w trakcie wzrostu stromatolitu. Fotografia płytki cienkiej

Stromatolite at the hardground surface (H) in a condensed sequence (profile D in Fig. 1). Periods of stromatolite growth (A) alternated with ones of break in growth, mineralization (dark colours) and incrustation by agglutinating Foraminifera (B). The microstructure (type A in Fig. 3) is indicative for a prevalence of trapping process during the stromatolite growth. Thin section photograph



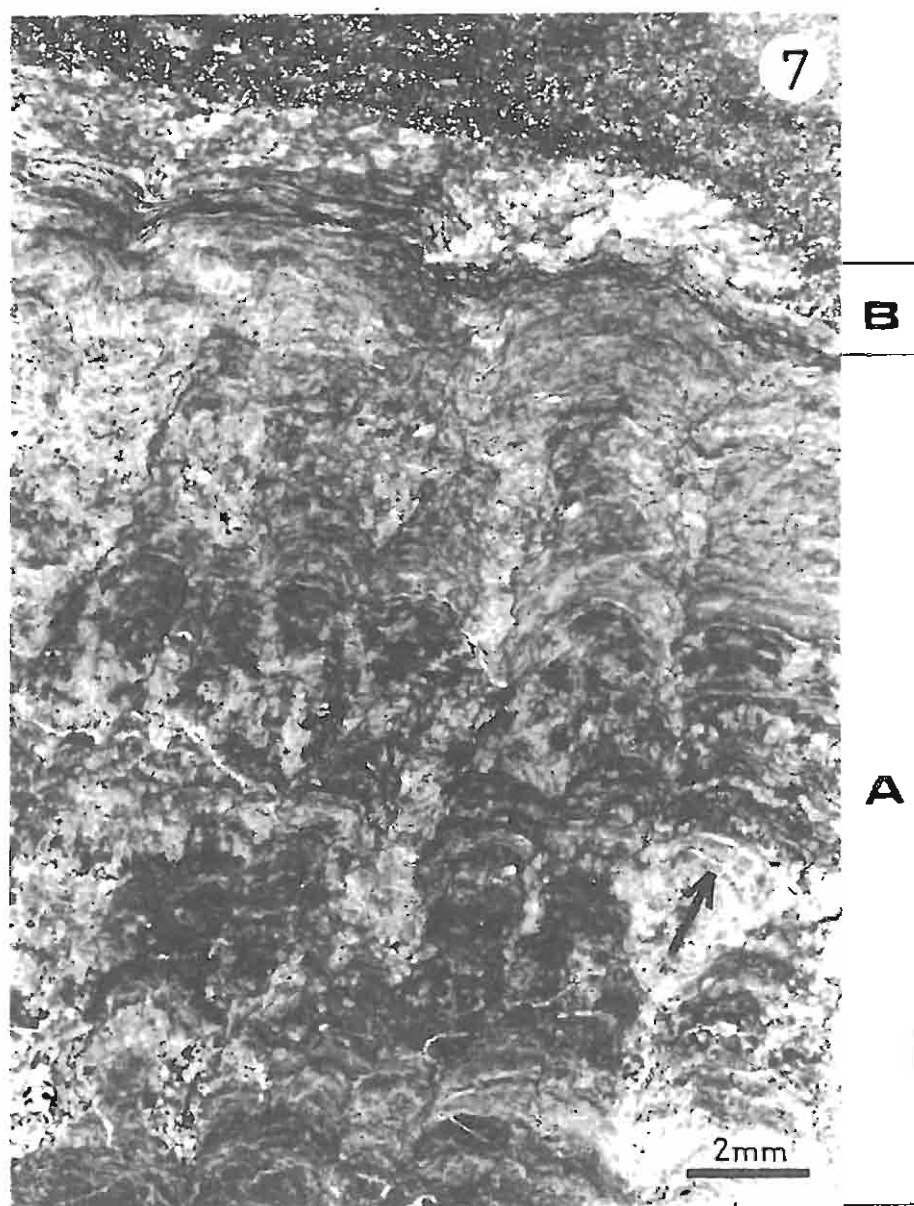
Krzysztof P. KRAJEWSKI – Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierzchowego Tatr

TABLICA II

Fig. 7. Stromatolit w profilu skondensowanym (D na fig. 1). Okres wzrostu stromatolitu (A) zakończony okresem inkrustacji przez otwornice aglutynujące (B). Mikrostruktura stromatolitu (typ mieszany B na fig. 3) wskazuje na wymieszanie procesów wychwytywania i flokulacji w trakcie wzrostu stromatolitu. Strzałką zaznaczono typ wczesnodiagenetycznych spękań stromatolitu, najczęściej współkształtnych z przebiegiem laminacji wypełnionych mikrokryształicznym fluoroapatytem węglanowym.

