

PALEO GEOGRAFIA DOLNEGO BADENU GARBU WÓJCZAŃSKO-PINCZOWSKIEGO

UKD 551.882.13.022:551.351.3.051+551.352.2.051(438.13-13)

Osady dolnego badenu na obszarze garbu wójczańsko-pińczowskiego wykazują wyraźną dwudzielność. Na jej podstawie zaliczono je do poziomów: podlitotamniowego i litotamniowego (3—5, 7). Poziom podlitotamniowy jest reprezentowany przez margle i margle piaszczyste, poziomy litotamniowy stanowi wapienie organodetrytyczne o zmiennym składzie i wielkości bioklastów. Różnorodność mikrofacjalną wapieni poziomu litotamniowego przedstawił A. Rydzewski (11). Ponieważ podział badenu na poziomy jest dyskusyjny (10), nazwy „poziom podlitotamniowy” i „poziom litotamniowy” są użyte jedynie w sensie jednostek lokalnych.

Wapienie organodetrytyczne poziomu litotamniowego są znane w literaturze jako wapienie pińczowskie, litawskie, litotamniowe, zależnie od składu, tekstury, frakcji i obecności lub braku fauny autochtonicznej. Należy wyjaśnić, że użycie terminu „wapienie litotamniowy” w odniesieniu do skał garbu wójczańsko-pińczowskiego jest często niewłaściwe. Badania przeprowadzone przez A. Rydzewskiego (11) i autora wykazały, iż litotamnia mogą stanowić podrzędny składnik tych skał lub nie występować w ogóle. Rodzaj *Lithothamnium* jest najczęściej zastępowany przez rodzaj *Lithophyllum*, o innym układzie komórek i odmiennym kształcie kolonii.

Na temat paleogeografii dolnego badenu garbu wójczańsko-pińczowskiego istnieją dwie grupy poglądów. Według pierwszej z nich (1, 6, 7) obecne rozprzestrzenienie osadów badenu jest związane z istnieniem w tym piętrze zatoki, a obszar wychodni pokrywa się mniej więcej z zasięgiem zatoki. Przeciwnicy tego poglądu twierdzą, że osady badenu powstały w warunkach morza otwartego, a jedynie sama transgresja i wczesne etapy sedymentacji odbywały się w zatoce (4, 10). Istnienie tak skrajnie różnych koncepcji jest spowodowane izolowanym obecnie występowaniem badenu. Na dużym obszarze zarówno na południe, jak i na północ od garbu brak odsłoneń, które mogłyby rozstrzygnąć wątpliwości.

Za istnieniem w badenie zatoki przemawiają argumenty natury tektonicznej. Garb, będący wyraźną formą morfologiczną, jest od NE i SW ograniczony uskokiemi, wchodzącymi w obręb starej, prekambryjskiej strefy tektonicznej (6). Według poglądów J. Czarnockiego (1) i J. Łyczewskiej (6, 7) pionowe, wahadłowe ruchy tych uskokiów wyraźnie wpływały na sedymentację utworów mezozoicznych i kenozoicznych, w tym również utworów badenu. Dolnotrzeciordzowe ruchy spowodowały powstanie rowu, w który transgredowało morze badeńskie, tworząc wąską zatokę. Kolejne ruchy, odbywające się po powstaniu wapieni poziomu litotamniowego, doprowadziły do utworzenia horstu, istniejącego obecnie. W tym ujęciu, materiał organodetrytyczny budujący wapienie jest uważany za autochtoniczny, pochodzący z niszczenia przybrzeżnej flory i fauny.

Zdaniem K. Kowalewskiego (4) i A. Radwańskiego (10) detrytus organiczny jest allochtoniczny. Obszary alimentacji wymienił autorzy lokalizują w okolicy Korytnicy (4) lub Szarbkowa i Gartatowic, kilka kilometrów na północ od garbu, gdzie odsłaniają się wapienie detrytyczne z niołbymi kulistymi litotamniami (10).

