

JÓZEF WIECZOREK

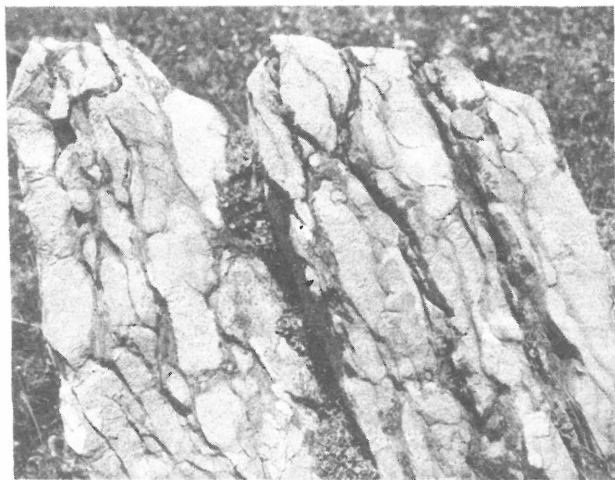
Uniwersytet Jagielloński

## UWAGI O FACJI „AMMONITICO ROSSO”

UKD 551.352.47 ammonitico rosso:552.144 + 550.72/.74:551.762.13/.33(4 - 015 + 438 - 13:234.372.43 + Pieniny)

Czerwone wapienie bulaste zwane najczęściej „ammonitico rosso” („rosso ammonitico”) lub też „Knollenkalke” są bardzo charakterystycznymi osadami geosynklijalnymi, którym poświęcono wiele uwagi (2, 17, 20). Osady te znane są z paleozoiku i mezozoiku, nie mają jednak ścisłych odpowiedników w osadach współczesnych, co utrudnia interpretację ich genezy oraz określenie znaczenia batymetrycznego. Paleozoiczne wapienie bulaste

tej facji poznane są najlepiej z najwyższego dewonu Montagne Noire i Reńskich Gór Łupkowych (35) oraz z pogranicza dewonu i karbonu Alp Karnijskich (4). Mezozoiczne facje typu „ammonitico rosso” opisywane były m. in. z triasu Północnych Alp Wapiennych, Dynarydów i Hellenidów (2, 3), gdzie określane są najczęściej wapieniami halsztackimi (Hallstätter Kalke). Najlepiej zbadano jurajskie czerwone wapienie bulaste.



Ryc. 1. Czerwone wapienie bulaste – seria podatrzańska, kelowej, Gładkie Uplaziąskie (Tatry). Fot. J. Wieczorek.

Fig. 1. Red nodular limestones – Subatric Series, Callovian, Gładkie Uplaziąskie (Tatra Mts). Photo by J. Wieczorek.

Szczególnie wiele uwagi poświęcono tej facji w jurze Alp Południowych (2, 12, 27, 33), gdzie są charakterystycznymi osadami, głównie w rejonie Trento (Alpy Weneckie). Występują tu dwa poziomy, z których dolny zwany jest „Ammonitico Rosso Inferiore” i obejmuje piętra od bajosu po kelowej (w różnych profilach może mieć jednak nieco różne zasięgi stratygraficzne). Poziom ten leży na płytkowodnych utworach węglanowych, ale reprezentowany jest przez wapienie pelagiczne mocno skondensowane stratygraficznie. Ich miąższość wynosi zwykle tylko kilka metrów a o wolnej sedymentacji świadczą ponadto powierzchnie twardego dna, naskorupienia Fe-Mn oraz stromatolity. Brak tu płytkowodnej fauny bentonicznej, liczne są natomiast amonity, belemnity i pelagiczne małże. Górny poziom wapieni bulastych zwany „Ammonitico Rosso Superiore” obejmuje wyższy kimeryd i znaczną część tytonu, a od dolnego poziomu oddzielony jest luką stratygraficzną. Poziom ten również wykazuje cechy sekwencji skondensowanej stratygraficznie.

