

Bronisław SZYMAŃSKI

## Stromatolity lanwirnu górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

Omówiono pozycję stratygraficzną, typy morfologiczne (makrostruktury), cechy diagenetyczne oraz zmienność następstwa pionowego stromatolitów z osadów węglanowych lanwirnu górnego północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. Wyróżniono trzy zasadnicze typy morfologiczne stromatolitów: kolumnkowy, kopułowy i gładki. Stwierdzono, że identyczna mikrostruktura tych form wskazuje na biologiczne uwarunkowania ich powstania.

### WSTĘP

Stromatolity w osadach węglanowych ordowiku północno-wschodniej Polski nie były dotychczas przedmiotem szczegółowych badań. Sygnalizowali o nich jedynie K. Jaworowski i Z. Modliński (1972) oraz B. Szymański (1984), którzy stwierdzili cienkie, płaskie naskorupienia pochodzenia algowego w sąsiedztwie niektórych typów powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej. Zostały one opisane przez pierwszych dwu autorów z osadów węglanowych ordowiku (arenig – aszgil) wschodniej części obniżenia perybałtyckiego, natomiast przez drugiego – z węglanów arenigu północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego.

Opracowanie niniejsze jest poświęcone wynikom badań stromatolitów biogenicznych lanwirnu górnego, napotkanych w profilach licznych otworów wiertniczych w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego<sup>1</sup>. Omówiono pozycję stratygraficzną stromatolitów, ich mikrostruktury i typy morfologiczne (makrostruktury)<sup>2</sup> oraz cechy diagenetyczne. W uzupełnieniu podano interpretację śro-

<sup>1</sup> Są to wiekowo najstarsze, a w utworach starszego paleozoiku pierwsze stwierdzone stanowiska stromatolitów biogenicznych na obszarze Polski (S. Depowski, T.M. Peryt, 1981).

<sup>2</sup> Pod pojęciem makrostruktury stromatolitów rozumie się tu rozkład, sposób rozgałęzienia oraz stopień wykukłości (T.M. Peryt, 1981; T.M. Peryt, R. Wagner, 1981).

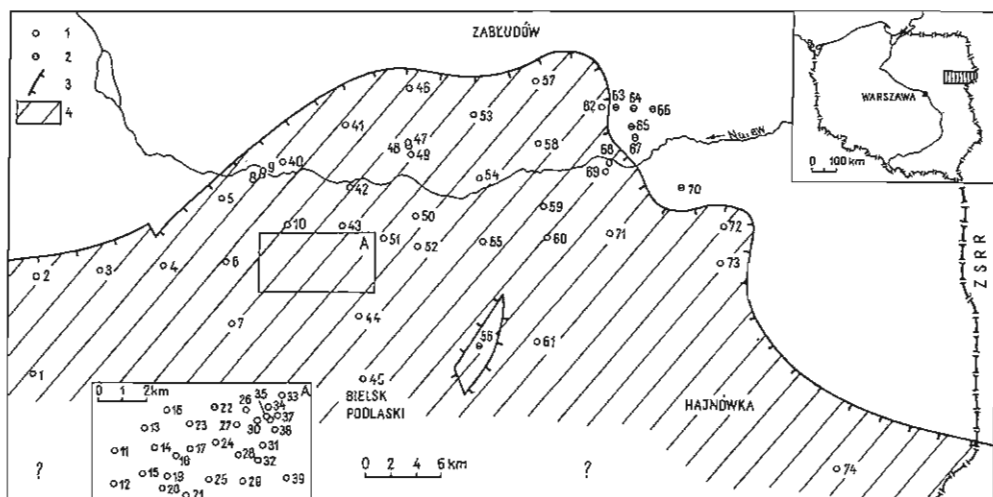


Fig. 1. Mapa lokalizacji otworów wiertniczych

Location map of boreholes

1 – otwory wiertnicze, w których stwierdzono osady lanwirnu górnego; 2 – otwory wiertnicze, w których stwierdzono erozyjny brak osadów lanwirnu górnego; 3 – granica zasięgu erozyjnego lanwirnu górnego; 4 – obszar stwierdzonego występowania stromatolitów; otwory wiertnicze: 1 – Brańsk IG 1; 2 – Zalesie IG 1; 3 – Górskie IG 1; 4 – Wyszki IG 1; 5 – Łapcie IG 1; 6 – Warpechy Nowe IG 1; 7 – Malinowo IG 1; 8 – Strabla IG 2; 9 – Strabla IG 1; 10 – Plutycze IG 1; 11 – Husaki IG 7; 12 – Husaki IG 8; 13 – Husaki IG 1; 14 – Rajsk IG 3; 15 – Haćki IG 6; 16 – Husaki IG 4; 17 – Haćki IG 4; 18 – Husaki IG 2; 19 – Rajsk IG 4; 20 – Orzechowice IG 1; 21 – Haćki IG 8; 22 – Haćki IG 2; 23 – Haćki IG 3; 24 – Haćki IG 1; 25 – Haćki IG 5; 26 – Rzepniewo IG 3; 27 – Chraboby IG 3; 28 – Chraboby IG 2; 29 – Haćki IG 7; 30 – Chraboby IG 1; 31 – Chraboby IG 4; 32 – Chraboby IG 10; 33 – Rzepniewo IG 4; 34 – Rzepniewo IG 1; 35 – Rajsk IG 2; 36 – Rajsk IG 1; 37 – Rzepniewo IG 2; 38 – Hryniewicze IG 1; 39 – Sobótka IG 1; 40 – Czerewki IG 1; 41 – Tryczówka IG 1; 42 – Deniski IG 2; 43 – Deniski IG 1; 44 – Proniczowie IG 1; 45 – Widowo IG 1; 46 – Kryńskie IG 1; 47 – Ryboły IG 1; 48 – Ryboły IG 2; 49 – Pawły IG 1; 50 – Koźyno IG 1; 51 – Płoski IG 1; 52 – Zubowo IG 1; 53 – Dawidowice IG 1; 54 – Cieluszki IG 1; 55 – Lachy IG 1; 56 – Krzywa IG 1; 57 – Olszanka IG 1; 58 – Trościanica IG 1; 59 – Hradoczna IG 1; 60 – Tyniewicze IG 1; 61 – Czyże IG 1; 62 – Saki IG 1; 63 – Iwaoki-Rohozy IG 4; 64 – Iwanki-Robozy IG 3; 65 – Iwanki-Rohozy IG 2; 66 – Iwanki-Rohozy IG 1; 67 – Rohozy IG 1; 68 – Narew IG 1; 69 – Narew IG 2; 70 – Waśki IG 2; 71 – Kotłowska IG 1; 72 – Podborowisko IG 1; 73 – Grodzisko IG 5; 74 – Krzyże IG 4

1 – boreholes recording Upper Llandvirn strata; 2 – boreholes recording erosional lack of Upper Llandvirn strata; 3 – boundary of erosional extent of Upper Llandvirn strata; 4 – the recorded distribution of stromatolites; 1–74 – boreholes

dowiska sedymentacji i związane z tym implikacje paleogeograficzne<sup>3</sup>.

Za materiał źródłowy posłużyły rdzenie o średnicach 62–140 mm z 74 otworów wiertniczych wykonanych przez Instytut Geologiczny w latach 1961–1976 (fig. 1), z których większość była rdzeniowana w osadach lanwirnu w 100%. W profilach siedmiu otworów stwierdzono erozyjny brak badanych osadów.

W opracowaniu uwzględniono publikowane dane dotyczące wykształcenia, stratygrafii, petrografii i problemów facjalnych osadów lanwirnu w profilach niektórych otworów wiertniczych w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego (M. Turnau-Morawska, 1963; J. Znosko, 1964; E. Tomczykowa, 1964; W.

<sup>3</sup> Stromatolity w osadach węglanowych lanwirnu stwierdzono także – jakkolwiek nie zawsze w identycznej pozycji stratygraficznej – w profilach innych obszarów NE Polski, m.in. w obniżeniu perybaltyckim (otwór Olsztyn IG 2), w zachodniej części obniżenia podlaskiego (otwór Tuszcz IG 1, Łochów IG 2) oraz na Lubelszczyźnie (otwór Parczew IG 10). Rezultaty badań stromatolitów z tych obszarów, związana z ich występowaniem problematyka regionalna oraz porównania z niektórymi formami staropaleozoicznymi będą przedmiotem odrębnej publikacji.

Bednarczyk, 1966; A. Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971, 1974; B. Szymański, 1968; Z. Modliński, 1973, 1975, 1982). Fotografie wykonała J. Modrzejewska i R. Ufnał, analizy chemiczne i spektralne – Głównie Laboratorium Chemiczne i Technologiczne, a rysunki – J. Turczynowicz. Z rękopisem artykułu zapoznali się R. Dadlez, T.M. Peryt, T.S. Piątkowski i R. Wagner, którym składam serdeczne podziękowania za poczynione uwagi krytyczne.