Badania paleoekologiczne, prowadzone przez autora na terenie garbu, pozwoliły ustalić bieg wydarzeń, zgodny w ogólnych zarysach z koncepcją A. Radwańskiego (10). Obszar, na który transgredowało morze badeńskie, jest zbudowany głównie z miękkich margli senonu. Niewielka odporność tych skał na ero-

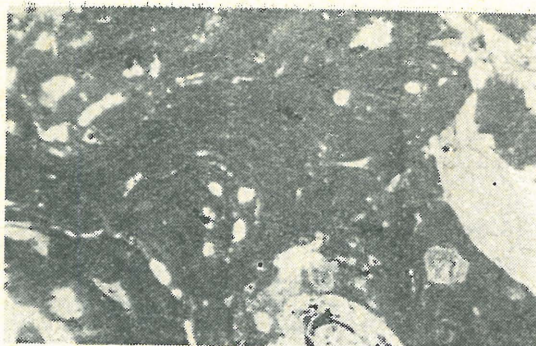
zję spowodowała, że morze wkraczało na teren dość wyrównany, o stosunkowo niewielkich deniwelacjach. Z rozmieszczenia utworów litoralnych można wnosić, że w poziomie podlitotamniowym na terenie garbu istniała wąska, płytka zatoka. Tworzyły się w tym czasie osady margliste i marglisto-piaszczyste, pochodzące z niszczenia brzegów zbudowanych ze skał kredy górnej, niewiele się różniące od skał podłoża.

Takie dno (miękkie, grząskie, o mętnej wodzie), przy dość szybkim początkowo tempie sedymentacji, stanowiło bardzo niekorzystne podłoże dla rozwoju organizmów zarówno roślinnych, jak i zwierzęcych. Dlatego w marglach poziomu podlitotamniowego fauna in situ występuje stosunkowo rzadko (okolice Skowronna Dln. i Pińczowa). Są to z reguły małże: infaunalne *Panopea*, *Meretrix*, pływające *Amussium*, ślady po działalności grzebiących w osadzie wieloszczetów. Znacznie bardziej urozmaicona jest fauna redeponowana ze stref przybrzeżnych, przy czym transport nie mógł być zbyt odległy, gdyż skorupki małżów i ślimaków w czasie wleczenia nie zostały pokruszone.

W miarę postępu transgresji tempo sedymentacji zmniejszało się stopniowo wskutek oddalania się brzegu. Miejsce osadu marglistego zajęły osady organogeniczne. Na terenach obrzeżających zatokę w poziomie podlitotamniowym, utworzyły się po transgresji liczne podwodne wyniesienia. Sedymentacja poziomu podlitotamniowego prawdopodobnie nie spowodowała wyrównania deniwelacji dna, istniejących w momencie wkroczenia morza. Na obszarach wyniesionych, w czystych, płytkich wodach zaczęły się osiedlać różne organizmy. W zależności od lokalnych warunków były to albo duże otwornice z rodzaju *Heterostegina* i semi-infaunalne lub epifaunalne małże (okolice Pińczowa), albo krasnorosty. Te ostatnie tworzyły niewielkie zwarte „rafy” litotamniowe (Skowronno Dln., Żerniki), lub też maty, pokrywę stabilizującą dno (Łysa Góra pod Skotnikami) albo „łaki” złożone z dużych kulistych kolonii tych alg (*Bogucice*). Formy gałązkowe są rzadko spotykane i tylko w wyższych częściach profilu.