W Apeninach facja „ammonitico rosso” znana jest z dolnego liasu (Toskania), ale najczęściej występuje w toarku (2, 13). W Umbrii i Marche czerwone wapienie bulaste zdaniem A. Farinacci et al. (13) wykazują cechy osadów płytkowodnych. Również tytońskie wapienie bulaste w tym regionie uważane są za osady płytkiego morza, gdyż m. in. zawierają zachowane *in situ* hermatypowe korale (10).

W ostatnich latach zostały dokładniej opracowane przez H. Seyfrieda (32) sekwencje z „ammonitico rosso” w Górach Betyckich. Czerwone wapienie bulaste występują tu głównie w kelowejj stanowiąc wraz z naskorupieniami limonitowymi charakterystyczny osad silnie skondensowanej sekwencji, zawierającej również liczne luki stratygraficzne. Te wapienie tworzyły się niewątpliwie na wyniesieniach podmorskich. Wapienie bulaste występują tu także w górnej jurze (oksford-tyton) i są stowarzyszone z wapieniami pelagicznymi oraz osadami prądów zawieszonych. Te odmiany wapieni bulastych tworzyły się głównie na skłonach wyniesień. Facja „ammonitico rosso” znana jest również z jury Sycylii i łańcuchów alpejskich północnej Afryki, a jej odpowiedniki stwierdzono także w wyniku podmorskich wierceń, w zachodniej części północnego Atlantyku (5), gdzie obejmują kimeryd i niższy tyton, podobnie jak poziom „Ammonitico Rosso



Ryc. 2. Czerwone wapienie bulaste – seria czorsztyńska, formacja wapienia czorsztyńskiego, oksford, Czorsztyń (Pieniny); pow.  $\times 0,5$ . Fot. J. Wieczorek

Fig. 2. Red nodular limestones – Czorsztyń Series, Czorsztyń Limestone Formation, Oxfordian, Czorsztyń (Pieniny Klippen Belt);  $\times 0.5$ . Photo by J. Wieczorek.

Superiore” w Alpach Weneckich. W Alpach Salzburskich podobne osady reprezentujące synemur i dolny pliensbach zwane są wapieniami adneckimi (Adneter Kalke) i doczekały się również wielu opracowań (6, 16, 17). O ich szerokim rozmieszczeniu może świadczyć fakt stwierdzenia egzotycznych bloków wapieni adneckich w utworach fliszu kredowego w tybetańskich Himalajach (15).

Facja „ammonitico rosso” znana jest także z Lasu Bakońskiego oraz z Bałkanów, gdzie występuje od oksfordu po tyton, lecz jej granice są heterochroniczne (31). Na terenie Polski facja ta jest charakterystyczna dla sekwencji jurajskich Tatr i Pienin (24, 25, 34). W Tatrach osady tego typu występują zarówno w serii wierzchowej, jak i regłowej dolnej (podatrzańskiej). W serii wierzchowej facja ta powtarza się dwukrotnie (34). Niższy poziom czerwonych wapieni bulastych występuje w stropie autochtonicznej sekwencji tzw. liaso-doggeru, wykształconej jako dość płytkowodne osady piaszczyste, krzemionkowe i węglanowe o bliżej nie ustalonej stratygrafii. Te wapienie bulaste są najlepiej odsłonięte w przekroju Doliny Chochołowskiej i w niższej części zawierają domieszkę materiału terygenicznego oraz detrytus krynoidowego. Po raz drugi wapienie bulaste pojawiają się w serii wierzchowej w obrębie pelagicznej sekwencji górnourajskiej i wiązane są z kimerydem (34). Czerwone wapienie bulaste są jednak osadem charakterystycznym głównie w sekwencji podatrzańskiej (ryc. 1), w której mogą pojawiać się aż trzykrotnie.