## DANE GEOLOGICZNE

W profilu północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego osady lanwirnu leżą z wyraźną niezgodnością sedimentacyjną na kompleksie glaukonitowo-węglanowym arenigu (B. Szymański, 1968, 1984; Z. Modliński, 1973, 1982). Są to w większości ziarniste osady wapienne o monotonnym wykształceniu i nieznacznych miąższościach, których sekwencje charakteryzują się stałym, transgresywno-regresywnym następstwem typów mikrofacjalnych. Ich zgeneralizowany profil litologiczny w porządku stratygraficznym przedstawia się następująco (fig. 2):

Miąższość w m	Opis litologiczny
0,1–0,3	Zailone intrasparyty szarobrunatne z materiałem szkieletowym, ooidami żelazystymi i nielicznym glaukonitem.
0,4–0,5	Szare biosparyty z glaukonitem.
2,5–3,0	Zailone biosparyty szarobrunatne, przewarstwione cienkimi, nieregularnymi wkładkami ilasto-marglistymi z ziarnistym materiałem szkieletowym.
1,1–1,3	Biosparyty mszywiolowo-trylobitowe, szaroróżowe, w części dolnej ze stromatolitami.

Zasięgi stratygraficzne nielicznych taksonów trylobitów, ramienionogów i konodontów wskazują, że trzy pierwsze warstwy należą do lanwirnu dolnego (kunda B<sub>III</sub>), natomiast czwarta – biosparyty do lanwirnu górnego (aseri C<sub>1a</sub> + lasnamägi C<sub>1b</sub>): w części dolnej do poziomu *Neosaphus* cf. *platyurus latisegmentatus*, a w górnej – do poziomu *Iliaenus chiron* (R.M. Männil, 1966).

Zespół skalny lanwirnu górnego tworzy wyraźnie wyodrębniony kompleks litologiczny, który z niżej leżącymi osadami węglanowymi lanwirnu dolnego graniczy wzdłuż regionalnej powierzchni nieciągłości sedimentacyjnej, natomiast z osadami młodszymi – landeilu – związany jest stopniowym, ciągłym przejściem sedimentacyjnym (fig. 2). Jego osady pozbawione są jakichkolwiek wyraźnych zmian facjalnych bądź struktur depozycyjnych, które mogłyby świadczyć o pierwotnym zróżnicowaniu środowisk, w jakich się one tworzyły.

Jednocie wykształcone węglany lanwirnu górnego składają się głównie z ziarnistych osadów wapiennych o składzie i cechach teksturalnych bogatych biosparytów (R.L. Folk, 1959, 1962; E. Flügel, 1978). Uziarnienie ich składników – głównie ziarn szkieletowych – wskazuje, że w większości należą one do średnich kalkarenitów (*sensu* M.W. Leighton, C. Pendexter, 1962). Są to skały zwarte, twarde, intensywnie zdiagenezowane o bezładnej teksturze i monotonnej, szaroróżowej barwie. Znamienną ich cechą jest powszechny brak wyraźnego uławiczenia, znaczny z reguły stopień wczesnodiagenetycznej rekrytalizacji – zwłaszcza składników ziarnistych – oraz intensywna mineralizacja niewęglanowa (zażelazienie). Zbadane sekwencje odznaczają się przy tym nieznaczną miąższością,

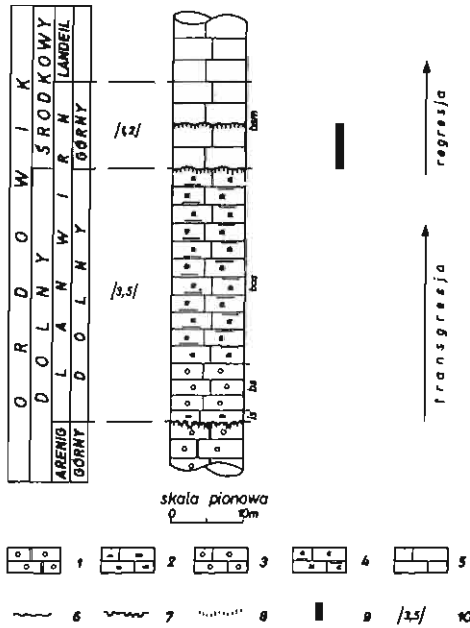


Fig. 2. Zbiorczy profil osadów lanwirnu północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

Summative section of Llandvirn strata in north-eastern part of the Podlasie Depression

1 – wapień dolomityczny z glaukonitem; 2 – wapień margliste z intraklastami; 3 – wapień z glaukonitem; 4 – wapień z ooidami żelazistymi; 5 – wapień; 6 – regionalne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych; 7 – regionalne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych z śladami drążenia; 8 – strefy impregnacji żelazistej; 9 – interwał występowania stromatolitów; 10 – miąższość w metrach; typy skał: is – intrasparyty; bs – biosparyty; bsm – biosparyty mszywiolowo-trylobitowe

1 – dolomitic limestones with glauconite; 2 – marly limestones with intraclasts; 3 – limestones with glauconite; 4 – limestones with ferruginous ooids; 5 – limestones; 6 – regional sedimentary discontinuities; 7 – regional sedimentary discontinuities with borings; 8 – zones of ferruginous impregnations; 9 – interval of occurrence of stromatolites; 10 – thickness in meters; types of rocks: is – intrasparites; bs – biosparites; bsm – bryozoan-trilobite biosparites

świadcząca o kondensacji, oraz występowaniem licznych powierzchni nieciągłości o genezie subakwalnej, które wskazują na powolne tempo sedymentacji oraz przerwy bądź względne zmiany tego tempa<sup>4</sup>.

Skład mineralny i chemiczny biosparytów jest słabo zróżnicowany (tab. 1). Są one zbudowane z komponentów ziarnistych, węglanowego cementu, minerałów diagenetycznych oraz materiału terygenicznego – w większości ilastego, wymieszanych na ogół w zmiennych proporcjach (tab. I, fig. 4–6). Zasadniczy składnik allochemiczny skały stanowią zazwyczaj – obok nielicznych ooidów i drobnych intraklastów – ziarna szkieletowe (40–60% obj.), na które składają się szczątki trylobitów, mszywiolów, ramienionogów, głowonogów, liliowców, małżoraczków oraz ślimaków, alg, konodontów i organizmów o niesprecyzowanej przynależności systematycznej. W ich rozmieszczeniu brak zazwyczaj jakichkolwiek znamion przestrzennego uporządkowania czy selekcji, wykazują one złe wysortowanie oraz zmienny – w następstwie wczesnodiagenetycznej rekryystalizacji – stopień zachowania pierwotnych struktur organicznych. Na wielu ziarnach stwierdza się wyraźne ślady abrazji, drążenia wypełnione druzowym mikrosparytem lub mikrytem (tab. I, fig. 6), wreszcie produkty mineralizacji

<sup>4</sup> Wśród tych powierzchni można wyróżnić najogólniej dwie odrębne grupy: pierwszą – zdecydowanie liczniejszą, obejmującą powierzchnie lokalne, które dają się prześledzić w stałej pozycji w niewielu tylko profilach, tzn. na ograniczonym obszarze, oraz drugą – rzadszą, na którą składają się powierzchnie o stałej pozycji w profilu i znacznym zasięgu poziomym. Cechami charakterystycznymi powierzchni obu grup są m.in.: a – śródwarstwowy charakter większości z nich, tzn. brak wyraźnych różnic w litologii przedzielonych nimi osadów; zwykle osad leżący bezpośrednio nad i pod powierzchnią jest identyczny bądź różni się jedynie cechami drugorzędowymi; b – znaczna różnorodność typów morfologicznych powierzchni (K. Jaworowski, Z. Modliński, 1972), które niejednokrotnie wykazują wzajemne oboczne przejścia; c – istnienie lokalnie wyraźnych śladów subakwalnej erozji (intraclasty, ścięte fragmenty skamieniałości); d – zazwyczaj intensywna impregnacja związkami żelaza tak samej powierzchni, jak i nieznaczej, ale zmiennej miąższości strefy osadów bezpośrednio niżej leżących; e – powszechny brak struktur bioturbacyjnych stanowiących rezultat działalności żywciowej makroorganizmów penetrujących pierwotnie nieskonsolidowany lub słabo skonsolidowany osad (J. Wieczorek, 1982).