Fotografia płytki cienkiej

Stromatolite in condensed sequence (profile D in Fig. 1). A period of stromatolite growth (A) terminated by one of incrustation by agglutinating Foraminifera (B). The microstructure (intermediate type B in Fig. 3) is indicative for a superposition of trapping and flocculation processes during the stromatolite growth. Arrowed is a type of early diagenetic fissures, approximately parallel to lamination, infilled with microcrystalline carbonate fluoroapatite. Thin section photograph



Krzysztof P. KRAJEWSKI – Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierzowego Tatr

TABLICA III

Fig. 8. Stromatolit w profilu skondensowanym (E na fig. 1). Mikrostruktura (typ B na fig. 3) wskazuje naprzemiennosc procesow wychwytywania i flokulacji w trakcie wzrostu stromatolitu. W obrębie laminacji widoczne liczne formy *Frutexites*. Fotografia plytki cienkiej

Stromatolite in a condensed sequence (profile E in Fig. 1). The microstructure (type B in Fig. 3) is indicative for an alternation of trapping and flocculation processes during the stromatolite growth.

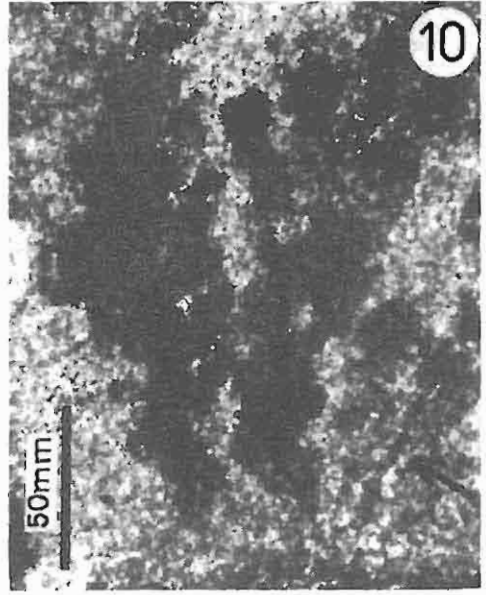
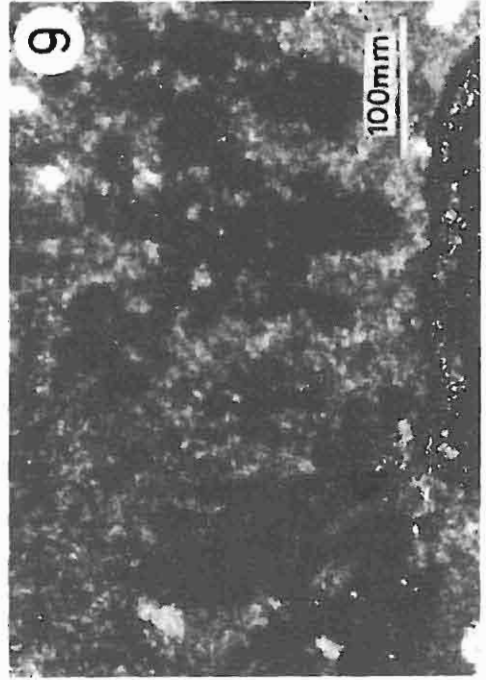
Note the abundant *Frutexites* forms within the stromatolite lamination. Thin section photograph
Fig. 9. Mikrofotografia form *Frutexites*. Otoczki mineralne (w tym przypadku glownie tlenki zelaza) na trychomach sinic o przebiegu pionowym lub radialnym w stosunku do podscielajacej laminy stromatolitowej

Frutexites forms — mineral coatings (in this case — mostly iron oxides) at the cyanobacterial trichomes showing vertical or radial disposes in relation to spreaded stromatolite lamina. TLM

Fig. 10. Mikrofotografia form *Frutexites*. Akrekcje mineralne na cialach nitkowatych sinic w przyblizeniu odpowiadaja ksztaltom i rozmiarom zelowatych pochw pierwotnie oblekajacych trychomy.