Najniższy poziom wiązany jest z toarkiem i występuje nad płytkowodnymi krynoidowymi wapieniami manganowymi, reprezentującymi zapewne okres spłycenia geosynkliny, gdyż niżej leżące spongiolity i wapienie plamiste, w których autor stwierdził obecność wielu skamieniałości śladowych (*Zoophycos*, *Teichichnus*, *Planolites*, *Chondrites*), tworzyły się na większych głębokościach. Dwa wyższe poziomy czerwonych wapieni bulastych, z których dolny powstał w kelowejj a górny w wyższym kimerydzie stanowią ogniwa charakterystycznej, symetrycznej sekwencji, której część środkową zajmują radiolaryty (24, 25). Szczególnie piękne profile tych sekwencji można badać w Dolinie Długiej i Lejowej.

W Pieninach do facji „ammonitico rosso” należy zaliczyć formację wapienia czorsztyńskiego (ryc. 2), która

w serii czorsztyńskiej obejmuje kelowej i prawie całą jurę górną aż po dolny tyton (8). Formacja ta znana jest również w serii braniskiej, w której obejmuje kimeryd oraz w serii niedzickiej, w której sięga od kimerydu aż po walanżyn. W serii niedzickiej do facji „ammonitico rosso” należy też zaliczyć formację wapienia niedzickiego (górną bajos-kelowej), którą oddzielają od wyżejległego wapienia czorsztyńskiego ognia radiolarytowe (8).

**Struktura wapieni.** Wapienie typu „ammonitico rosso” wyróżniają się bulastą strukturą i czerwoną barwą. Buły wapienne mają na ogół kilka centymetrów średnicy. Ich kształt jest niezbyt regularny, lecz w kelowejskich wapieniach bulastych serii podtatrzańskiej przeważają buły o soczewkowatych kształtach. Buły tworzone są zazwyczaj przez mikryt lub biomikryt, a granice między bułami i tłem zwykle bardziej marglistym i bardziej czerwonym mogą być ostre lub też słabo wyrażone. Wapienie mogą wykazywać różny stopień zbulenia i w niektórych typach bulastość jest słabo zaznaczona (np. w kimerydzkich wapieniach serii podtatrzańskiej). Buły najczęściej znajdują się *in situ*, lecz spotykane są odmiany wapieni bulastych mające charakter zlepieńców śródformacyjnych. Czerwony kolor wapieni wiąże się z obecnością hematytu świadczącego o oksydacyjnych warunkach panujących na dnie (17).

**Skamieniałości.** W wapieniach typu „ammonitico rosso” spotyka się niekiedy liczne amonity zachowane w postaci ośródek. Częstymi skamieniałościami mogą też być belemnity, łodziki, pelagiczne małże – *Bositra* oraz szczątki planktonicznych liliowców – *Saccocoma*. Rzadziej spotykane są ramienionogi czy ślimaki, a sporadycznie jedynie korale. Liczne są mikroszczątki, m. in. radiolarie, spikule gąbek, ale brak lub ubóstwo nannoplanktonu w bułach jest jedną z najbardziej charakterystycznych cech tych wapieni. Notowane są też skamieniałości śladowe – głównie *Chondrites*, a sporadycznie *Zoophycos* (17).

**Geneza.** Osady zaliczane do facji „ammonitico rosso” nie reprezentują określonego jednego typu genetycznego, można jednak podać kilka ważniejszych procesów prowadzących do powstania tej bardzo charakterystycznej struktury bulastej:

1. Podmorskie rozpuszczanie węgla wapnia (tzw. „subsolution”) – koncepcja ta została wysunięta przez R. Hollmanna (19), który uważał że okresy depozycji mułu wapiennego przedzielane były okresami rozpuszczania, co prowadziło do powstania bulastej struktury. Margliste matriksy R. Hollmann uważał za pozostałość po rozpuszczeniu wapienia. Znaczenie chemicznego rozpuszczania wapienia dla powstania bulastej struktury wapieni serii wierchowej Tatr podnoszone było przez M. Szulczewskiego (34), a zdaniem J. Lefelda (24, 25) proces ten odegrał podstawową rolę w powstaniu węglanowo-krzemionkowej sekwencji z wapieniami bulastymi w serii reglowej dolnej Tatr oraz w serii niedzickiej Pienin. J. Lefeld uważa, że radiolaryty można traktować jako reziduum powstałe po rozpuszczaniu węglanów. Należy tu zaznaczyć, że stwierdzenie przez S. Kwiatkowskiego (23) w radiolarytach serii niedzickiej struktur świadczących o depozycji mułu radiolarytowego za pomocą prądów dennych stawia taką możliwość pod znakiem zapytania.