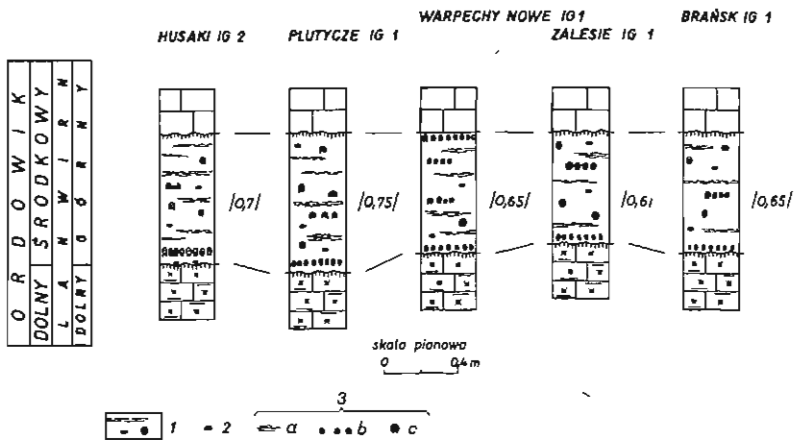


Fig. 3. Zestawienie korelacyjne profilów lanwirnu górnego ze stromatolitami  
Correlation of Upper Llandvirn sections with stromatolites

1 - wapień ze stromatolitami; 2 - intraklasty; 3 - stromatolity: a - gładka warstwa stromatolitowa, b - kolumnienkowa (poligonalna) warstwa stromatolitowa, c - izolowane stromatolity; pozostałe objaśnienia jak na fig. 2  
1 - limestones with stromatolites; 2 - intraclasts; 3 - stromatolites: a - smooth stromatolitic layer, b - columnar (polygonal) stromatolite layer, c - isolated stromatolites; other explanations as given in Fig. 2

niewęglanowej (tabl. I, fig. 4, 5) oraz mikrospękania (tabl. I, fig. 6). Jedyne nieliczne ziarna są obwiedzione cienkimi, słabo reagującymi na światło spolaryzowane, obwódkami ciemnobrunatnych wodorotlenków i tlenków żelaza, nadającymi im charakter ooidów powierzchniowych. Zasadniczą część komponentów ortochemicznych stanowią, występujące zwykle w znacznych ilościach, węglany (30–40% wag.) – przeważnie kalcyt bądź kalcyt z niewielkim udziałem dolomitu (0,1–7,0% wag.). Ich większość to sparyt i/lub mikrosparyt o nieuporządkowanej mikrostrukturze, który w postaci spoiwa typu cementu pierwotnego wypełnia przestrzenie międzyziarnowe bądź wyjątkowo tworzy pseudomorfozy po fragmentach szkieletowych (tabl. I, fig. 4, 5). Inwentarz składników teksturalnych skały uzupełnia równomiernie rozmieszczony materiał ilasty (illit–chloryt) z pojedynczymi ziarnami klastycznego kwarcu frakcji aleurytowej (3,4–7,7% wag.) oraz grupa minerałów diagenetycznych – głównie wodorotlenków i tlenków żelaza (2,0–16,0% wag.), syderytu i częściowo zrekrystalizowanej krzemionki, tworzących konkretne, drobnodispersyjne impregnacje oraz wypełnienia próżni i przestrzeni interstycjalnych.

Kompleks biosparytów, złożony w regresywnej fazie cyklu sedymentacyjnego jest wykształcony w dolnym odcinku sekwencji jako stały poziom z licznymi stromatolitami, których struktury wiążą i przegradzają osad (fig. 2, 3). Zdecydowana większość z nich to niewielkich rozmiarów, dobrze zachowane formy o urozmaiconym charakterze morfologicznym, odznaczające się intensywnie wiśniową barwą, wyraźnie kontrastującą z jaśniejszym tłem skały. Zespół tych struktur wykazuje identyczną pozycję w poszczególnych profilach, stałe następstwo pionowe odmiennie wykształconych typów morfologicznych oraz zmienność poziomą ich głównych parametrów, świadcząca o istnieniu pierwotnego zróżnicowania w warunkach wzrostu budujących je organizmów (B.W. Logan, 1961; C.D. Gebelein, 1969). Zasięg stratygraficzny stromatolitów mieści się w obrębie poziomu *Neosaphus* cf. *platyrus latisegmentatus*, którego osady w stropie i spągu są ograniczone

Skład chemiczny biosparytów

Otwór wiertniczy	Głębokość w m	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Rzepniewo IG 3	557,0 – 557,2	4,96	0,10	1,46	7,14
Zalesie IG 1	768,8 – 769,0	4,38	0,12	0,61	1,73
Wyszki IG 1	660,3 – 660,5	2,90	0,06	0,96	3,93
Orzechowicze IG 1	636,6 – 636,8	3,23	0,10	1,30	8,57
Plutycze IG 1	613,9 – 614,2	3,49	0,10	1,58	16,22
Husaki IG 2	610,7 – 610,8	3,18	0,17	1,14	4,52
Czerewki IG 1	561,9 – 562,1	3,20	0,23	1,21	7,58
Czerewki IG 1	562,1 – 562,2	3,17	0,13	1,19	3,78
Warpechy Nowe IG 1	644,4 – 644,6	4,38	0,10	1,30	3,06
Warpechy Nowe IG 1	644,6 – 644,8	2,70	0,09	2,70	3,68

Anal. Z. Novek, T. Latoszyńska, Z. Karanowska, W. Zielińska

regionalnymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych z intensywną mineralizacją związkami żelaza (fig. 3).

Znaczna zawartość ziarnistego materiału szkieletowego oraz pierwotnego sparytu i mikrosparytu, przy niewielkim tylko udziale materiału terygenicznego najdrobniejszych frakcji, świadczy, że biosparyty powstały w głównej mierze jako rezultat intensywnej działalności czynników biogenicznych, przebiegającej w warunkach kryzysowych dla sedymentacji terygeniczej. Zmienne uziarnienie, zle wysortowanie oraz powszechność śladów abrazji komponentów ziarnistych, wreszcie brak z reguły wyraźnych warstwowań wewnątrzławicowych prowadzą zarazem do wniosku o gromadzeniu się materiału okrucowego w warunkach umiarkowanej ruchliwości wód. Jeśli uwzględnić ponadto, że brak tu jakichkolwiek struktur, świadczących o subaeralnej korozji czy utlenieniu struktur wadycznych, a w stromatolitach – spękań z wysychania, zwiniętych lamin i kanałów erozyjnych, to wydaje się wątpliwe, aby w trakcie sedymentacji dochodziło do subaeralnej ekspozycji – choćby krótkotrwałej – fragmentów dna zbiornika. Zgodnie z tym należy wykluczyć związek genetyczny opisanych osadów i występujących w nich stromatolitów ze skrajnie płytkowodnymi środowiskami sedymentacyjnymi, tj. strefą między-niżejplywową<sup>5</sup>.

## MAKROSTRUKTURY STROMATOLITÓW

W zespole stromatolitów lanwirnu górnego można najogólniej wyróżnić trzy odrębne grupy makrostruktur, które różnią się odmiennym charakterem organizacji wewnętrznej oraz niejednakowym stopniem fragmentaryzacji. Są to według klasyfikacji zaproponowanej przez M. Szulczewskiego (1968): gładka warstwa stromatolitowa (tabl. III, fig. 11), kolumnkowa (poligonalna) warstwa stromatolitowa (tabl. II, fig. 7–9; tabl. III, fig. 10) oraz izolowane stromatolity

<sup>5</sup> Za taką interpretacją przemawia pośrednio także brak osadów i struktur depozycyjnych właściwych tym środowiskom sedymentacyjnym, zarówno w bezpośrednio niżej leżących utworach węglanowych lanwirnu dolnego, jak i w utworach młodszych landeilu.

Tabela 1

lanwirnu górnego (w % wag.)

FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sc	CO <sub>2</sub>	Str. praż.
0,50	0,35	46,97	0,02	0,05	0,21	0,26	0,01	38,0	38,45
0,39	0,30	48,99	1,69	0,11	0,37	1,20	0,02	38,60	38,90
0,41	0,19	49,88	0,56	śl.	0,42	0,42	0,01	40,20	40,37
0,39	0,14	46,04	0,77	0,20	0,26	0,34	0,05	36,90	36,97
0,29	0,26	42,00	1,21	śl.	0,20	0,19	0,02	34,30	34,60
2,18	0,20	48,34	0,11	0,13	0,26	0,15	0,02	40,00	40,15
0,29	0,36	47,55	0,81	0,03	0,21	0,11	0,03	37,70	38,47
0,39	0,23	48,86	1,17	0,02	0,24	0,19	0,08	40,10	40,21
0,43	0,21	47,81	1,83	0,05	0,24	0,04	0,04	39,90	40,15
0,52	0,14	47,81	1,79	0,06	0,19	0,18	0,18	38,70	39,95

o charakterze odosobnionych kęp (tabl. III, fig. 12) lub pojedynczych kopuł (tabl. III, fig. 13, 14; tabl. IV, fig. 15–17).

Stromatolity dwu pierwszych grup są zbudowane niemal w całości z osadu zorganizowanego w laminy i tworzą struktury ciągłe o znacznym rozprzestrzenieniu, natomiast grupy trzeciej wykazują niewielki zasięg poziomy a obocznie są zastępowane przez osad o ułożeniu nieuporządkowanym.

#### GŁADKA WARSTWA STROMATOLITOWA

Stromatolity tej grupy odznaczają się najmniej skomplikowanym sposobem wykształcenia i nieznaczną miąższością poszczególnych powłok, wahającą się od 0,3–1,0 (otwór Brańsk IG 1, Zalesie IG 1) do około 1,5 cm (otwór Proniewicz IG 1). Zarówno ich strop, jak i spąg są zaznaczone wyraźnie i ostro, przy czym powierzchnia spągowa bywa przeważnie bardziej nierówna niż stropowa. Zwykle jest to spowodowane narastaniem stromatolitu na podłożu o niezupełnie wyrównanej powierzchni, miejscami zawierającej drobne intraklasty oraz fragmenty skamieniałości – głównie konchy *Ortoceratoidea* i pygidia trylobitów<sup>6</sup>. Zespoły lamin tworzących powłokę stromatolitu najczęściej leżą mniej więcej równolegle do spągu warstwy, tj. do podłoża, na którym się ona rozwinęła. W przypadku gdy spąg jest wyraźnie pofalowany, odwzorowują one dość wiernie rozmieszczenie i kształt istniejących nierówności. Lamin przeważnie są ciągłe i nie poprzerywane interstycjami wypełnionymi osadem nieuporządkowanym. Ich ułożenie jest na ogół poziome, jednak tylko wyjątkowo przebiegają one zupełnie płasko, a z reguły są nieregularnie faliste. Często między laminami występują – na odcinku kilku centymetrów – liczne niezgodności, w wyniku czego pewne laminy szybko wyklinowują się, zmieniają miąższość, odcień barwy bądź wyjątkowo – łączą się ze sobą. Ich granice są przy tym niewyraźne i nieostre, natomiast miąższość – zwłaszcza lamin detrytycznych – jest niestała: mniejsza w części przyspągowej powłoki, a większa – w przystropowej.