Strzałką zaznaczono widoczny sfosylizowany trychom

Frutexites forms — mineral accretions at the bodies of filamentous cyanobacteria approximately correspond to shapes and dimensions of mucilageneous sheaths, primarily coating the trichomes. Arrowed is visible fossilized trichome. TLM



Krzysztof P. KRAJEWSKI – Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierzchowego Tatr

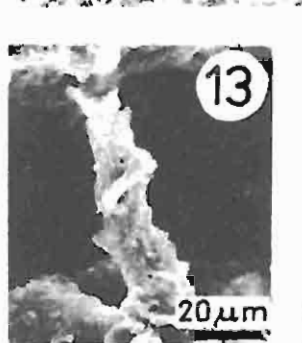
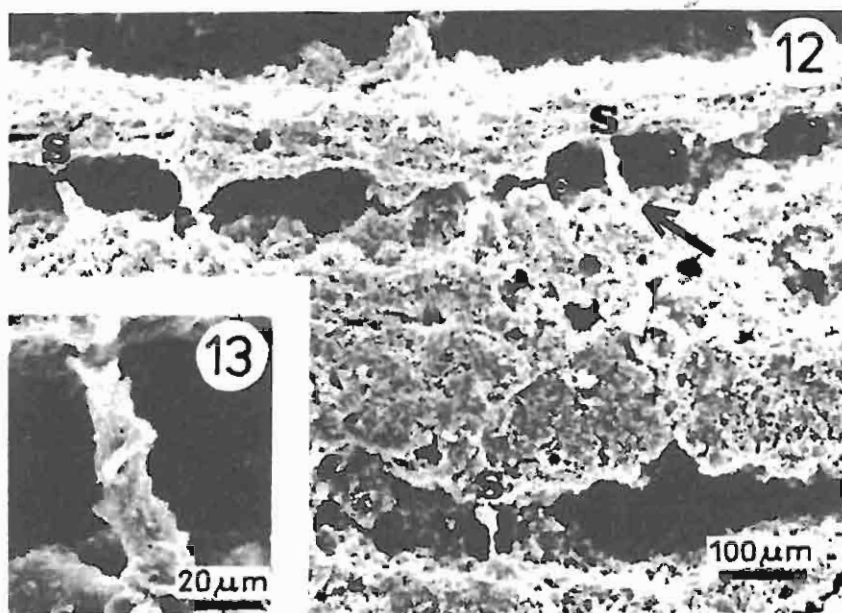
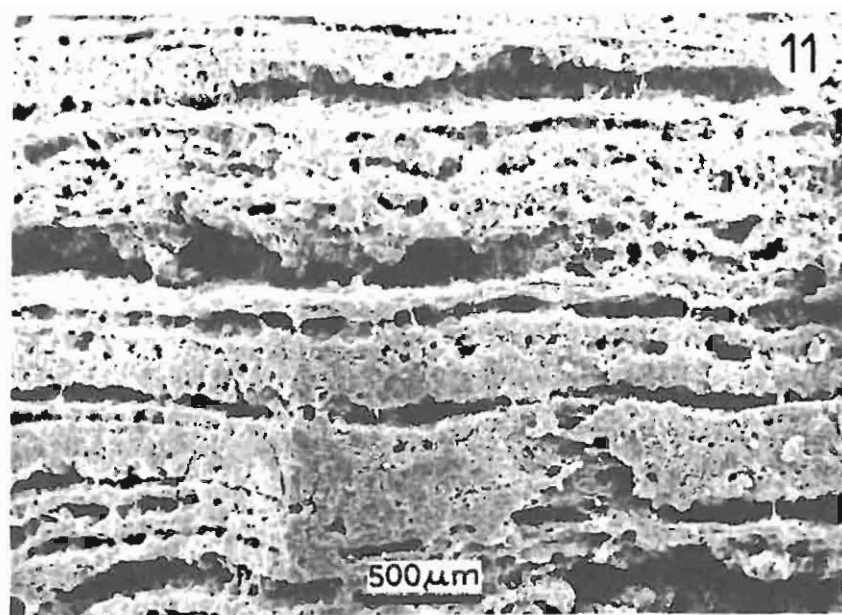
TABLICA IV