2. Model diagenetyczny – postulowany przez H.C. Jenkynsa (20), zgodnie z którym powstanie bulastej struktury wiąże się z wczesnodiagenetyczną segregacją węgla wapnia, tzn. rozpuszczeniem aragonitu (głównie muszli amonitów) oraz kalcytowych szkieletów kokkolitów i wytrącaniem bardziej odpornej na rozpuszczanie odmiany kalcytu w postaci buł. Wolna sedymentacja stanowi konieczny warunek dla powstania w tym procesie struktury bulastej wapieni.

3. Oddziaływanie organizmów penetrujących w osadzie. Możliwość powstania struktury bulastej przy współdziałaniu takich organizmów rozpatrzona została przez F.T. Fürsicha (14) i takie wapienie znane są dość powszechnie w płytkowodnych sekwencjach węglanowych (m. in. taką genezę mają niektóre zbulone wapienie w najniższym kimerydzie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich; przy udziale organizmów penetrujących w osadzie powstała też warstwa bulasta kelowej Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej). W przypadku facji „ammonitico rosso” na współdziałanie organizmów w powstawaniu struktury bulastej wskazywali A. Farinacci et al. (13) oraz E.L. Winterer i A. Bosellini (37).

4. Mechaniczne rozdrobnienie nieco zlitfikowanego już osadu w wyniku działalności prądów dennych, a także spływów czy osuwisk podmorskich. Te procesy, chociaż notowane w literaturze (por. 34) nie odegrały istotnej roli w tworzeniu typowych poziomów „ammonitico rosso”.

Mimo różnych możliwości powstania struktury bulastej istnieje na ogół zgodny pogląd, że jej utworzenie było związane z wczesnym etapem diagenety. Można również stwierdzić, że wymienione procesy wzajemnie się nie wykluczają i mogły współuczestniczyć w powstawaniu struktury bulastej.

**Batymetria.** Głębokość, na której powstawały osady typu „ammonitico rosso” budzi znaczne kontrowersje i wypowiedzane były skrajne poglądy na ten temat. Za genezę płytkowodną wypowiedzieli się m. in. A. Farinacci et al. (13), F. Cecca et al. (10) oraz A. Hallam (17), natomiast za głębokościami kilku tysięcy metrów – R.E. Garrison i A.G. Fischer (16). Poglądy pośrednie przedstawili – V. Diersche (11) – 150–400 m, H.C. Jenkyns (21) – ok. 200–1000 m, A. Bosellini, E.L. Winterer (9) – 1000–1500 m i E.L. Winterer, A. Bosellini (37) – 600–800 m. Cechą wspólną osadów typu „ammonitico rosso” jest niewątpliwie ich depozycja w warunkach wolnej lub bardzo wolnej sedymentacji. Takie warunki najczęściej związane są z wyniesieniami podmorskimi, na których prądy morskie nie pozwalają na akumulację większej miąższości osadów pelagicznych, usuwają je mechanicznie czy też w procesie chemicznym, jak to ma miejsce współcześnie np. na Carnegie Ridge, we wschodniej części równikowego Pacyfiku (26). Wolna sedymentacja może też być związana ze znacznymi głębokościami, na których dochodzi do rozpuszczania węgla wapnia w pobliżu poziomu kompensacji kalcytowej.

Na wyniesieniach podmorskich powstały poziomy „ammonitico rosso” charakteryzujące się kondensacją stratygraficzną, obecnością luk stratygraficznych, powierzchni twardego dna oraz stromatolitów i naskorupień lub koncentracji Fe–Mn. Według klasyfikacji J. Aubouina (2) stanowią one typ tzw. „ammonitico rosso calcaire”. Można sądzić, że ten typ wapieni powstał na głębokościach od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, nieobecne są bowiem w tych sekwencjach wskaźniki ekstremalnie płytkowodnego pochodzenia, a występujące niekiedy sfomatolity interpretowane są raczej jako formy pochodzenia bakteryjnego (37).