<sup>6</sup> W konchach *Ortoceratoidea* niejednokrotnie obserwuje się struktury geopetalne, niekiedy „odwrócone” (sensu J. Wiczczyk, 1979), które świadczą pośrednio o względnie wczesnej lityfikacji osadu.

Zasadniczą formą występowania makrostruktur typu warstw gładkich są pojedyncze, odosobnione ich powłoki lub wyjątkowo – zespoły powłok o zmiennej grubości i nieregularnym przebiegu. Zwykle wykazują one ścisły związek przestrzenny z rozmieszczeniem lokalnych powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych, często wyklinowują się lub zmieniają miąższość, której zwiększenie odbywa się kosztem wzrostu miąższości poszczególnych lamin bądź ich ilości. Zupełnie wyjątkowo struktury tego typu tworzą lokalnie oboczne przejścia do form o charakterze nieregularnych kęp lub płaskich kopuł.

Zespół cech opisanych form stromatolitów lanwirnu górnego świadczy, że są one zbliżone bądź identyczne ze strukturami typu LLH według B.W. Logana i in. (1964), a w podziale W.P. Masłowa (1960) odpowiadają formie *Collenia plana*.

#### KOLUMIENKOWA (POLIGONALNA) WARSTWA STROMATOLITOWA

Stromatolity tego typu składają się z zespołu wyraźnie wyodrębnionych kolumienek, które rozdziela sieć powiązanych ze sobą interstycjów (tabl. II, fig. 7–9; tabl. III, fig. 10). Sposób ich rozmieszczenia w obrębie warstwy jest stały i nie ulega istotniejszym zmianom przez cały czas formowania się stromatolitu. Interstycja są stosunkowo wąskie, przeważnie w partii proksymalnej nieznacznie zwężone, przy czym tylko nieliczne z nich dochodzą do podłoża warstwy. Przypadki „ślepego” ich zakończenia obserwuje się wyjątkowo (tabl. II, fig. 7). Interstycja wypełnia materiał identyczny z tym, jaki występuje w osadzie przykrywającym stromatolit. Stosunkowo nieskomplikowany przebieg interstycjów sprawia, że wyodrębnione przez nie kolumienki mają w planie zarys izometrycznych wieloboków o mniej lub bardziej zaokrąglonych narożach. Ich średnica jest najczęściej zbliżona i waha się od około 0,5 do 3,0 cm. W przekroju pionowym warstwa stromatolitu wykazuje zwykle wyraźną dwudzielną budowę wewnętrzną. Część przyspągowa składa się przeważnie z form o kształcie płaskich kopuł, których kolejno narastające laminy dochodzą do podłoża. W części środkowej warstwy zaczątkowe kopuły przekształcają się w formy kolumienkowe, a ich laminy nie dosięgając podłoża kończą się na ściankach bocznych stromatolitu. Laminy są charakterystycznie uwypuklone ku stropowi warstwy i odznaczają się ciągłym przebiegiem. Ich grubość jest największa w partii szczytowej stromatolitu, by następnie stopniowo maleć ku jego brzegom. W konsekwencji laminy mają w przekroju kształt sierpowaty. Szerokość poszczególnych kolumienek w miarę ich wzrostu jest stała lub też powiększa się nieznacznie. Formy maczugowate, mniej lub bardziej rozszerzone w partii szczytowej, należą do wyjątków (tabl. III, fig. 10). Zróżnicowanie morfologiczne kolumienek jest zazwyczaj nikłe, są one pozbawione rozgałęzień i wyraźnej ornamentacji. Zdecydowana większość wykazuje dwu- lub trójfazowość wzrostu, co odwzorowują grube laminy węglanowo-detrytyczne będące rezultatem działalności życiowej mikroorganizmów tworzących stromatolit (tabl. II, fig. 7; tabl. III, fig. 10). W poszczególnych profilach zespoły kolumienek dorastają z reguły do określonego poziomu, a utworzona przez nie warstwa, dostosowując się do nierówności podłoża, ma przebieg lekko falisty.

W zbadanych osadach formy kolumienkowe są wykształcone jako dwie odrębne warstewki o stałej pozycji w profilach, z których starsza występuje w części przyspągowej sekwencji, natomiast młodsza – lokalnie w jej stropie (fig. 3)<sup>7</sup>. Ich miąż-

<sup>7</sup> Brak stromatolitów kolumienkowych tej ostatniej warstewki w szeregu profilów jest przypuszczalnie wtórny i jest spowodowany subakwalną erozją, której ślady obserwuje się lokalnie w sąsiedztwie regionalnej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej (fig. 3).



ność jest zmienna i wynosi odpowiednio od około 1,5 i 1,2 cm w części zachodniej (otwór Brańsk IG 1, Zalesie IG 1) do około 3,5 i 2,0 cm w części wschodniej (otwór Proniewicze IG 1).

Zespół opisanych form kolumnkowych lanwirnu górnego wykazuje cechy pośrednie między strukturami typu SH-C i SH-V według klasyfikacji B.W. Logana i in. (1964) oraz jest bliski kreowanej przez W.P. Masłowa (1960) formie *Collenia columnaris planolaminaris granulosa*.

#### IZOLOWANE STROMATOLITY

W tej grupie makrostruktur stwierdzono formy typu kęp stromatolitowych (tabl. III, fig. 12) i pojedynczych kopuł (tabl. III, fig. 13, 14; tabl. IV, fig. 15–17), które nie tworzą warstw ciągłych i obocznie są zastępowane osadami nie zorganizowanymi w laminy.

Kępy stromatolitowe są wykształcone jako izolowane zespoły stromatolitów o niewielkich rozmiarach, w których – w przeciwieństwie do form poligonalnych – poszczególne stromatolity nie dorastają do jednakowej wysokości. Ich wzrost często rozpoczyna się w różnym czasie. Kępy składają się zwykle z różnego typu struktur, których większość to niewielkich rozmiarów kolumnki, płaskie kopuły oraz formy kopułkowo-kolumnkowe. Interstycja są tu wąskie, płytkie i najczęściej nie dochodzą do podłoża. Zdecydowana większość kęp narasta na wyraźnych wyniesieniach podłoża oraz znacznie większych rozmiarów fragmentach skamieniałości – głównie na końcach *Ortoceratoidea*. Ich wysokość jest zmienna i wynosi od około 1,5 do 3,0 cm.

Izolowane struktury występują rzadko. Są to przeważnie spłaszczone lub nieregularne kopuły (tabl. III, fig. 13, 14; tabl. IV, fig. 15–17) oraz formy zbliżone do półkul, których rozmiary wahają się od około 1,0 do 5,0 cm. W strukturach tych laminy wykazują zazwyczaj lekko falisty przebieg i dochodzą do podłoża. W części przyspągowej sposób ich ułożenia stanowi zwykle wierne odwzorowanie jego nierówności.

#### MIKROSTRUKTURA STROMATOLITÓW

W stromatolitych lanwirnu górnego stwierdzono trzy podstawowe grupy składników mineralnych: węglany – mikryt i ziarna szkieletowe, wodorotlenki i tlenki żelaza oraz materiał terygeniczny – głównie ilasty. Składniki te tworzą dwa odrębne typy naprzemianlegle ułożonych lamin, w których występują w zmieniających proporcjach. Są to laminy jasne – węglanowo-detrytyczne oraz ciemne – węglanowo-żelaziste (tabl. V, fig. 19; tabl. VI, fig. 20–22).

Laminy węglanowo-detrytyczne są zbudowane z bezstrukturalnego tła mikrytowego, pokruszonych fragmentów szkieletowych oraz niewielkiej ilości równomiernie rozproszonego materiału ilastego. Stosunek objętościowy mikrytu do materiału szkieletowego jest zwykle zmienny; obok partii o przewadze detrytusu organicznego obserwuje się niekiedy partie z dominacją mikrytu. Ziarna szkieletowe są reprezentowane głównie przez obtoczone fragmenty szkieletowe frakcji mułowej (0,05–0,12 mm), których przynależność taksonomiczna jest identyczna jak w osadzie przegradzanym przez stromatolity. Ziarna najczęściej układają się dłuższymi osiami równoległe do powierzchni lamin, choć tu i ówdzie występują partie pozbawione przestrzennego uporządkowania. Spo-

radycznie spotyka się również strefowość rozmieszczenia ziarn mniejszych i większych – lepiej obtoczonych. Laminy tego typu często wyklinowują się, wykazują znaczne zróżnicowanie miąższości oraz ogólnie są grubsze aniżeli laminy węglanowo-żelaziste, zwłaszcza w partiach apikalnych poszczególnych form. Ich barwa jest jednolita – szaroróżowa, natomiast miąższość waha się od około 0,3 do 2,5 mm, a wyjątkowo przekracza 5,0 mm. Skład i charakter teksturalny tej grupy lamin świadczą o ich detrytycznym pochodzeniu (C.L.V. Monty, 1976).