Fig. 11. Stromatolit w profilu skondensowanym (E na fig. 1). Preparat po trawieniu – odprowadzone węglany i fosforany. Widoczna horyzontalna laminacja stromatolitu (typ B na fig. 3). Podłużne próżnie odpowiadają wytrawionym laminom węglanowym, natomiast pasma między tymi próżniami – laminom szamozytowo-hematytowym. W obrębie lamin węglanowych widoczne pionowe nitkowate ultrastruktury odpowiadające szczątkom organicznym występującym w formach *Frutexites*. SEM
Stromatolite in condensed sequence (profile E in Fig. 1). Etched preparation – dissolved are carbonates and phosphates. Note the horizontal stromatolite lamination (type B in Fig. 3). Longitudinal voids correspond to dissolved carbonate (micritic) laminae, whereas the strips between them – to chamosite-haematite ones. Vertical filamentous ultrastructures represent organic remains occurring in *Frutexites* forms, visible within carbonate laminae. SEM

Fig. 12. Powiększony fragment stromatolitu z fig. 11. W obrębie odpreparowanych lamin węglanowych (podłużne próżnie) widoczne nitkowate krzemianowe ultrastruktury, interpretowane jako trychomy sinicy (s), pierwotnie występujące w formach *Frutexites*. Strzałką zaznaczono fragment powiększony na fig. 13. SEM

Enlarged fragment of Fig. 11. Note the filamentous ultrastructures built of silicates occurring within dissolved carbonate (micritic) laminae (longitudinal voids). They were primarily associated with *Frutexites* forms and are interpreted as cyanobacterial trichomes (s). Arrowed is fragment shown in Fig. 13. SEM

Fig. 13. Powiększony fragment fig. 12. Odpreparowane trychomy sinicy, zachowane w postaci krzemianów, pierwotnie występujących w obrębie formy *Frutexites*. SEM
Enlarged fragment of Fig. 12. Separated trichomes, preserved in the form of silicates, primarily occurring in *Frutexites* forms. SEM



TABLICA V

Fig. 14. Odpreparowana ultrastruktura krzemianowa, interpretowana jako równobiegunowy trychom sinicy. SEM

Separated siliceous ultrastructure interpreted as equipolar cyanobacterial trichome. SEM

Fig. 15. Odpreparowana ultrastruktura krzemianowa, interpretowana jako różnobiegunowy trychom sinicy. SEM

Separated siliceous ultrastructure interpreted as heteropolar cyanobacterial trichome. SEM

Fig. 16. Odpreparowana kulista ultrastruktura krzemianowa, interpretowana jako koloidalna sinica. Strzałką oznaczono fragment powiększony na fig. 17. SEM

Separated spherical siliceous ultrastructure interpreted as coccoid cyanobacterium. Arrowed is enlarged fragment of Fig. 17. SEM

Fig. 17. Powiększony fragment fig. 16. Powierzchnia odpreparowanej sinicy koloidalnej. Widoczne niewielkie kuliste twory krzemianowe interpretowane jako dekomponujące bakterie. SEM