Wiele poziomów wapieni bulastych tworzyło się na skłonach wyniesień podmorskich. Zazwyczaj wykazują one większe miąższości, są bardziej margliste i według klasyfikacji J. Aubouina (2) stanowią typ „ammonitico rosso marneux”. Tym wapieniom bulastym często towarzyszą osady prądów zawieszinowych lub też radiolaryty. Pod względem batymetrycznym, ten typ wapieni tworzył się głębiej i na ogół uważa się, że sekwencje wapienno-krzemionkowe powstały w pobliżu położenia poziomu kompensacji kalcytowej (CCD). Niektórzy (16) są zdania, że poziom ten znajdował się w jurze na głębokościach

4–4,5 tys. m, czyli niemal tak głęboko jak to ma miejsce we współczesnych, bardzo szerokich oceanach. Jednakże Tetyda, z której zrodziły się łańcuchy alpejskie, zapewne nie była szerokim oceanem (1, 21, 22, 37), a w niezbyt szerokich zbiornikach położenie CCD może znacznie odbiegać od poziomu właściwego dla rozległych oceanów. Ponadto, we współczesnych oceanach głębokość położenia CCD podnosi się ku brzegom, a facja „ammonitico rosso” to właśnie facja brzegów Tetydy. Osady te były również deponowane na skorupie kontynentalnej (nie oceanicznej!), co przemawia raczej za głębokościami nie większymi od 1000–2000 m, dla najbardziej głębokowodnych wapieni bulastych. Należy tu nadmienić, że głębokość, na której były deponowane jurajskie radiolaryty budzi również znaczne kontrowersje i wypowiedane były na ten temat równie skrajne poglądy, jak w przypadku „ammonitico rosso” (11, 28).

**Paleogeografia.** Mezozoiczna facja „ammonitico rosso” wyraźnie związana jest z wczesnymi etapami ewolucji geosynkliny alpejskiej. W mediterramskiej części Tetydy, w której jest najlepiej poznana, facja ta pojawia się najczęściej, bo w środkowym triasie w hellenidach i dynarydach, a nieco później w triasie górnym w Alpach Wschodnich. W zachodniej części Tetydy natomiast facja „ammonitico rosso” powszechnie występuje dopiero w toarku, a w atlantyckiej części Tetydy pierwsze jej wystąpienia notowane są z kimerydu. Toark jest okresem liasowej rewolucji w paleogeografii zachodniej Tetydy, która doprowadziła w wyniku synsedymencyjnych ruchów tektonicznych do rozpadu późnotriasowo-wczesnoliasowej platformy węglanowej (1, 7) i powstania u brzegów Tetydy bardzo charakterystycznej topografii, na którą składały się podmorskie wyniesienia o różnym stopniu zanurzenia (niekiedy wynurzane) oraz przedzielające je baseny. Topografia ta przypominała dzisiejszy układ basenów i horstów w rejonie Florydy i Wysp Bahama (5). Warto tu zaznaczyć, że na północnym skłonie Wielkiej Ławicy Bahamskiej na głębokościach 374–500 m stwierdzono ostatnio (30) obecność osadów z bułami wapiennymi, których powstanie jest związane z wczesną diagenezą osadów przerabianych przez organizmy penetrujące w osadzie. Na mniejszych głębokościach te strefy przechodzą obocznie w powierzchnie twardego dna, gdzie silniejsze prądy nie pozwalają na akumulację osadów. Przypadki obocznego przechodzenia wapieni bulastych w powierzchnie twardego dna znane są również, m. in. z jury hellenidów (2).

Duże kontrowersje budziły rekonstrukcje jurajskiej Tetydy określanej niekiedy mianem oceanu. Jednakże, zgodnie z nowszymi poglądami (21, 22), Tetydę zachodnią (mediterramską) należy raczej traktować jako dość wąski zbiornik, o niezbyt dobrych połączeniach z innymi basenami oraz o zapewne podwyższonej temperaturze wód dennych i podwyższonym zasoleniu. Te warunki można porównać do dziś panujących we wschodniej części Morza Śródziemnego, z której znane są buły wapienne mogące stanowić odpowiednik facji „ammonitico rosso” Tetydy (29).