Laminy węglanowo-żelaziste są zbudowane z mieszaniny mikrytu i/lub mikrosparytu oraz ciemnobrunatnych, słabo reagujących na światło spolaryzowane wodorotlenków i tlenków żelaza, które tworzą zwartą mozaikę o bezstrukturalnym charakterze (tabl. IV, fig. 22). Zawartości obu składników są zwykle niestale, przy czym najczęściej przeważają związki żelaza. Z komponentów detrytycznych w laminach powszechnie obserwuje się bezładnie rozsiany materiał szkieletowy frakcji mułowej, nie przekraczający zazwyczaj 20% obj. Ziarna szkieletowe są dobrze obtoczone, odznaczają się urozmaiconym składem grupowym oraz brakiem wyraźnej selekcji. W nielicznych partiach lamin stwierdzono cienkie (10–20  $\mu\text{m}$ ) pasemka o lekko falistym przebiegu, których mikrostruktury miejscami są pokryte drobnymi, nieregularnymi grudkami. Zachowane elementy ich budowy oraz forma geometryczna prowadzą do wniosku, że są to zapewne relikty zlitfikowanych mikroorganizmów – przypuszczalnie sinic (S. Golubić, 1976). Laminy węglanowo-żelaziste rzadko wyklinowują się, wykazują na ogół stałą miąższość oraz wyraźnie dominują miąższościowo w inicjalnych partiach opisanych struktur. Ich barwa jest stała – czerwobrunatna, a miąższość waha się od około 0,3 do 1,5 mm. Zespół cech teksturalno-mineralogicznych tej grupy lamin wskazuje w większości na ich pierwotnie biogeniczny charakter.

Ze składu substancji mineralnych tworzących struktury stromatolitów lanwirnu wynika, że w trakcie ich wzrostu zachodziły trzy odrębne procesy osadotwórcze, tj.: wychwytywanie i trwałe wiązanie mułu wapiennego i materiału detrytycznego, bierne osadzanie cząstek obu tych składników oraz biochemiczne wytrącanie węglanu wapnia przez mikroorganizmy podczas fotosyntezy (W.P. Masłow, 1961). Zróżnicowanie charakteru fizycznego tych procesów oraz cykliczna zmienność ich natężenia w czasie doprowadziły do powstania dwu różnych typów lamin, które wykazują odmienne cechy tektoniczno-mineralogiczne. W różnych morfologicznie formach stromatolitów oba typy lamin wzajemnie się przewarstwiają, co sprawia, że tworzą identyczne sekwencje pionowe o cechach mikrostruktury naprzemianległej (C.L.V. Monty, 1976).

Znamiennym rysem opisanych stromatolitów jest znaczny udział w składzie ich struktur związków żelaza, które w większości – zwłaszcza w laminach węglanowo-żelazistych – noszą charakter składników pierwotnych. Z genetycznego punktu widzenia możliwe są dwie interpretacje mechanizmu powstawania tego typu nagromadzeń: po pierwsze – koloidalna substancja mogła być gromadzona w obrębie lub na powierzchni żelowej pochwy mikroorganizmów, np. przez trychomy form *Frutexites*, zbliżone do nitkowatych sinic z rodziny *Scytonemataceae* (W.P. Masłow, 1960)<sup>8</sup>; po drugie – mikroorganizmy wytrącały węglan wapnia, który następnie reagował z zawartymi w środowisku wodnym koloidalnymi związkami żelaza. Za drugą z tych interpretacji przemawia fakt nierównomiernego rozmieszczenia związków żelaza – niewielkich ich ilości w laminach węglanowo-

<sup>8</sup> Za przykład mogą służyć tu ordowickie stromatolity platformy syberyjskiej (W.P. Masłow, 1960), dewońskie stromatolity Australii Zachodniej (P.E. Playford i in., 1976) oraz stromatolity z wapieni albu wierchowego Tatr (J. Niedzisz, 1965; K.P. Krajewski, 1981).

-detrytycznych, a obfitego nagromadzenia w laminach węglanowo-żelazistych, tj. tych, które odznaczały się pierwotnie wysoką inicjalną porowatością.

## CECHY DIAGENETYCZNE STROMATOLITÓW

Z analizy mikroskopowej stromatolitów lanwirnu wynika, że w pierwotnym składzie ich struktur dominował muł wapienny, ziarnisty materiał szkieletowy oraz żelopodobne substancje żelaziste o zmiennym stopniu krystaliczności i porowatości. W stadium wczesnej diagenetyzacji składniki te uległy wielu przeobrażeniom, na które złożyły się cementacja żelazista i węglanowa, podstawianie związkami żelaza, wypełnianie szczelin i próżni związkami żelaza i węglanami oraz mikrosparytyzacja. Ich następstwem było częściowe zmodyfikowanie treści mineralnej stromatolitów, zmiana ich cech teksturalnych przez obniżenie wysokiej porowatości inicjalnej oraz zatarcie miejscami pierwotnego charakteru mikrostrukturalnego (C.L.V. Monty, 1976; B.W. Logan i in., 1974). Z wczesną lityfikacją mułu wapiennego oraz dehydratyacją i krystalizacją minerałów żelaza z substancji żelopodobnych związane było ponadto powstanie drobnych synerezyjskich spękań stromatolitów – w większości współkształtnych z laminacją. Duża część tych początkowo otwartych spękań została następnie wypełniona wtórną treścią mineralną – głównie związkami żelaza i/lub mikrosparytem.

**Cementacja.** Zbadane stromatolity charakteryzują się znaczną zawartością wczesnodiagenetycznego cementu, który powstał w wyniku równoczesnego wytrącania związków żelaza i węglanu wapnia.

W peryferycznych partiach części interstycjów i kolumn oraz poszczególnych kopuł często obserwowane są strefy znacznego wzbogacenia w związki żelaza. Jest to właściwe również przyspągowym partiom niektórych struktur typu warstw gładkich, narastających na lokalnych powierzchniach nieciągłości sedimentacyjnych. Sposób rozmieszczenia tych stref oraz ich charakter prowadzą do wniosku, że powstały one głównie w wyniku wczesnej cementacji żelazistej mułu wapiennego stabilizowanego przez mikroorganizmy. Cementacją zostały objęte przeważnie zewnętrzne i pierwotnie najbardziej drożne partie struktur stromatolitowych, które pozostawały w stałym kontakcie z wodą morską wzbogaconą w związki Fe.

W strukturach stromatolitów obserwuje się również miejscami niewielkie na ogół ilości węglanowego cementu mikrytowego, wiążącego muł wapienny oraz wypełniającego inicjalne przestrzenie porowe i próżnie. Jego większość jest rozmieszczona w interstycjach i grubszych laminach węglanowo-detrytycznych, głównie w partiach o wysokich frekwencjach ziarn szkieletowych.

**Podstawianie związkami żelaza.** Znaczna część pierwotnie węglanowych elementów szkieletowych, występujących w obrębie stromatolitów, zawiera obecnie w swym składzie mineralnym związki żelaza (tabl. IV, fig. 19; tabl. V, fig. 20, 21). Zdecydowana większość struktur tego typu jest rozmieszczona w bezpośrednim sąsiedztwie stref intensywnej cementacji żelazistej. Podstawianie związków żelaza w miejsce węglanów zachodziło we fragmentach szkieletowych zbudowanych zarówno z nisko-, jak i wysokomagnezowego kalcytu oraz aragonitu. Brak śladów odrębnych dróg migracji związków żelaza prowadzi do wniosku, że podstawianie to zachodziło równoległe z cementacją i było związane z wczesnym etapem diagenetyzacji.

**Wypełnianie szczelin i próżni.** Zdecydowaną większość wczesnodiagenetycznych spękań w strukturach stromatolitów wypełniają kryptokrysta-

liczne agregaty związków żelaza i/lub mikrosparyt. Nastąpiło to przez strącanie związków żelaza i węgla wapnia z roztworów porowych, a nie drogą diagenetycznej krystalizacji lub tworzenia mikrosparytu neomorficznego. W części szczelin – zwłaszcza większych – widoczna jest niekiedy mikrostruktura tych wypełnień, która wskazuje na przyrastanie kryształów od brzegów do centrum szczeliny.

**Mikrosparytyzacja.** W interstycjach i grubszych laminach węglanowo-detrytycznych niektórych stromatolitów występują tu i ówdzie partie zbudowane niemal wyłącznie z neomorficznego mikrosparytu. W ich obrębie pierwotna mikrostruktura stromatolitu uległa zazwyczaj wtórnemu zatarciu. Wczesno-diagenetyczna mikrosparytyzacja jest charakterystyczna wyłącznie dla stromatolitów; nie stwierdzono jej śladów w otaczających biosparytach.