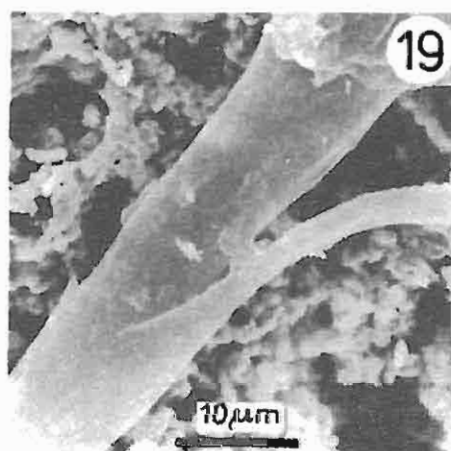
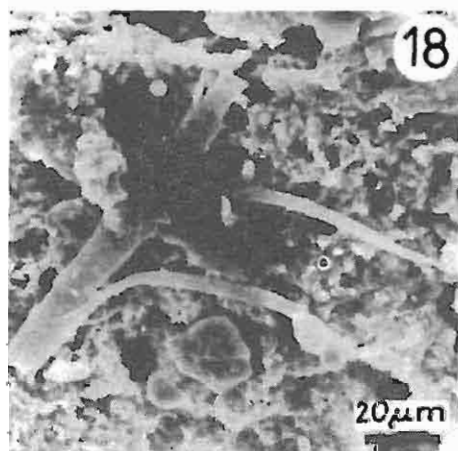
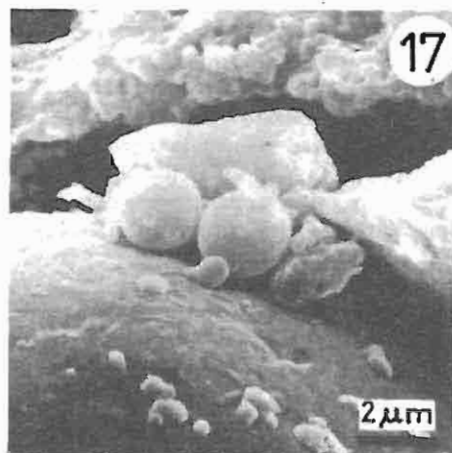
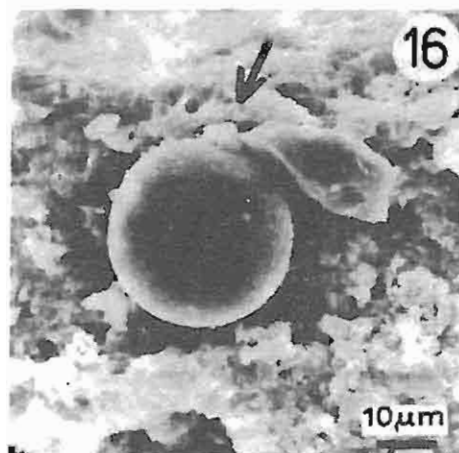
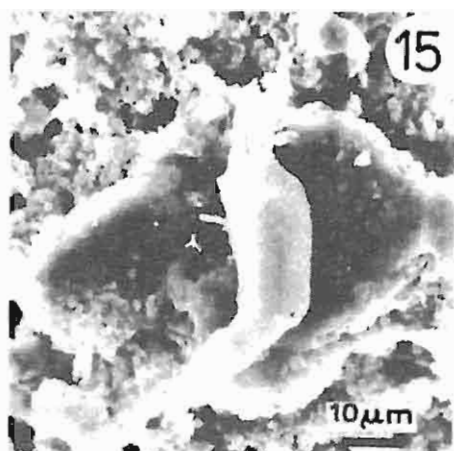
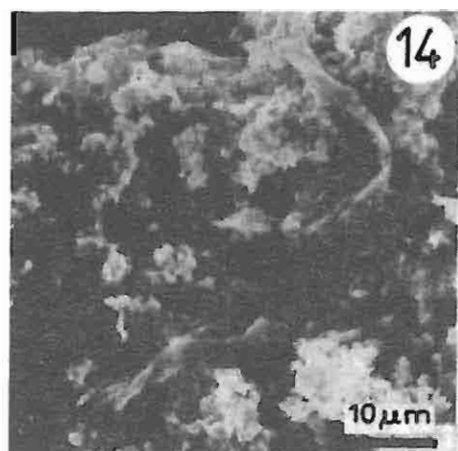
Enlarged fragment from Fig. 16. Surface of separated coccoid cyanobacterium. Note small siliceous ultrastructures interpreted as decomposing bacteria. SEM

Fig. 18. Odpreparowana ultrastruktura krzemianowa, interpretowana jako fragment plechy eukaryotycznego glonu. SEM

Separated siliceous ultrastructure interpreted as a fragment of thallus of eukaryotic alga. SEM

Fig. 19. Fragment plechy eukaryotycznego glonu z fig. 18. Widoczny charakter rzeczywistych rozgałęzień w obrębie plechy. SEM

Fragment of eukaryotic algal thallus from Fig. 18. Note the true branchings of the thallus. SEM



Krzysztof P. KRAJEWSKI – Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierzowego Tatr

TABLICA VI

Fig. 20. Wytrawiony fragment muszli małża (prostokątna próżnia), występujący w obrębie stromatolitu. Preparat trawiony metodą S. Golubića i in. (1975). Wewnątrz wytrawionego fragmentu muszli widoczne kanały mikrodrążeń endolitycznych sinic. Mikrodrążenia w pierwszej fazie są prostopadłe do powierzchni atakowanej (do głęb. około 40 μm), następnie zmieniają kierunek na równoległy do powierzchni atakowanej. Kanały mikrodrążeń mają przebieg prosty lub spiralny. SEM