Interesującym faktem jest zaznaczanie się w wielu profilach (m. in. w serii reglowej dolnej Tatr i w serii niedzickiej Pienin) sedymentacji w sekwencjach wapienno-krzemionkowych (kelowej-kimeryd), których krańcowe ogniwa stanowią czerwone wapień bulaste, a środkowe – radiolaryty czerwone i zielone, przy czym zielone zajmują pozycję środkową i mają wskazywać na maksimum przegłębienia geosynkliny (24, 25). J. Lefeld sądzi, że maksimum przegłębienia geosynkliny Tatr jest skorelowane w czasie z maksimum transgresji na obszarze epikontynentalnej

Polski, czego przyczyną było ogólnoeuropejskie podniesienie się poziomu morza (25). Należy jednak zauważyć, że rekonstrukcje eustatycznych zmian poziomu morza w okresie jurajskim, które niewątpliwie musiały się zaznaczyć nie tylko na obszarach epikontynentalnych, ale i w geosynklinach, są obecnie w stadium raczej roboczych koncepcji, o czym mogą świadczyć rozbieżności między krzywymi eustatycznymi przedstawionymi przez A. Hallama (18) oraz P.R. Vaila i R.G. Todda (36). Można się jednak zgodzić z poglądami tych autorów, że wahania poziomu Oceanu Światowego w jurze nie przekraczały zapewne 100–150 m, a zatem bezpośrednio mogły się zaznaczyć zmianami jedynie niezbyt głębokich facji.

Dla zmian głębszych facji geosynkinalnych miały większe znaczenie inne konsekwencje podnoszenia się poziomu morza – jak zmiany układu prądów czy zmiany chemizmu wód spowodowane akumulacją węglanów na rozległych płytkich szelfach. Zastępowanie w profilach geosynkinalnych osadów węglanowych – krzemionkowymi niekoniecznie musi być związane ze zmianami batymetrii. Takie sekwencje mogą powstać w wyniku zmian warunków ekologicznych dla planktonu krzemionkowego czy wapiennego oraz zmian położenia poziomu kompensacji kalcytowej, które zaznaczały się wielokrotnie podczas mezozoiku, w tym i w jurze (37). Można m. in. sądzić, że kryzys sedymentacji węglanowej, jaki zaznaczył się między kelowej a oksfordem zarówno na obszarach geosynkinalnych, jak i epikontynentalnych, mógł być związany z podniesieniem się położenia poziomu CCD, podobnie jak to na większą skalę miało zapewne miejsce na granicy kredy i trzeciorzędu (38). Rejestrowanie zmiany miąższości sekwencji wapienno-krzemionkowej, a także różne nieco ich zasięgi stratygraficzne w różnych profilach, mogą być też wywołane działalnością synsedymencyjnych ruchów tektonicznych, tak charakterystyczną dla jurajskich brzegów Tetydy.

Na koniec należy nadmienić, że facja „ammonitico rosso” tylko lokalnie przechodzi do najniższej kredy i nie jest znana z kredy górnej ani z paleogenu. Zapewne zmiany paleogeograficzne, zmiany cyrkulacji wód oraz ich chemizmu, a także w końcu rozwój sedymentacji fliszowej spowodowały jej zanik. Facja „ammonitico rosso” jest więc głównie facją jurajskiej Tetydy.