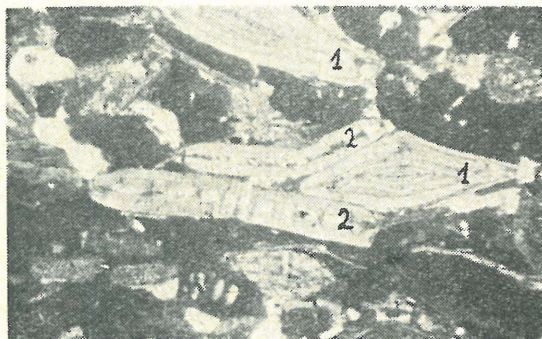
W niezwykle korzystnych warunkach (ruchliwe, czyste, ciepłe wody) zespół organiczny zaczął szybko wzbogacać się o nowe grupy zwierząt. Dogodne podłoże spowodowało inwazję ramienionogów, głównie z rodzajów *Terebratula*, *Megathyris*, *Argyrotheca*, *Megerlia*, *Crania*. Powszechne stają się mszywioly: inkrustujące litotamnia (rzadziej muszle), gałązkowe — przytwierdzone do podłoża i niezwykle liczne i okazałe kuliste kolonie *Cellepora* sp. Zarówno krasnorosty, jak i mszywioly były porastane przez serpule. Miejscami pojawiały się niewielkie kępy koralii (*Grobie*), reprezentujące rodzaj *Tarbellastrea*. Również jeżowce zarówno roślinnożerne, jak i drapieżne osiągnęły swój rozkwit. Z małżów jedynie przegrzebki występowały licznie, szczególnie duże *Chlamys latissima*, żyjące na różnych podłożach. Spośród mniej znaczących grup zwierzęcych można wymienić ślimaki, wąsonogi, kraby i rozgwiazdy. Ogromne zróżnicowanie i liczebność osiągnęły otwornice, zwłaszcza charakterystyczne dla wapieni garbu wójczańsko-pińczowskiego duże osobniki z rodzaju *Amphistegina* i *Heterostegina*. *Amphistegina*, przyczepiająca się do planktonicznych wodorostów, jest powszechna w każdym typie skały, a gdzieśkolwiek występuje jako jedyny niemal organizm skałotwórczy (Góra Kwiatowa pod Buskiem).

Wyniesione części dna znajdowały się zapewne w przedziale głębokości 10—15 m — powyżej lub w po-



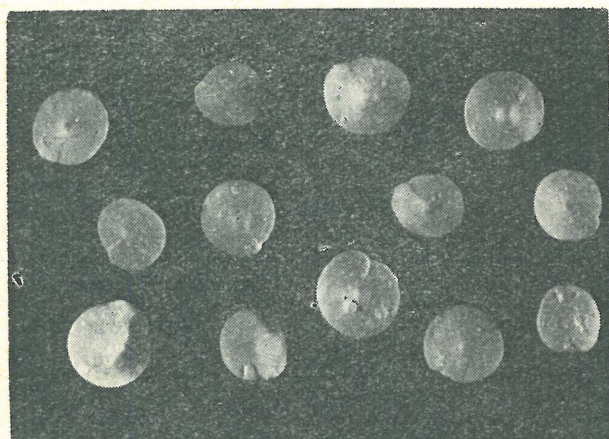
Ryc. 1. Kolonia *Lithothamnium* sp. z widocznymi sporangiami, Bogucice, szlif cienki, pow. 10 X.

Fig. 1. Colony of *Lithothamnium* sp. with noticeable sporangia. Bogucice, thin section, $\times 10$.



Ryc. 3. Otwornice z rodzajów: *Amphistegina* (1) i *Heterostegina* (2), Szczaworyż, szlif cienki, pow. 10 X.

Fig. 3. Foraminifers of the genera *Amphistegina* (1) and *Heterostegina* (2), Szczaworyż, thin section, $\times 10$.