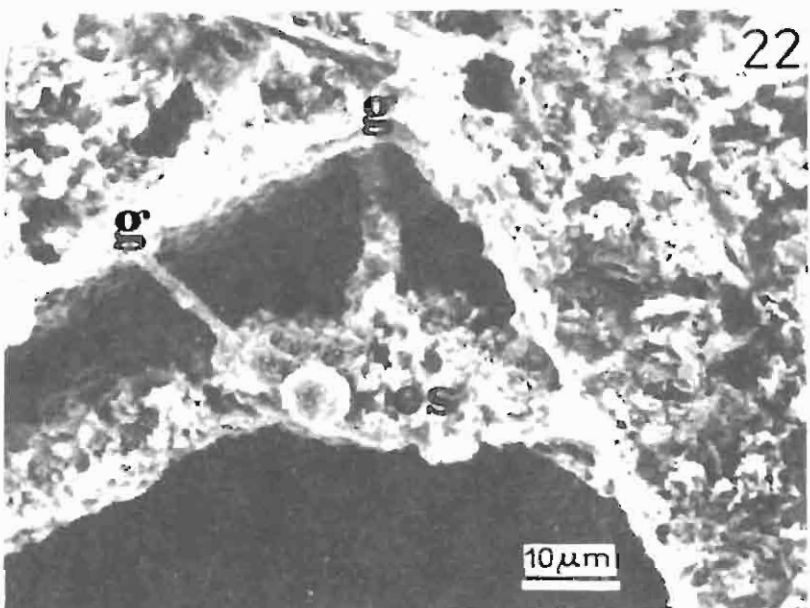
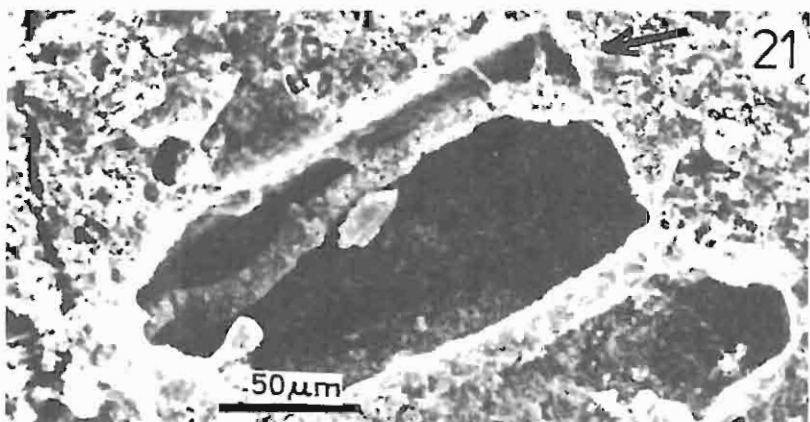
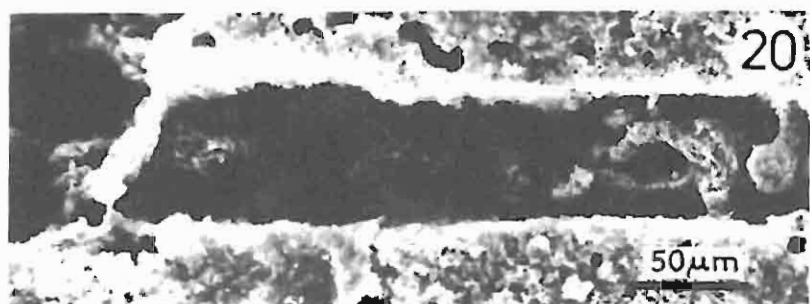
Dissolved pelecypod shell fragment (rectangular void) within a stromatolite. Preparation etched by a method presented by S. Golubić et al. (1975). Note the microborings of endolithic cyanobacteria within the dissolved shell fragment. In the first stage, the microborings are perpendicular to the attacked substratum (up to nearly 40 μm). In the next one, they change boring direction to parallel to the attacked substratum and show flat or spiral disposes. SEM

Fig. 21. Wytrawiony węglanowy fragment szkieletowy (trapezoidalna próżnia), występujący w obrębie stromatolitu. Widoczny kanał mikrodrążenia endolitycznej sinicy znajduje się bardzo blisko powierzchni fragmentu szkieletowego i jest w przybliżeniu równoległy do niej. Strzałką zaznaczono fragment powiększony na fig. 22. SEM

Dissolved carbonate skeletal fragment (trapeziform void) within a stromatolite. Note the microboring of endolithic cyanobacterium within dissolved skeletal fragment. The microboring occurs directly below the attacked substratum and is parallel to it. Arrowed is enlarged fragment of Fig. 22. SEM

Fig. 22. Powiększony fragment fig. 21. Widoczny kanał mikrodrążenia endolitycznej sinicy (es) i prostopadłe, cienkie kanały po drążących saprofitycznych grzybach (g). SEM

Enlarged fragment from Fig. 21. Note the microboring of endolithic cyanobacterium (es) and perpendicular to it thin microborings of saprophytic fungi (g). SEM



Krzysztof P. KRAJEWSKI – Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierzchowego Tatr

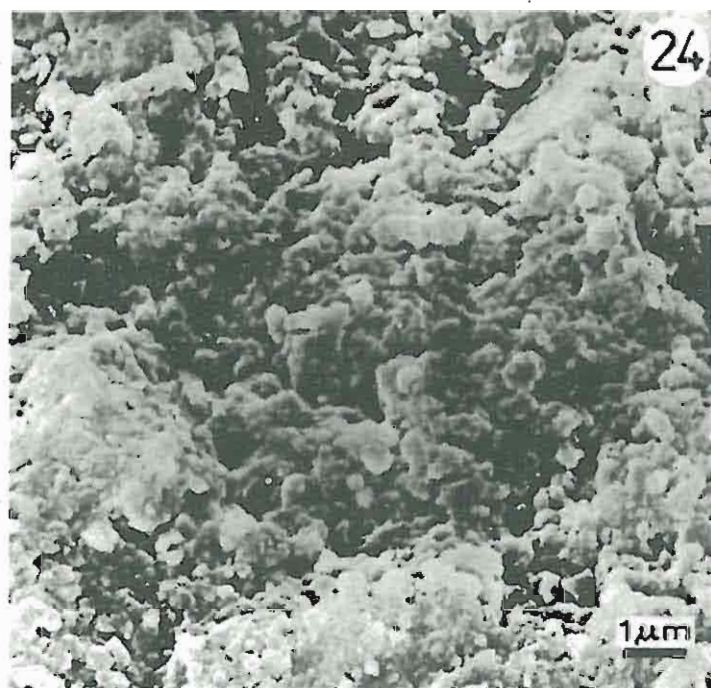
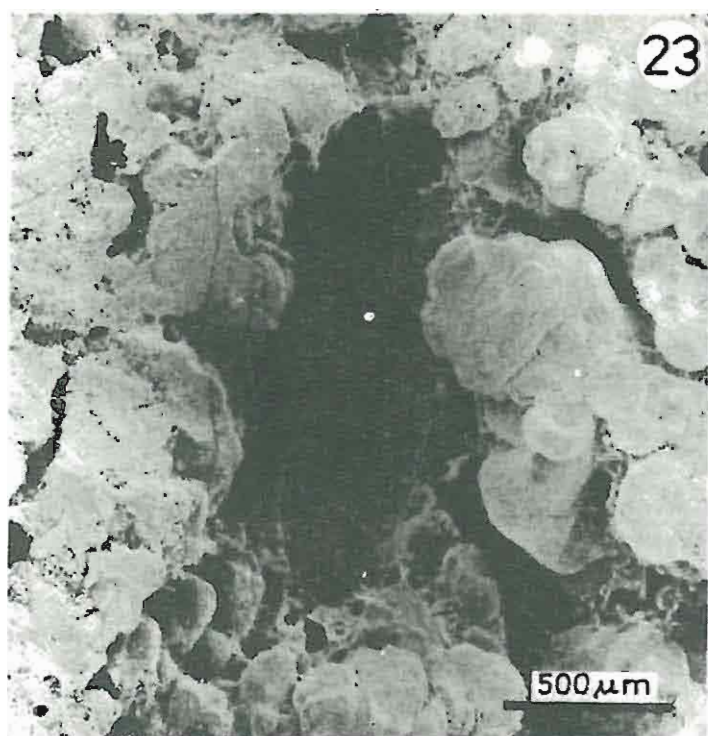
TABLICA VII

Fig. 23. Odpreparowane mikrostromatolity koloidalne występujące w interstycjum stromatolitu (profil C na fig. 1). Widoczne charakterystyczne botryoidalne kształty mikrostromatolitów i systemy wczesno-diagenetycznych (dehydracyjnych) radialno-koncentrycznych mikrospeków. SEM

Separated colloidal microstromatolites within a stromatolite interstice (profile C in Fig. 1). Note the characteristic botryoidal shapes of microstromatolites and systems of early diagenetic (dehydrational) radial-concentric microfissures. SEM

Fig. 24. Fosforany budujące mikrostromatolity koloidalne. Mikrostruktura fosforanów wskazuje na ich powstanie z pierwotnie żelopodobnej substancji. SEM

Phosphates building colloidal microstromatolites. Microstructure of the phosphates evidences their development from primary gel-like substance. SEM



Krzysztof P. KRAJEWSKI — Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wieehowego Tatr

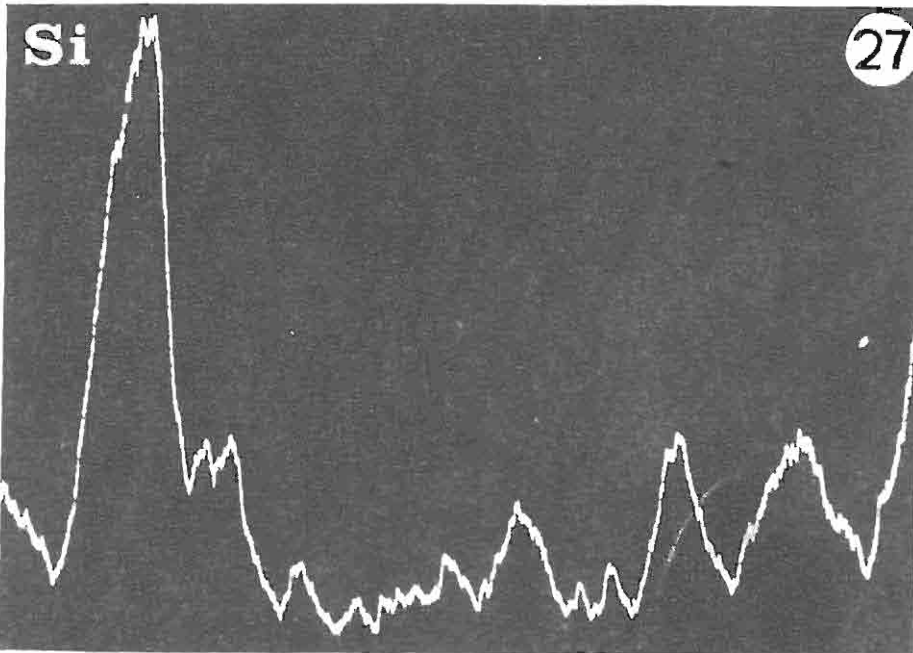
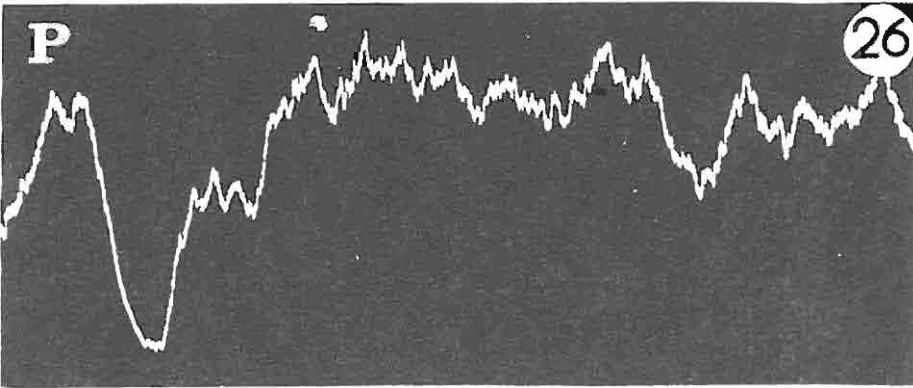
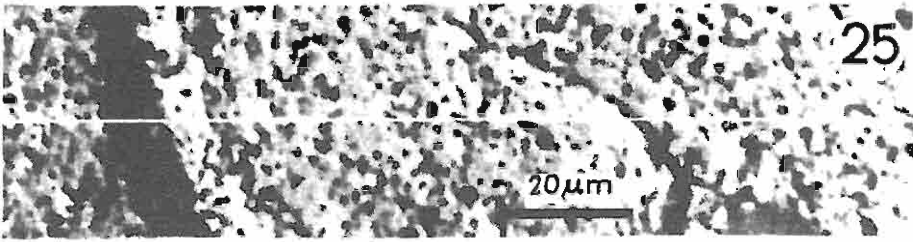
TABLICA VIII

Fig. 25. Fragment przekroju mikrostromatolitu koloidalnego w obrazie elektronowym. Biała linia to kierunek profilu mikrosondy

Section of a fragment of colloidal microstromatolite in electron image. White line – microprobe profile

Fig. 26, 27. Zmienność intensywności P i Si wzdłuż linii profilu mikrosondy na fig. 25. Alternacja mikrolamin fosforanowych (piki P) i krzemianowych (piki Si)

Variability of intensity of P and Si along the microprobe in Fig. 25. Alternation of phosphate microlaminae (highs of P) and silicate ones (highs of Si)



Krzysztof P. KRAJEWSKI – Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierchowego Tatr