## LITERATURA

1. Argyriadis I., Graciansky P. de, Marcoux J., Ricou L.-E. – The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia – Africa. *Mém. B.R.G.M.*, 1980 no. 115.
2. Aubouin J. – Réflexions sur le faciès „ammonitico rosso”. *Bull. Soc. Géol. France*, 1964 (7), vol. 6.
3. Bachmann G.H., Jacobsen V. – Zur Fazies und Entstehung der Hallstätter Kalke von Epidauros (Anis bis Karn, Argolis, Griechenland). *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 1974, Bd 125.
4. Bandel K. – Deep-water limestones from the Devonian-Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 1974 no. 1.
5. Bernoulli D. – North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison. In: *Rep. DSDP*, 1972, vol. 11.
6. Bernoulli D., Jenkyns H.C. – A Jurassic basin: the Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria. *Geol. Bundesanstalt Wien. Verh.*, 1970, H. 4.
7. Bernoulli D., Jenkyns H.C. – Alpine, Mediterranean and North Atlantic Mesozoic facies

- in relation to the early evolution of the Tethys. S.E.P.M. Spec. Publ. 1974 no. 19.
8. Birkenmajer K. — Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geol. Polonica*, 1977 vol. 45.
  9. Bosellini A., Winterer E.L. — Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model. *Geology* 1975 vol. 3.
  10. Cecca F. et al — Tithonian „Ammonitico Rosso” near Bolognola (Marche-Central Apennines): a shallow water nodular limestone. [In:] Farinacci A., Elmi S. eds. Rosso Ammonitico Symposium Proceedings, 1981.
  11. Diersche V. — Upper Jurassic radiolarites in the Northern Calcareous Alps (Upper Austroalpine Unit) [In:] Closs H., Roeder D., Schmidt K. eds. Alps, Apennines, Hellenides. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1978.
  12. Drittenbass W. — Sedimentologie und Geochemie von Eisen-Mangan führenden Knollen und Krusten im Jura der Trento-Zone (östliche Südalpen, Norditalien). *Eclogae geol. Helv.* 1979 vol. 72.
  13. Farinacci A. et al. — Ammonitico Rosso facies in the framework of the Martan-Mountains. paleo-environmental evolution during Jurassic. [In:] Farinacci A., Elmi S. eds. Rosso Ammonitico Symposium Proceedings. Roma 1981.
  14. Fürsich F.T. — Thalassinoides and the origin of nodular limestones in the Corallian Beds (Upper Jurassic) of southern England. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1973 H. 3.
  15. Gansser A. — Geology of the Himalayas. Intersci. Publ. London 1964.
  16. Garrison R.E., Fischer A.G. — Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. S.E.P.M. Spec. Publ. 1969 no. 14.
  17. Hallam A. — Sedimentology and palaeogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. *Scottish J. Geol.* 1967 vol. 3.
  18. Hallam A. — Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.* 1978 vol. 23.
  19. Hollmann R. — Subsolutions-Fragmente. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 1964 Bd 119.
  20. Jenkyns H. C. — Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 1974 no. 1.
  21. Jenkyns H. C. — Tethys: past and present. *Proc. Geol. Ass.* 1980 vol. 91.
  22. Kelts K. — A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. *Eclogae. geol. Helv.* 1981 vol. 74.
  23. Kwiatkowski S. — Sedimentation and diagenesis of the Niedzica Succession radiolarites in the Pieniny Klippen-Belt, Poland, *Ann. Soc. Geol. Poloniae* 1981 vol. 51.
  24. Lefeld J. — Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the sub-tatric succession in the Tatra Mts (Western Carpathians). *Acta Geol. Pol.* 1974 vol. 24.
  25. Lefeld J. — Upper Jurassic radiolarite-nodular limestone vertical symmetry in the Polish Central Carpathians as reflection of regional depth changes in the ocean. *Studia Geol. Pol.* 1981 vol. 68.
  26. Malfait B. T., Andel T. H. van — A modern oceanic hardground on the Carnegie Ridge in the eastern Equatorial Pacific. *Sedimentology*, 1980 vol. 27.
  27. Massari F. — Oncoliti e stromatoliti pelagiche nel Rosso Ammonitico veneto. *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, 1979 vol. 32.
  28. McBride E. F., Folk R. L. — Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust. *J. Sed. Petrol.* 1979 vol. 49.
  29. Müller J., Fabricius F. — Magnesian-calcite nodules in the Jonian deep sea: an actualistic model for the formation of some nodular limestones. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 1974 no. 1.
  30. Mullins H. T. et al. — Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones. *J. Sed. Petrol.* 1980 vol. 50.
  31. Sapunow I. G., Ziegler B. — Stratigraphische probleme im Oberjura des westlichen Balkangebirges. *Stuttgarter Beitr. Naturk.* 1976 nr 18.
  32. Seyfried H. — Über die Bildungsbereiche mediterraner Jurasedimente am Beispiel der Betischen Kordillere (Südost-Spanien). *Geol. Rundschau* 1980 Bd 69.
  33. Sturani C. — Ammonites and stratigraphy of the „Posidonia alpina” beds of the Venetian Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, vol. 28.
  34. Szulczewski M. — Spostrzeżenia nad genezą tatrzańskich wapieni bulastych. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 1965 vol. 35.
  35. Tucker M. E. — Sedimentology of Paleozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 1974 no. 1.
  36. Vail P. R., Todd R. G. — Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. [In:] *Proc. Petrol. Geol. Continental Shelf of North-West Europe Conference*, England 1980.
  37. Winterer E. L., Bosellini A. — Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy, *AAPG Bull.* 1981 vol. 65.
  38. Worsley T. — The Cretaceous-Tertiary boundary event in the ocean. S.E.P.M. Spec. Publ. 1974 no. 20.

## SUMMARY

The paper deals with "Ammonitico rosso" facies, especially characteristic for margins of Mediterranean Tethys in the Jurassic. In Poland, this facies is known from the high-tatric (2 horizons: Callovian and Kimmeridgian) and sub-tatric (3 horizons: Toarcian, Callovian and Kimmeridgian) series in the Tatra Mts, the Pieniny Klippen Belt, mainly the Czorsztyn (a single, Callovian-Lower Tithonian horizon) and Niedzica (2 horizons: Bathonian-Callovian and Kimmeridgian-Valanginian) series.

Red nodular limestones, typical of that facies, may vary in the mode of origin (early-diagenetic segregation of calcium carbonate, activity of burrowers, solution of calcium carbonate and mechanical disintegration of sediment) and presumably depth at which they have been formed. Several horizons of nodular limestones originated on shoals at depths varying from some tens to hundreds meters. Deeper water horizons of such limestones, often alternating with radiolarite ones (e.g. those from the sub-tatric series in the Tatra Mts and Niedzica series in the

Pieniny Klippen Belt), originated in basins and on slopes of shoals, at depths presumably not greater than 1000—2000 m, above CCD. In the Jurassic, Mediterranean part of the Tethys was a narrow, partly landlocked basin, in which CCD was situated at depths smaller than in modern, wide oceanic basins.

### РЕЗЮМЕ

В статье рассматривается фация „амонитико росо“ особенно характеристическая для юрских берегов медитеранского Тетиса. В Польше эта фация встречается в Татрах в вершинной серии (2 горизонта — келловей и кимеридж) и в подтатринской серии (3 горизонта — тоар, келловей и кимеридж), а также в Пенинах — главным образом в чорштинской серии (1 горизонт — келловей-нижний титон) и недзицкой (2 горизонта — бат-келловей и кимеридж-валанжин).

Красные желвачные известняки, характеристические для этой серии, могут иметь разный генезис (раннедиагенетическая сегрегация карбоната кальция, деятельность организмов пенетрирующих в осадке, растворение карбоната кальция, механическая, дезинтеграция осадка). Они образовались вероятно на разной глубине. Многие горизонты желвачных известняков осаживались на подморских возвышенностях на глубине от нескольких десятков до нескольких сот метров. Более глубоководные горизонты этих известняков часто выступают попеременно с горизонтами радиоляритов. В подтатринской серии Татр и недзицкой серии Пенин они осаживались в бассейнах или на склонах подморских возвышенностей на глубине не более 1000—2000 м, выше горизонта CCD. В узком, частично ограниченном бассейне, каким в юрской системе был медитеранский Тетис, этот горизонт был расположен на меньшей глубине, чем это наблюдается в современных обширных океанах.