## WNIOSKI

Z badań makro- i mikroskopowych stromatolitów ordowickich północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego wynika:

1. Stromatolity występują w ziarnistych osadach wapiennych lanwiru górnego, tworząc w dolnej części ich sekwencji stały poziom o identycznej pozycji stratygraficznej (fig. 2, 3). Innymi słowy, stromatolity te są strukturami o charakterze izochronicznym.

2. Osady zawierające stromatolity, złożone w regresywnej fazie cyklu sedymentacyjnego, charakteryzują się monotonnym wykształceniem, nieznaczną miąższością, świadczącą o powolnym tempie gromadzenia materiału, oraz licznymi subakwalnymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych, które wskazują na przerwy bądź względne zmiany tego tempa. Ich sekwencje odznaczają się zarazem powszechnym brakiem wyraźnych warstwowań wewnątrzławicowych oraz intensywną mineralizacją niewęglanową (żelazistą) przy nieznaczonej tylko zawartości materiału terygenicznego – głównie frakcji pelitycznej. Zespół tych cech facjalnych obserwuje się na znacznym obszarze (fig. 1); brak tu śladów raptownych zmian facjalnych oraz jakichkolwiek osadów, które mogłyby być interpretowane jako litoralne. Zgodnie z tym, osady lanwiru górnego zawierające stromatolity powstały przypuszczalnie na rozległej płyciźnie śródziemnomorskiej położonej w obrębie otwartego szelfu (płytki sublitorału).

3. Ze względu na brak w sekwencjach osadów zawierających stromatolity jakichkolwiek struktur świadczących o subaeralnej korozji czy utlenieniu oraz struktur wadycznych, a w stromatolitach – spękań z wysychania, zwiniętych lamin i kanałów erozyjnych, należy przyjąć, że w trakcie ich sedymentacji nie dochodziło do epizodów subaeralnej ekspozycji dna morskiego.

4. Zmiennie wykształcone makrostruktury opisanych stromatolitów sublitoralnych wykazują identyczny charakter mikrostrukturalny, co prowadzi do wniosku o istnieniu biologicznych uwarunkowań ich powstania.

5. Intensywnemu rozwojowi stromatolitów sprzyjały: nieznaczące tempo sedymentacji, wczesna lityfikacja osadu prowadząca do powstania twardego podłoża oraz obecność organizmów penetrujących, jedynie mało efektywnie przerabiających osad, które tylko lokalnie mogły modyfikować rozprzestrzenienie mat mikrobiologicznych nie eliminując ich całkowicie (J. Wieczorek, 1982).

6. Zmienność wykształcenia makrostruktur opisanych stromatolitów biogenicznych wynika m.in. z nierównomiernego dopływu materiału detrytycznego

i zróżnicowania jego składu granulometrycznego, które spowodowały brak wyraźnych różnic w cechach strukturalnych i pierwotnym składzie mineralnym lamin poszczególnych form. Z okresami znikomej dostawy materiału detrytycznego najdrobniejszej frakcji związane było głównie tworzenie się form makrostrukturalnych typu warstw gładkich, podczas gdy intensywniejszy dopływ materiału grubszego o słabym wysortowaniu prowadził do rozwoju form typu kolumnkowego. W tych ostatnich obserwuje się selekcję materiału, polegającą na rozdzieleniu frakcji: materiał drobniejszy był gromadzony głównie w obrębie lamin – zwłaszcza węglanowo-detrytycznych, grubszy natomiast – w interstycjach.

7. Znakomity stan zachowania stromatolitów wynika z utrwalenia szczegółów ich pierwotnych struktur w następstwie nagłego przykrycia osadów oraz szybkiej lityfikacji i wczesnych procesów diagenetycznej cementacji. Z kolei wczesna cementacja wydaje się być rezultatem pierwotnie niestabilnego składu mineralnego większości stromatolitów sublitoralnych, które najprawdopodobniej były zbudowane głównie z kalcytu wysokomagnezowego.

8. W aspekcie paleogeograficznym opisane biosparyty ze stromatolitami, noszące liczne cechy teksturalne właściwe biolitytom algowym (R.L. Folk, 1959, 1962; A.F. Embry, J.E. Klován, 1971, 1972), tworzą charakterystyczny zespół mikrofacjalny związany z rozległymi płytyznymi śródmorskimi. Tego typu elementy paleogeograficzne w lanwirnie północno-wschodniej Polski były następstwem zróżnicowania rozmiarów konsedymencyjnych ruchów pionowych, które miały tu miejsce wzdłuż systemu głębokich dyslokacji tektonicznych o założeniach prekambryjskich.

Zakład Stratygrafii Tektoniki i Paleogeografii  
Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4  
Nadesłało dnia 6 sierpnia 1984 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- BEDNARCZYK W. (1966) – Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie Białowięzy. *Kwart. Geol.*, 10, p. 33–43, nr 1.
- DEPOWSKI S., PERYT T.M. (1981) – Badania stromatolitów w Polsce. *Prz. Geol.*, 29, p. 269–271, nr 6.
- EMBRY A.F., KLOVAN J.E. (1971) – A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands. *N.T.W. Can. Petrol. Geol. Bull.*, 19, p. 730–781.
- EMBRY A.F., KLOVAN J.E. (1972) – Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geol. Rund.*, 61, p. 672–686.
- FOLK R.L. (1959) – Practical petrographic classification of limestones. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 43, p. 1–38.
- FOLK R.L. (1962) – Spectral subdivision of limestone types. W: *Classification of carbonate rocks* (ed. W.E.Ham). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 1, p. 62–84.
- FLÜGEL E. (1978) – *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*. Springer. Berlin.
- GEBELEIN C.D. (1969) – Distribution, morphology, and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. *Sed. Petrol.*, 39, p. 49–69.
- GOLUBIĆ S. (1976) – Organisms that build stromatolites. W: *Stromatolites* (ed. M.R. Walter). *Developments in Sedimentology*, 20, p. 113–126. Elsevier, Amsterdam.

- JAWOROWSKI K., MODLIŃSKI Z. (1972) – Powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych w orodowiku wschodniej części syneklizy perybałtyckiej (NE Polska). *Acta Geol. Pol.*, **22**, p. 711–734, nr 4.
- KRAJEWSKI K.P. (1981) – Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierchowego Tatr. *Kwart. Geol.*, **25**, p. 731–459, nr 4.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A. (1967) – Petrografia ordowiku i syluru na Niżu Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **197**, p. 115–301.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A. (1971) – Nowe dane do petrografii ordowiku i syluru na Niżu Polskim. *Biul. Inst. Geol.*, **245**, p. 253–346.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A. (1974) – Ordowik. W: *Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. Część 2. Pokrywa osadowa*. *Pr. Inst. Geol.*, **74**, p. 48–60.
- LEIGHTON M.W., PENDEXTER C. (1962) – Carbonate rock types. W: *Classification of carbonate rocks* (ed. W.E. Ham). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **1**, p. 33–61.
- LOGAN B.W. (1961) – Cryptozoon and associated stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. *Jour. Geol.*, **69**, p. 517–533.
- LOGAN B.W., REZAK R., GINSBURG R.N. (1964) – Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Jour. Geol.*, **72**, p. 68–83, nr 1.
- LOGAN B.W., HOFFMAN P., GEBELEIN C.D. (1974) – Algal mats, cryptalgal fabrics and structures, Hamelin Pool, Western Australia. *Am. Ass. Petrol. Mem.*, **22**, p. 140–194.
- MODLIŃSKI Z. (1973) – Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **72**.
- MODLIŃSKI Z. (1975) – Podstawowe zmiany facjalne i miąższościowe ordowiku platformowego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **19**, p. 503–512, nr 3.
- MODLIŃSKI Z. (1982) – Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **102**.
- MONTY C.L.V. (1976) – The origin and development of cryptalgal fabrics. W: *Stromatolites* (ed. M.R. Walter). *Developments in Sedimentology*, **20**, p. 193–249. Elsevier. Amsterdam.
- NIEGODZISZ J. (1965) – Stromatolity z albu wierchowego Tatr. *Acta Geol. Pol.*, **15**, p. 529–553, nr 4.
- PERYT T.M. (1981) – Stromatolity w wapieniu cechsztyńskim monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **25**, p. 609–628, nr 4.
- PERYT T.M., WAGNER R. (1981) – Mikrostruktury stromatolitów i onkoidów z wapienia cechsztyńskiego Polski północno-zachodniej. *Kwart. Geol.*, **25**, p. 629–650, nr 4.
- PLAYFORD P.E., COCKBAIN A.E., DRUCE E.C., WRAY 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.
- SZYMAŃSKI B. (1968) – Wapienie z oolitami żelazistymi środkowego ordowiku Białowieży i Mielnika. *Kwart. Geol.*, **12**, p. 1–11, nr 1.
- SZYMAŃSKI B. (1984) – Mikrofacje osadów węglanowych arenigu w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. *Kwart. Geol.*, **28**, p. 221–239, nr 2.
- SZULCZEWSKI M. (1968) – Stromatolity jurajskie w Polsce. *Acta Geol. Pol.*, **18**, p. 1–82, nr 1.
- TOMCZYKOWA E. (1964) – Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **8**, p. 491–502, nr 3.
- TURNAU-MORAWSKA M. (1963) – Zmiany facjalne skał żelazistych w ordowiku podłoża północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **7**, p. 26–36, nr 1.
- WIECZOREK J. (1979) – Geopetal structures as indicators of top and bottom. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **49**, p. 215–221, nr 3/4.
- WIECZOREK J. (1982) – Stromatolity a organizmy penetrujące w osadzie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. *Kwart. Geol.*, **26**, p. 117–135, nr 1.
- ZNOSKO J. (1964) – Ordowik Białowieży i Mielnika. *Kwart. Geol.*, **8**, p. 60–72, nr 1.
- МАСЛОВ В.П. (1960) – Stromatолиты (их генезис, метод изучения, связь с фациями и геоло-

- гическое значение на примере ордовика сибирской платформы). Тр. Геол. Ин. АН СССР, 41. Москва.
- МАСЛОВ В.П. (1961) — Водоросли и карбонатоосаждение. Изв. АН СССР, Сер. Геол., 12, стр. 81—86.
- МЯННИЛЬ Р.М. (1966) — История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин.