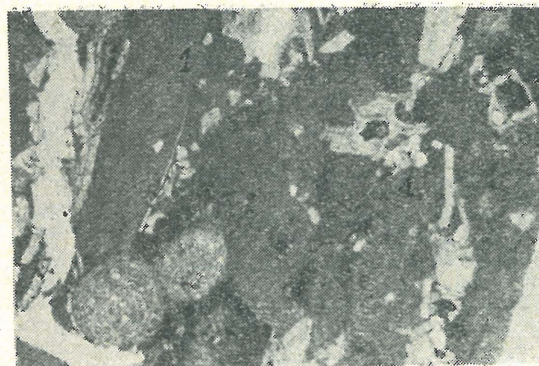


Ryc. 5. *Amphistegina mamilla* (wg oznaczenia A. R. Larsena), Żerniki, pow. ok. 4 X.

Fig. 5. *Amphistegina mamilla* (identified by A. R. Larsen), Żerniki, $\times c. 4$.

Zdjęcia L. Dwornik.

blizu podstawy falowania. O wysokiej energii środowiska świadczą duże rozmiary kulistych kolonii litotamniów, niekiedy drażonych przez skałotocze. Pomiedzy podmorskimi wyniesieniami zasiedlonymi przez wymienione organizmy a niszczoneymi przez falowanie. trwała sedimentacja wapieni organodetrytycznych. Powstawały wapienie o różnej wielkości bioklastów, zbudowane wyłącznie z pokruszonych szczątków fauny lub podobne wapienie, lecz z dodatkiem niewielkich, kulistych kolonii *Lithothamnium* sp., nagromadzonych zwykle w dużych ilościach. Litotamnia są często poprzerastane z mszywiolami. W takich skałach fauna jest najczęściej redeponowana, in situ występują jedynie małe *Chlamys latissima*, jeżowce,



Ryc. 2. Fragment kolonii *Lithophyllum* sp., Szczaworyż, szlif cienki, pow. 10 X.

Fig. 2. Fragment of colony of *Lithophyllum* sp. Szczaworyż, thin section, $\times 10$.



Ryc. 4. Otwornice z rodzaju *Heterostegina*, Żerniki, pow. 3 X.

Fig. 4. Foraminifers of the genus *Heterostegina*. Żerniki, $\times 3$.

terebratule i epibionty w rodzaju pąkli, serpul czy inkrustujących mszywiolów.

Materiał znoszony w głębsze części dna nie ulegał natychmiastowej depozycji. Prądy dennie zapewniały nieustanną mobilność osadu. Na takie warunki wskazują z jednej strony krasnorosty, których drobne kuliste kolonie powstają w czasie przetaczania ich po dnie, z drugiej — obecność cienkich ławiczek o równoległym ułożeniu bioklastów, niekiedy wykazujących pewien stopień wysortowania. Nieustanna ruchliwość podłoża jest czynnikiem niekorzystnym dla osiedlania się fauny, dlatego też dominowały na takich dnach organizmy duże, mające zdolność przyczepiania się do podłoża: *Chlamys latissima*, terebratule, lub ruchliwe — jeżowce. Sedymencja odbywała się zapewne dość wolno, zależnie od produktywności obszarów wyniesionych. Cechą charakterystyczną tych skał jest minimalna zawartość najdrobniejszej frakcji — mikrytu. Badanie szlifów wykazało, iż mikryt występuje najczęściej w drobnych pierwotnych porach bioklastów (otwornicach, zooecjach mszywiolów), rzadko między bioklastami. Biorąc pod uwagę warunki depozycji detrytus, można przyjąć iż mikryt pochodzi z rozdrobniania węglanowych szkieletów, nie zaś z wytrącania się z przesyconej wody morskiej.

Materiał detrytyczny wapieni poziomu litotamniowego należy traktować jako autochtoniczny, pochodzący z fragmentacji węglanowych szkieletów organizmów zasiedlających okoliczne wyniesienia, ewentualnie z niewielką domieszką allochtonicznych bioklastów, przywleczonych spoza obszaru garbu wólczańsko-pińczowskiego. Głębokość dna na obszarach o sedimentacji detrytycznej prawdopodobnie nie była

większa niż 30 m. Trudno spodziewać się większych deniwelacji dna na małym stosunkowo obszarze, nawet przyjąwszy kilkumetrową wysokość struktur litotamniowych.

Współczesne odpowiedniki opisanych typów sedymentacji węglanowej i zamieszkujących je biocenoz opisano z Adriatyku i Morza Śródziemnego. Wapienie litotamniowe sensu stricto, składające się ze spojonych ze sobą kulistych lub płożących się kolonii, odpowiadają obszarom „biologicznie skonsolidowanym”, występującym w Adriatyku (2) lub tak zwanej „coralligenous biocenosis”*, występującej w postaci ławic lub łąt w strefie cirkalitoralnej Morza Śródziemnego (8, 9). Różne algi (w tym krasnorosty) stanowią ponad 50% tej biocenozy, poza tym w jej skład wchodzi: liczne mszwy, wieloszczety (w tym *Serpula* spp.), małże (*Chlamys* spp. *Lima* spp.), rozgwiazdy, w mniejszych ilościach koralie i gąbki.

Organizmy stabilizujące dno (krasnorosty, mszwy), wytrącając węglan wapnia zlepiają fragmenty muszli i inne węglanowe szczątki, tworząc nieregularną, pagórkowatą powierzchnię. Stanowi ona dogodne podłoże dla rozwoju wielu grup bezkręgowców, w tym również organizmów drążących (gąbek, wieloszczetów, małżów). Biocenoza „coralligenous” jest znana z dwóch rodzajów biotopów: na izolowanych skałach, wystających z osadu oraz na skonsolidowanych biogenicznie twardych dnach. Maksymalna głębokość występowania zależy od przezroczystości wody i waha się od 60–70 m do 120–130 m.

Drugi typ wapieni — wapienie detrytyczne — ma swój odpowiednik w facji nulliporowej biocenozy „coastal detritic” (8, 9). Facja ta jest zdominowana przez dwa gatunki litotamniów, osiedlające się na bioklastach. Wskutek ciągłej działalności prądów alga szybko otacza ziarno, tworząc kulistą kolonię, przetwarzaną po dnie. Fauna, żyjąca na tym podłożu jest uboższa niż w biocenozie „coralligenous”; większość gatunków znanych jest również z tej ostatniej. W zależności od intensywności światła, osady facji nulliporowej występują na głębokościach 25–40 m i 60–65 m w zachodniej części Morza Śródziemnego i do 160–180 m w jego wschodniej części. Obie opisane biocenozy występują w strefie morza otwartego, na obszarach o niskim tempie sedymentacji, w warunkach działalności silnych prądów.

Ponieważ istnienie ławic „coralligenous” zależy od równowagi między procesami dobudowywania i niszczenia, w zależności od zmiany warunków hydrologicznych lub tempa sedymentacji stabilna ławica może być zastąpiona przez osad detrytyczny. Przy ponownej zmianie warunków środowiska może dojść do restabilizacji, jeśli warunki te staną się korzystne dla organizmów wiążących węglan wapnia (8). Współcześnie w Morzu Śródziemnym spotyka się dna z mozaiką obu biocenoz. W miarę postępu sedymentacji powstaje profil z naprzemianlegle ułożonymi osadami obu typów. Tak więc biocenozy „coralligenous” i „coastal detritic” mogą sąsiadować ze sobą zarówno w pionie, jak i horyzontalnie. Taką naprzemianległość obserwować można w kamieniołomach w Bogucicach, gdzie kilka poziomów „łak” litotamniowych, zbudowanych z kulistych kolonii o średnicy ok. 10 cm, jest oddzielonych horyzontami sedymentacji detrytycznej.

Uwzględniając bliskie podobieństwo opisanych osadów bańskich i współczesnych, wyrażające się składem biocenozy oraz rodzajem sedimentu, można przyjąć wspólną dla obu typów genezę. Byłby to zatem argument przemawiający za powstaniem wapieni poziomu litotamniowego w warunkach działalności silnych prądów dennych, przy niewielkim tempie sedymentacji, a więc raczej w strefie morza otwartego. W wąskiej zatoce należy się spodziewać wód spokojnych, wykluczający oczywiście obecność pływów o znacznej amplitudzie. Istnienie lub brak pływów w morzu bańskim dotychczas nie zostało udowodnione, wydaje się jednak wątpliwe, aby w stosunkowo niewielkim zbiorniku, dość odległym od Oceanu Światowego, amplituda pływów była wystarczająca do powstania silnych prądów.

* Termin ten, z powodu swej nieścisłości, traktowany jest przez Pérésa jako *nomen conservandum*.

LITERATURA

1. Czarnocki J. — Profil studni zdrojowej w Solcu oraz ogólne uwagi dotyczące budowy zapadliska soleckiego i synkliny jędrzejowskiej (pasma wójczo-pińczowskiego). Posiedz. Nauk. PIG 1936 nr 45.
2. Gamulin-Brida H. — The benthic fauna of the Adriatic Sea. Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev. 1967 vol. 5.
3. Kowalewski K. — Stratygrafia utworów trzeciorzędowych części południowej arkusza Pińczów. Posiedz. Nauk. PIG 1926 nr 15.
4. Kowalewski K. — Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich. Spraw. PIG 1930, t. 6 z. 1.
5. Kowalewski K. — Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Kwart. Geol. 1958 t. 2 z. 1.
6. Łyczewska J. — Wpływ tektoniki wgłębnej na struktury młodomezozoiczne i kenozoiczne okolic Jędrzejowa — Pińczowa. Ibidem 1971 t. 15 z. 1.
7. Łyczewska J. — Zarys budowy geologicznej pasma wójczo-pińczowskiego. Biul. Inst. Geol. 1975 nr 283.
8. Pérés J. M. — The Mediterranean benthos. Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev. 1967 vol. 5.
9. Pérés J. M., Picard J. — Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée. Rec. Trav. Stat. Mar. Endoume 1964 bull. 31 fasc. 47.
10. Radwański A. — Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). Acta Geol. Pol. 1969 nr 1.
11. Rydzewski A. — Mikrofakalne badania petrograficzne dolnotortonskich wapieni litotamniowych pasma wójczowsko-pińczowskiego. Prz. Geol. 1975. nr 1.

SUMMARY

Two points of view predominate in interpretations of paleogeography of the Lower Badenian of the Wójcza-Pińczów ridge. According to one of them Lower Badenian marls and organodetrital limestones originated in a narrow embayment of tectonic origin, and according to the other — detrital limestones were deposited in open sea zone. The paper presents a brief discussion of history of deposition and some evidence in favour of sedimentation in open sea zone. This argumentation is based on a close similarity of these rocks and deposits originating at present in the Adriatic and Mediterranean Sea. Various types of Lithothamnium limestones built of large interconnected or trailing red seaweed colonies were originating on submarine elevations and represent ancient equivalents of „biologically consolidated” areas known from the Adriatic and „coralligenous biocenosis” reported from the Mediterranean Sea. Organodetrital limestones deposited in depressions between the elevations correspond to the Nullipora facies of „coastal detritic biocenosis”. Both types of deposits originate at present in open sea zone, under conditions of strong current activity and low rate of deposition.

РЕЗЮМЕ

Представлены две группы мнений на тему палеогеографии нижнего бадена вуйчанско-пинчовского горба. Согласно первой из них — седиментация мергелей и органодеетритных известняков нижнего бадена происходила в узком заливе тектонического типа, согласно второй — деетритные известняки образовались в зоне открытого моря. Автор приводит краткий очерк развития седиментации и аргумент в пользу седиментации известняков в открытом море. Основой является близкое сходство этих пород с осадками, которые образуются в настоящее время в Адриатическом и Средиземном морях. Литотамниевые известняки разного