Бронислав ШИМАНЬСКИ

### СТРОМАТОЛИТЫ ВЕРХНЕГО ЛЛАНВИРНА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОДЛЯССКОЙ ВПАДИНЫ (СВ ПОЛЬША)

#### Резюме

Строматолиты ордовика на северо-востоке Подляской впадины встречаются в зернистых известковых породах верхнего лланwirна. Они представляют собой богатые мшанково-трилобитовые биослариты с монотонной текстурой (табл. I, фиг. 4—6), образовавшиеся в фазе регрессии. Для их залегания характерны интенсивная некарбонатная (железистая) минерализация, множество седиментационных перерывов подводного происхождения и небольшая мощность, свидетельствующая о медленном осадконакоплении.

В ассоциации верхнелланвирнских строматолитов отмечены формы типа гладких строматолитовых слоев (табл. III, фиг. 11), колонкообразных (полигональных) строматолитовых слоев (табл. II, фиг. 7—9; табл. III, фиг. 10), изолированных кочек (табл. III, фиг. 12) и одиночных сводов (табл. III, фиг. 13, 14; табл. IV, фиг. 15—17). Эти формы образованы карбонатами — микритами и скелетными зернами, гидроокислами и окислами железа, а также небольшим количеством терригенного материала — обычно глинистого. Изученные строматолиты имеют аналогичную микроструктуру, что позволяет сделать вывод о возможно биологическом их происхождении.

В период раннего диагенеза структура биогенных строматолитов подверглась процессам железистой и карбонатной цементации, замещения соединениями железа и карбонатами, а также микроспаритизации. С ранним окаменением и дигидратизацией связано также образование мелких синерезисных трещин по большей части совпадающих по форме с ламинацией. Большая часть начально открытых трещин такого типа была затем заполнена вторичным минеральным материалом — главным образом соединениями железа и (или) микроспаритом.

Интенсивному развитию строматолитов способствовала медленная седиментация, раннее окаменение осадка, способствовавшее образованию твердого основания, и присутствие роющих организмов, малоэффективно перерабатывающих осадки. Они выросли, вероятно, на обширных мелководьях в сублиторальной области эпиконтинентального бассейна.

Bronisław SZYMAŃSKI

**UPPER LLANDVIRN STROMATOLITES FROM NORTH-EASTERN PART  
OF THE PODLASIE DEPRESSION (NE POLAND)**

Summary

In north-eastern part of the Podlasie Depression, stromatolites occur in grained carbonate Upper Llandvirn rocks (Figs. 1–3). The rocks represent rich bryozoan-trilobite biosparites monotonous in textural composition (Table I, Figs. 4–6) and interpreted as formed in a regressional phase. Sequences of these rocks are characterized by intense non-carbonate (ferruginous) mineralization, numerous sedimentary discontinuities of subaqueous origin, and small thickness, indicative of a low rate of sedimentation.

The studies showed that the Upper Llandvirn stromatolite assemblage comprises forms of the types of smooth stromatolite layers (Table III, Fig. 11), columnar (polygonal) stromatolite layers (Table II, Figs. 7–9; Table III, Fig. 10), and isolated clumps (Table III, Fig. 12) and single domes (Table III, Figs. 13, 14; Table IV, Figs. 15–17). The structures are built of carbonates (micrite and skeletal grains), iron hydroxides and oxides, and subordinate amounts of terrigenous, mainly clay material. The studied stromatolites were found to be characterized by identical microstructural character, which suggests biological control of their origin.

Structures of the biogenic stromatolites were subjected to processes of ferruginous and carbonate cementation, replacement by iron compounds, infilling of fissures and voids with iron compounds and carbonates, and microsparitization, at early diagenetic stage. An early lithification and dehydration were also connected with origin of fine syneresis cracks in the structures, mainly following lamination. The bulk of originally open cracks became subsequently infilled with mineral matter, mainly iron compounds and/or microsparite.

Intense development of Upper Llandvirn stromatolites has been facilitated by very low rate of sedimentation, quick lithification (leading to origin of hardgrounds) and low effectiveness of reworking of sediment by penetrating organisms. It is assumed that the stromatolites were originating in vast shoal areas in subtidal zone of the epicontinental basin.

TABLICA I

Fig. 4. Biosparyt; widoczne liczne fragmenty szkieletowe mszywiolów. Lanwirm górny. Otwór wiertniczy Czerewki IG 1; głęb. ok. 561,7 m; nikole równoległe; pow. ok. 35 ×

Biosparite; note numerous fragments of bryozoan skeletons. Upper Llandvirn. Borehole Czerewki IG 1; depth c. 561.7 m; parallel nicols; × c. 35

Fig. 5. Biosparyt z impregnacjami wodorotlenków i tlenków żelaza. Lanwirm górny. Otwór wiertniczy Brańsk IG 1; głęb. ok. 784,5 m; nikole równoległe; pow. ok. 35 ×

Biosparite with iron hydroxide and oxide impregnations. Upper Llandvirn. Borehole Brańsk IG 1; depth c. 784.5 m; parallel nicols; × c. 35

Fig. 6. Biosparyt; fragment ziarna szkieletowego z widocznymi śladami drążen wypełnionych mikrosparytem. Lanwirm górny. Otwór wiertniczy Rajsk IG 3; głęb. ok. 610,5 m; nikole równoległe; pow. ok. 100 ×

Biosparite; fragment of skeletal grain with microsparite infilled borings. Upper Llandvirn. Borehole Rajsk IG 3; depth c. 610.5 m; parallel nicols; × c. 100





Fig. 4



Fig. 5

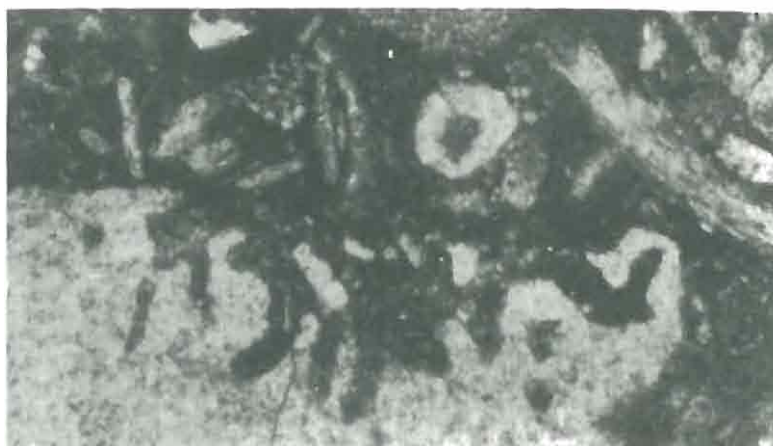


Fig. 6

Bronisław SZYMAŃSKI – Stromatolity lanwiru górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

## TABLICA II

Fig. 7. Stromatolit kolumnienkowy o wyraźnie zaznaczonej dwufazowości wzrostu; w spągu warstwy widoczny ślad nierównej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej z intraklastem. Lanwirm górny. Otwór wiertniczy Rzepniewo IG 3; głęb. ok. 557,9 m; wielkość naturalna

Columnnar stromatolite with clearly marked two-phase growth; a trace of uneven sedimentary discontinuity with intraclast well visible at the base of layer. Upper Llandvirm. Borehole Rzepniewo IG 3; depth c. 557.9 m; natural size

Fig. 8. Stromatolit kolumnienkowy; w stropie warstwy widoczny ślad lokalnej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej. Lanwirm górny. Otwór wiertniczy Haćki IG 5; głęb. ok. 610,9 m; pow. ok. 0,8 ×

Columnnar stromatolite; a trace of local sedimentary discontinuity visible at the top of layer. Upper Llandvirm. Borehole Haćki IG 5; depth c. 610.9 m;  $\times$  c. 0.8

Fig. 9. Stromatolit kolumnienkowo-kopułowy. Lanwirm górny. Otwór wiertniczy Husaki IG 2; głęb. ok. 610,7 m; wielkość naturalna

Columnnar-dome stromatolite. Upper Llandvirm. Borehole Husaki IG 2; depth c. 610.7 m; natural size



Fig. 7



Fig. 8



Fig. 9

Bronisław SZYMAŃSKI – Stromatolity lanwirnu górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

### TABLICA III

Fig. 10. Stromatolit kolumnkowy; widoczna nieznacznie rozszerzająca się ku górze kolumna o zaznaczonych wyraźnie dwóch fazach wzrostu. Lanwirn górny. Otwór wiertniczy Chraboty IG 1; głęb. ok. 556,0 m; pow. ok. 1,2×

Columnar stromatolite, with column slightly widening upwards and clearly displaying two-phase growth. Upper Llandvirn. Borehole Chraboty IG 1, depth c. 556.0 m;  $\times$  c. 1.2

Fig. 11. Zespół struktur stromatolitowych typu warstw gładkich, kęp i płaskich kopuł. Lanwirn górny. Otwór wiertniczy Warpechy Nowe IG 1; głęb. ok. 644,7 m; pow. ok. 0,5×

A set of stromatolitic structures of the types of smooth layers, clump, and flat domes. Upper Llandvirn. Borehole Warpechy Nowe IG 1; depth c. 644.7 m;  $\times$  c. 0.5

Fig. 12. Kępa stromatolitowa. Lanwirn górny. Otwór wiertniczy Proniewiczze IG 1; głęb. 643,2 m; wielkość naturalna

Stromatolite clump. Upper Llandvirn. Borehole Proniewiczze IG 1; depth c. 643.2 m; natural size

Fig. 13. Stromatolit typu płaskiej kopuły narastający na fragmencie konchy *Ortoceratoidea*. Lanwirn górny. Otwór wiertniczy Rzepniewo IG 4; głęb. ok. 547,9 m; pow. ok. 0,8×

Stromatolite of the flat dome type, growing on a fragment of *Ortoceratoidea* shell. Upper Llandvirn. Borehole Rzepniewo IG 4; depth c. 547.9 m;  $\times$  c. 0.8

Fig. 14. Stromatolit typu płaskiej kopuły narastający na fragmencie konchy *Ortoceratoidea*. Lanwirn górny. Otwór wiertniczy Husaki IG 4; głęb. ok. 623,6 m; pow. ok. 1,2×

Stromatolite of the flat dome type, growing on a fragment of *Ortoceratoidea* shell. Upper Llandvirn. Borehole Husaki IG 4; depth c. 623.6 m;  $\times$  c. 1.2



Fig. 10



Fig. 11



Fig. 12



Fig. 13



Fig. 14

Bronisław SZYMAŃSKI – Stromatolity lanwiru górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

#### TABLICA IV

Fig. 15. Stromatolit typu nieregularnej kopuły narastający na intraklaście. Lanwirn górny. Otwór wiertniczy Rzepniewo IG 3; głęb. ok. 557,5 m; wielkość naturalna

Stromatolite of the irregular dome type, growing on intraclast. Upper Llandvirn. Borehole Rzepniewo IG 3, depth c. 557.5 m; natural size

Fig. 16. Stromatolit typu kopułowego – stadium inicjalne. Lanwirn górny. Otwór wiertniczy Rzepniewo IG 3; głęb. ok. 557,6 m; wielkość naturalna

Stromatolite of the dome type – initial stage. Upper Llandvirn. Borehole Rzepniewo IG 3; depth c. 557.6 m; natural size

Fig. 17. Stromatolit typu płaskiej kopuły – stadium inicjalne. Lanwirn górny. Otwór wiertniczy Rzepniewo IG 3; głęb. ok. 557,6 m; wielkość naturalna

Stromatolite of the flat dome type – initial stage. Upper Llandvirn. Borehole Rzepniewo IG 3; depth c. 557.6 m; natural size



Fig. 15



Fig. 16



Fig. 17

Bronisław SZYMAŃSKI – Stromatolity lanwirnu górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

TABLICA V

Fig. 18. Powierzchnia stropowa stromatolitu typu warstwy gładkiej. Lanwirn górny. Otwór wiertniczy Haćki IG 5; głęb. ok. 610,7 m; wielkość naturalna

Top surface of stromatolite of the smooth layer type. Upper Llandvirn. Borehole Haćki IG 5; depth c. 610.7 m; natural size

Fig. 19. Mikrostruktura stromatolitu kolumnkowego; widoczne laminy węglanowo-żelaziste i detrytyczne. Lanwirn górny. Otwór wiertniczy Haćki IG 4; głęb. ok. 617,1 m; nikole równoległe; pow. ok. 30 ×

Microstructure of columnar stromatolite; note carbonate-ferruginous and detrital laminae. Upper Llandvirn. Borehole Haćki IG 4; depth c. 617.1 m; parallel nicols; × c. 30



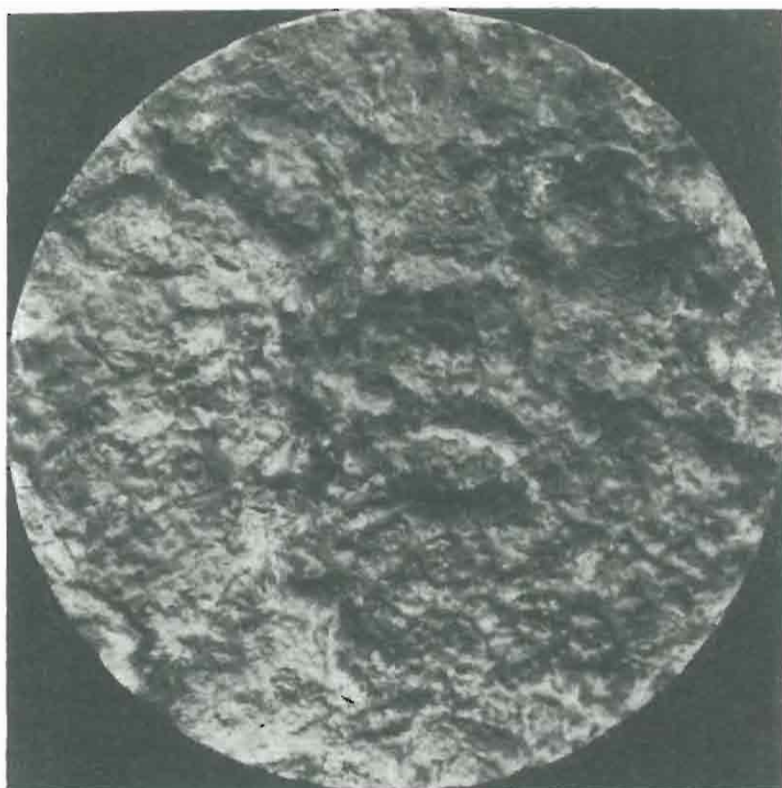


Fig. 18



Fig. 19

Bronisław SZYMAŃSKI – Stromatolity lanwirnu górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego

#### TABLICA VI

Fig. 20. Mikrostruktura stromatolitu kolumnienkowego; widoczne lamioy węglanowo-żelaziste i detrytyczne. Lanwirm górny. Otwór wiertniczy Hački IG 1; głąb. ok. 611,1 m; nikole równolegle; pow. ok. 30 x

Microstructure of columnnar stromatolite; note carbonate-ferruginous and detrital laminae. Upper Llandvirn. Borehole Hački IG 1; depth c. 611.1 m; parallel nicols; x c. 30

Fig. 21. Mikrostruktura stromatolitu typu izolowanej kopuły – część apikalna. Lanwirm górny. Otwór wiertniczy Husaki IG 2; głąb. ok. 610,6 m; nikole równolegle; pow. ok. 30 x

Microstructure of stromatolite of the isolated dome type – apical part. Upper Llandvirn. Borehole Husaki IG 2; depth c. 610.6 m; x c. 30

Fig. 22. Mikrostruktura stromatolitu kolumnienkowego – lamina węglanowo-żelazista. Lanwirm górny. Otwór wiertniczy Rajsak IG 3; głąb. ok. 610,9 m; nikole równolegle; pow. ok. 90 x

Microstructure of columnnar stromatolite – carbonate-ferruginous lamina. Upper Llandvirn. Borehole Rajsak IG 3; depth c. 610.9 m; parallel nicol; x c. 90



Fig. 20



Fig. 21

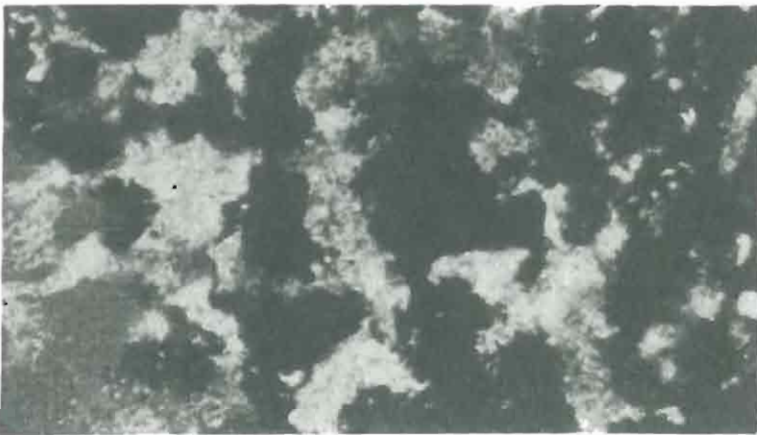


Fig. 22

Bronisław SZYMAŃSKI — Stromatolity lanwiru górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego