

MICHAŁ SZULCZEWSKI

SPOSTRZEŻENIA NAD GENEZĄ TATRZAŃSKICH WAPIENI BULASTYCH

(Tabl. XXIX—XXXII i 4 fig.)

Observation sur la genèse des calcaires noduleux des Tatras

(Pl. XXIX—XXXII et 4 fig.)

Treść. Wapienie bulaste z doggeru i malmu serii wierchowych Tatr powstały w związku z działaniem prądów dennych. Większość z nich wiąże się z aspektem chemicznym ich działania, natomiast piaszczyste wapienie bulaste powstały w głównej mierze w wyniku mechanicznej akcji prądowej. Tatrzańskie wapienie bulaste, podobnie jak wiele innych wapieni tego typu w Karpatach, są identyczne z szeroko rozpowszechnioną facją „ammonitico rosso”.

WSTĘP

W tatrzańskich seriach wierchowych malmo-neokom i wiążący się z nim wyższy dogger są zwykle wykształcone jako monotonny kompleks wapieni pelitycznych. Jednostajność ta dopiero w skali obserwacji mikroskopowych ustępuje znacznemu zróżnicowaniu pod względem mikrofacjalnym. Niemniej jednak już podczas obserwacji terenowych wyróżnia się pewien szczególny typ litologiczny, określane zazwyczaj jako „wapień bulasty”. Zwykle są to różowe, rzadziej zielonkawe lub fioletowe wapienie, złożone z gęsto ułożonych buł lub gruzłów o zarysie soczewkowatym, czasem silnie wydłużonym, bądź też zupełnie nieregularnym. Buły rysują się na tle z reguły od nich ciemniejszym, zazwyczaj bogatym w tlenki żelaza. Ułożenie buł podkreśla zwykle kierunek warstwowania.

Obecność wapieni o takiej charakterystyce stwierdził w Tatrach po raz pierwszy prof. dr E. Passendorfer (1951) w Dolinie Chochołowskiej. Ich pozycja stratygraficzna nie mogła być dokładnie określona, niemniej jednak przypisany im przez E. Passendorfera wiek batoński i kelo-wejski wydaje się być najbardziej prawdopodobnym. W ramach tego samego typu wykształcenia litologicznego mieszczą się też niewątpliwie piaszczyste wapienie opisane przez W. Jaroszewskiego (1957) ze stropu liasu łuski Świerkul oraz wapienie bulaste znalezione przez Z. Kotąńskiego (1961) w wyróżnionej przez niego serii Rzędów, w sytuacji stratygraficznej przemawiającej za ich prawdopodobnie kelo-wejskim wiekiem. Wreszcie podobne do nich wapienie zostały ostatnio opisane z serii Czerwonych Wierchów przez M. Bacównę (1963) z prawego zbocza Doliny Kościeliskiej i przez autora z Małej Świstówki i Wołowego Zlebu (M. Szulcowski, 1963).

E. Passendorfer (1951, 1960) stwierdził pełne podobieństwo wapieni bulastych z Doliny Chochołowskiej do „marbres de Guillestre”, znanych mu z alpejskich facji briansońskich. Analogia ta znalazła również potwierdzenie w późniejszych obserwacjach Z. Kotańskiego (1959, 1961).

Autorowie dotychczas opisujący tatrzańskie wapienie bulaste z wyjątkiem W. Jaroszewskiego (op. cit.), nie wnioskowali w ich genezę, porzucając jedynie na opis. Pokrewieństwo postaci wszystkich opisanych dotychczas tego rodzaju skał upoważnia do poszukiwania wspólnej przyczyny ich powstania. Analogia między tatrzańskimi wapieniami bulastymi a „marbres de Guillestre” stała się punktem wyjścia dla rozpatrzenia genezy podobnych skał powszechnie występujących w Alpach zachodniej Europy i północnej Afryki.

Studium niniejsze wywodzi się ze sfery zainteresowań prof. dra E. Passendorfera, któremu jestem wdzięczny za przedyskutowanie ze mną problemów poruszonych w pracy. Za cenne uwagi dziękuję także doc. drowi Z. Kotańskiemu oraz drowi W. Jaroszewskiemu, drowi A. Radwańskiemu i drowi P. Roniewiczowi.

POGLĄDY NA GENEZĘ WAPIENI BULASTYCH W JURZE ALPEJSKIEJ

Termin „wapień bulasty” posiada wartość jedynie opisową, zgodną z określeniem podanym na wstępie, nie kryje jednak w sobie żadnego zdefiniowania genetycznego. Określenie „wapień bulasty” mogą nosić skały o zupełnie odmiennym pochodzeniu, od utworów konkrecyjnych zarówno synsedymencyjnych, jak i diagenetycznych, poprzez rzeczywiste brekcje monogeniczne aż do struktur typu budinażu sedymentacyjnego.

Niewiele jest okresów, z których nie byłyby znane wapienie o strukturze bulastej czy gruzłowej. Opisywano je z kambru Sierra Nevada (Simon, 1939) i ordowiku Skandynawii (Lindström, 1963), a w środkowym i górnym dewonie Montagne Noire i Langwedocji znane są jako marbres griottes (Lombard, 1956), w famenie belgijskim noszą nazwę macigno noduleux (Bellière, *vide* Lombard, 1956), występują także w górnym dewonie Turynii (Gründel, Rösler, 1963). Nie brak ich i w górnym dewonie Gór Świętokrzyskich (Radwański i Roniewicz, 1962). Wapienie bulaste znane są i z triasu Alp Południowych, ale najpospolitsze są w jurze.

Od końca ubiegłego stulecia mówi się o „pseudobrèches” lub „fausses brèches”. Termin „pseudobrèche” został po raz pierwszy użyty przez M. Kiliana w 1888 r. (*vide* Kilian, 1895) w odniesieniu do skał nie odbiegających od podanego przeze mnie na wstępie opisu. Oba terminy podają, że skały im odpowiadające nie są prawdziwymi brekcjami czy zlepionkami, lecz tylko przypominają je na pozór. Kilian (1895), opierając się na litologicznej identyczności buł, a także na ich urozmaiconym kształcie oraz dobrym stanie zachowania zawartych w nich amonitów, przyjął genezę konkrecyjną dla wszystkich tego rodzaju jurajskich wapieni w południowo-zachodniej Francji. Wśród nich znalazły się również „marbres de Guillestre”.

W tym samym czasie pojawiły się również odmienne głosy na temat genezy „fałszywych brekcji” (*vide* Kilian, 1895). Reprezentantem tych poglądów stał się później J. Goguel (1944), który biorąc pod uwagę ciągłość ławic brekcjowatych, cechy teksturalne skał i bliskie pokre-

wieństwo buł z tłem postawił w miejsce hipotezy konkrecyjnej koncepcję mechanicznego przerabiania sedymentu na miejscu („remaniement sur place”), bez dalekiego transportu, przeciw któremu przemawia podobieństwo buł zarówno do siebie, jak i do tła. Przyczyną mechanicznego przerabiania sedymentu mógł być według G o g u e l a szybki ruch wody, tsunami lub ruchy dna morskiego (np. przy trzęsieniach ziemi).

Do teorii Kiliiana wrócili później M. Gignoux i L. Moret (1952), dopuszczając jednak w niektórych wypadkach możliwość przerabiania sedymentu na miejscu.

A. Carozzi (1952 a, b; Kuenen, Carozzi, 1953) stwierdził, że mikrokonglomeraty stanowiące przeławicenia w kompleksie masywnych wapieni głębokomorskich zawierają obok fauny pelagicznej także liczne organizmy bentoniczne, takie jak glony, korale, rudysty, szkarłupnie itp., pochodzące z facji rafowej oraz fragmenty wapieni oolitowych i pseudo-oolitowych. Stwierdzone przez Carozziego warstwowania frakcyjne obok fauny przemieszczonej na duże odległości wskazują na działalność prądów zawieszinowych i osuwisk podmorskich (Carozzi, 1952 a, b; Kuenen, Carozzi, 1953).

Późniejsze badania J. Remane'a (1960) nad brekcjowymi formacjami w tytonie południowo-wschodniej Francji wykazały, że nie można ich traktować jako skał o jednakowej genezie. Większość z nich nie zasługuje na miano „fałszywych brekcji”, gdyż są to brekcje rzeczywiste. Niektóre z nich powstały w wyniku przerabiania sedymentu na miejscu. Materiał innych wapiennych poziomów klastycznych jest wyraźnie redeponowany, niekiedy nawet na odległość kilkunastu kilometrów. Wreszcie pewne poziomy wapieni brekcjowych, plamistych (calcaires tachetés) są istotnie, w pełnym tego słowa znaczeniu pseudobrekcjami. Spokrewnione z nimi „calcaires noduleux” powstały, zdaniem J. Remane'a, w wyniku nieznacznego przerobienia wapieni konkrecyjnych przez bardzo słabe prądy, które niosły zawieszinę ilastą i rozpuszczały konkrecje wapienne, nadając im nieregularne formy. Opierając się na opisach Blancheta (1935) oraz Lucasa (1955 a) można sądzić, że właśnie do nich zbliżone są „marbres de Guillestre”.

„Marbres de Guillestre” i wapienie bulaste z jury Hiszpanii, Ibizy i północnej Afryki zdaniem Lucasa (1955 a) przedstawiają jedną fację, odpowiadającą włoskiemu „ammonitico rosso”. Lucas (1955 a, b, c) uważa, że powstawanie wapieni bulastych w facji „ammonitico rosso” zapoczątkowała niejednorodna cementacja pierwotnego mułu wapiennego, zogniskowana w miejscach odpowiadających bułom, gdzie panowały warunki redukcyjne. Reszta mułu, niezupełnie skonsolidowana, podlegała kompaktacji i intensywnemu rozpuszczaniu przez przesiąkające wody w warunkach utleniających, co prowadziło do powstania szwów mikrostylolitowych i znacznego zredukowania miąższości osadu. Przedstawiona ewolucja chemiczna osadu odbywała się już w czasie sedymentacji, na co wskazuje znaleziona przez Lucasa kolonia koralu pokrywająca górną powierzchnię buły.

Wapienie bulaste, określone przez Lucasa jako facja „ammonitico rosso”, nie są niczym innym, jak „fausses brèches” geologów francuskich.

Zbliżone do Lucasa są poglądy Hollmanna (1962) na temat charakterystycznych dla facji „ammonitico rosso” wapieni bulastych opisanych z malmu Lombardii (Monte Baldo). Nodule wapienne traktuje Hollmann jako pozostałość z pierwotnie ciągłych ławiczek wapiennych rozpuszczonych w cyklicznie po sedymentacji następujących okre-

sach rozpuszczania sedymentu (subsolution). Buły i ławiczki wykazują identyczne znamiona korozji, jak górne powierzchnie zawartych w skale licznych skorodowanych amonitów.

Występowanie wapieni bulastych w facji „ammonitico rosso” nie jest ograniczone wyłącznie do obszarów śródziemnomorskich. W facji „ammonitico rosso”, podobnej do tejże w Alpach i w Apeninach, wykształcony jest górny lias gór Gerecse na Węgrzech (V i g h, 1961). Podobne wapienie są znane również z doggeru i malmu innych wystąpień jury na Węgrzech (N o s z k y, 1961).

Wapienie bulaste nie są rzadkie i w Karpatach. W Karpatach rumuńskich (Banat) występują w kimerydzie (R ä i l e a n u, 1961). W Karpatach słowackich pojawiają się w liasie w facji adneckiej, nawiązując w ten sposób do Alp Wschodnich. Facja adnecka jest szeroko rozprzestrzeniona w płaszczynie kriżniańskiej, a spotyka się ją też i w seriach gemerskich (A n d r u s o v, 1959). Adneckie wapienie bulaste występują pospolicie w płaszczynie regłowej dolnej również w Tatrach Zachodnich (S o k o ł o w s k i, 1925; G u z i k, 1959) i w Tatrach Bielskich (S o k o ł o w s k i, 1948).

Niemniej częste są wapienie bulaste w pienińskim pasie skałkowym. Znane są one pod nazwą „wapienia czorsztyńskiego” z serii czorsztyńskiej. Wapienie bulaste występują także w serii braniskiej (kimeryd), a w serii niedzickiej spoczywają zarówno w spagu, jak i w stropie radiolarytów (baton-kelowej oraz kimeryd-berias) (B i r k e n m a j e r, 1958). Podobne jest występowanie wapieni bulastych w seriach skałkowych Słowacji (A n d r u s o v, 1959).

PETROGRAFIA TATRZAŃSKICH WAPIENI BULASTYCH

Odsłonięcia, w których wapienie bulaste są rozwinięte w sposób najpełniejszy i rzucający najwięcej światła na ich genezę, znajdują się na wschodnim zboczu Doliny Chochołowskiej na Dudzińcu. Wapienie bulaste są tutaj ogniwem wiążącym typowo dla serii bobrowieckiej wykształcony liaso-dogger z pelitycznymi wapieniami malmo-neokomu (K o t a ń s k i, 1959, 1961). Najwyższą część liaso-doggeru stanowią na zachodnich zboczach masywu Kominów Tylkowych wapienie krynoidowe, osiagające miąższość kilkudziesięciu metrów. Są to wapienie krynoidowe, składające się ze szczątków liliowców niezbyt silnie rozdrobnionych, czasem nawet z trochitów zachowujących pierwotny zarys pentagonalny, gwiazdzysty lub kolisty, a wyjątkowo nawet z kilkucyłonowych fragmentów łodyżek. Udział materiału klastycznego (okruchy żółtych dolomitów i kwarcu) w tych wapieniach jest nieznaczny.

Ku stropowi barwa wapieni stopniowo przechodzi z szarej w różową i szybko staje się czerwona. Miąższość czerwonych wapieni krynoidowych wynosi około 3 m. Są one bardziej piaszczyste od niżej leżących szarych wapieni krynoidowych. Materiał klastyczny tworzy zazwyczaj pośród detrytus krynoidowego smugi zabarwione jednocześnie intensywniej tlenkami żelaza na kolor czerwony. Zmianie barwy i wzrostowi ilości materiału klastycznego towarzyszy jednocześnie stopniowe zmniejszenie frakcji detrytus krynoidowego.

W najwyższej części czerwonych wapieni krynoidowych pojawiają się cienkie, miąższości kilku centymetrów, wkładki różowego wapienia pelitycznego. Ich spagowe i stropowe granice nie są ostre, a w wapieniu peli-

tycznym można śledzić smugi żelaziste zawierające nieco materiału piaszczystego. Miejscami smugi te oddzielają soczewkowate partie wapienia pelitycznego. Ku stropowi soczewki zaczynają się wyraźnie indywidualizować i przybierają kształt buł wapienia pelitycznego, odcinających się wyraźnie od tła piaszczysto-krynoidowego. Jest to już najniższa część wapieni bulastych, odznaczająca się obecnością tła klastyczno-krynoidowego. Wapienie bulaste o takim tle mają miąższość około 3 m. W wyżej leżącej części wapieni bulastych niknie materiał krynoidowy i klastyczny. Wapienie bulaste pozbawione materiału klastycznego i krynoidowego mają miąższość kilkunastu metrów i przechodzą stopniowo w różowe wapienie malmu.

Litologia buł wapiennych

Soczewki, mniej lub bardziej nieregularne bryły i warstewki jasnego wapienia pelitycznego wyraźnie różnią się litologicznie od tła, na którym się rysują. Tworzy je wapień pelityczny nie zawierający lub zawierający bardzo nieznaczne ilości detrytusu krynoidowego, a zupełnie wyjątkowo i tylko w najniższej części profilu — materiał klastyczny. Jest to wapień nie różniący się w istocie od typowych, pelitycznych wapieni z malmu wierzchowego Tatr. Analiza mikroskopowa wykazuje, że w dolnej części profilu fragmenty wapienia pelitycznego są najczęściej przepelnione skorupkami cienkoskorupowych małżów (tabl. XXXI, fig. 1, 3; tabl. XXXII). Jest to mikrofacja bardzo charakterystyczna dla jury, a zwłaszcza dla doggeru Tetydy, w Tatrach spotykana najczęściej w doggerze i w oksfordzie (Lefeld, Radwański, 1960; Szulczewski, 1963 a). Określa się ją też czasem jako „halobiową”, inni autorzy przekroje tego rodzaju określali zaś jako „*Algues filamenteuses*” (dyskusja tego zagadnienia patrz Colom, 1957 i Peyre, 1959).

W wyższej części profilu fragmenty wapienia pelitycznego zawierają szczątki organiczne w ilościach bardzo nieznacznych. Spotyka się tu też sporadycznie fragmenty wapienia pseudoolitowego, przypominające wapienie pseudoolitowe znane z niższego malmu jednostek fałdowych (Lefeld, Radwański, 1960; Szulczewski, 1963 b).

Charakter litologiczny tła skalnego

Tło w wapieniach bulastych ulega w profilu pionowym zmianom bardziej radykalnym niż buły. W dolnej partii wapieni bulastych przypomina ono niżej leżące wapienie krynoidowe. W spagu wapieni bulastych składa się ono z drobnego piasku krynoidowego, w którym tkwią fragmenty żółtych dolomitów i kwarcu. Silnie zhematytyzowane okruchy trochitów ujawniają często resztki struktury siatkowej (tabl. XXXII, fig. 6), a czasem stanowią zbliżnione monokryształy kalcytu. Wielkość detrytusu krynoidowego waha się w zakresie frakcji psamitowej. Materiał krynoidowy wykazuje czasem ułożenie fluidalne, a ogólnie — równoległe do warstwowania.

Materiał terrygeniczny jest zmieszany z detrytusem krynoidowym w różnych proporcjach (tabl. XXXI, fig. 2; tabl. XXXII, fig. 1, 2, 3), stanowiąc w skrajnym przypadku prawie 50% tła. Składające się nań ziarna kwarcu i dolomitu nie różnią się od materiału klastycznego obficie występującego w niżej leżących wapieniach krynoidowych, a także w batonie

serii Rzędów, Czerwonych Wierchów i Giewontu. Większość ziarn powlekają cienkie powłoki żelaziste. Materiał terrygeniczny i krynoidowy jest zespolony kryptokrystaliczną masą kalcytowo-hematytową. Proporcje pomiędzy trzema zasadniczymi składnikami tła zmieniają się w profilu pionowym generalnie w kierunku zmniejszenia udziału najpierw materiału terrygenicznego, następnie krynoidowego, tak że w końcu pozostało jedynie tło kalcytowo-hematytowe. Główna masa wapieni bulastych posiada właśnie ten ostatni typ tła.

STRUKTURY WAPIENI BULASTYCH

Terminu „wapien bulasty” używam w pracy jako ogólnej nazwy kompleksu wapieni o strukturach zazwyczaj pseudoklastycznych, wśród których występują niekiedy skały o charakterze rzeczywiście klastycznym. Z reguły wapienie bulaste są pozbawione elementów klastycznych, na Dudzińcu w dolnej części kompleksu wapieni bulastych w tle, na którym rysują się buły, dominuje jednak detrytus krynoidowy oraz piasek kwarcowo-dolomitowy. Obecność stopniowych przejść pomiędzy odmiennymi typami skały, brak ścisłego związku określonych struktur z konkretnymi wykształceniami litologicznymi pozwalają jednak i w tym wypadku traktować cały kompleks jako jedną całość. Jakkolwiek ostre rozgraniczenia nie odpowiadałyby rzeczywistości, chociaż w całym kompleksie mamy do czynienia ze zmiennością sięgającą z jednej strony typowych wapieni bulastych, a z drugiej zlepieńców śródwarstwowych. Niepodzielność całego kompleksu z Dudzińca i związek genetyczny różnych postaci wapieni bulastych jest wynikiem szeregu czynników współdziałających w różnych przypadkach w odmiennych proporcjach w tworzeniu struktur bulastych. Czynniki te to przede wszystkim dezintegracja mechaniczna i chemiczne rozpuszczanie pelitycznego sedymentu wapiennego. Oba czynniki są różnymi aspektami działania tego samego procesu, a mianowicie prądów dennych. W przypadku gdy prąd był silny i miał znaczną siłę trącyjną, pozwalającą jednocześnie na erodowanie dna, powstawały struktury związane z redepozycją materiału, kiedy zaś siła transportowa prądów była nikła, oddziaływały one na wcześniej złożony sedyment jedynie chemicznie, powodując powstanie specyficznych struktur.

Struktury związane z mechaniczną dezintegracją osadu

Wyraźne struktury tego typu spotyka się wyłącznie w dolnej części kompleksu wapieni bulastych na Dudzińcu, tzn. w piaszczystych wapieniach bulastych.

Fragmenty różowego wapienia pelitycznego mają często zarys stosunkowo mało skomplikowany, daleko odbiegający od zwykle bardzo urozmaiconego konturu buł w wyższej części kompleksu. Większość fragmentów ma kształt ostrokrawędzisty. Jednocześnie forma ich jest bardziej zwarta, bliższa izometrycznej niż w przypadku innych struktur. Ułożenie fragmentów wapienia pelitycznego nie jest wyraźnie zorientowane. Co więcej — w niektórych fragmentach zaznacza się pierwotna laminacja wynikająca z obecności smug drobnego materiału terrygenicznego lub krynoidowego, przy czym jej orientacja nie nawiązuje do ogólnego warstwowa-

nia skały, wskazując w ten sposób na redepozycję okruchów wapienia pelitycznego (fig. 1). Rostra belemnitów, spotykane miejscami w skale, znajdują się w spoiwie. Typ skały o opisanej strukturze jest w rzeczywistości brekcją śródwarstwową.

W piaszczysto-krynoidowych wapieniach bulastych zdarzają się, podobnie jak w niżej leżących liasowych wapieniach krynoidowych (Radwański, 1959), cienkie, kilkucentymetrowe ławiczki zlepieńcowe, zawierające materiał terrygeniczny. Stanowią go dobrze obtoczone fragmenty żółtych dolomitów i kwarcu. Niektóre otoczaki dolomitów posiadają wydrążenia będące dziełem skalotoczków *Potamilla* (Radwański, 1959). Obok materiału terrygenicznego w tej samej ławiczce występują fragmenty wapienia pelitycznego różowego zarówno frakcją, jak i stopniem obtoczenia odpowiadające otoczakom dolomitowym, musiały więc być transportowane i złożone w wyniku działania tego samego procesu.

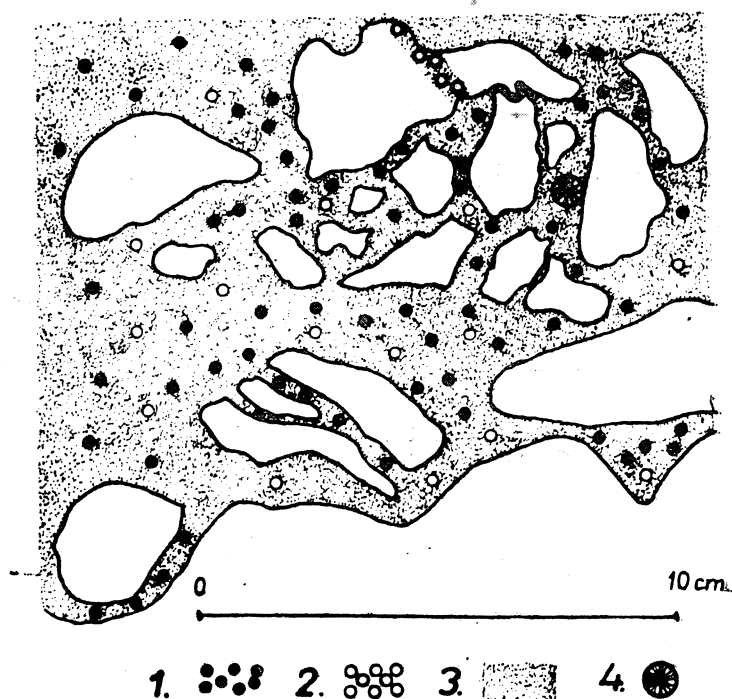


Fig. 1. Brekcja śródwarstwową z kompleksu piaszczystych wapieni bulastych z Dudziniec. W spoiwie między fragmentami wapienia pelitycznego: 1 — materiał piaszczysty kwarcowy i dolomitowy; 2 — detrytus krynoidowy; 3 — substancja żelazista; 4 — rostrum belemnita. Dudziniec

Fig. 1. Brèche intraformationnelles du complexe de calcaires à nodules de Dudziniec. Dans le ciment, parmi les fragments de calcaire pélitique: 1 — matériaux sableux à quartz et dolomitiques; 2 — détritiques de Crinoïdes; 3 — substance ferrugineuse; 4 — rostre de Bélemnite. Dudziniec

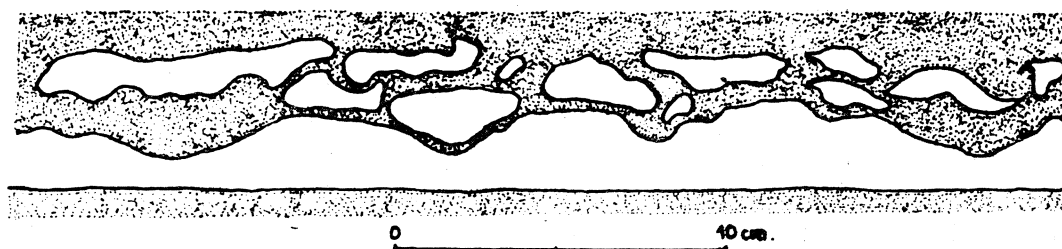


Fig. 2. Ławiczka wapienia pelitycznego o rozmytej powierzchni stropowej. Ponad nią fragmenty wapienia pelitycznego na tle bogatszym w tlenki żelaza. Dudziniec

Fig. 2. Petit banc de calcaire pélitique dont la surface de toit a été érodée. Au-dessus, fragments de calcaire pélitique sur un fond plus riche en oxydes de fer. Dudziniec

Miejscami obserwuje się natomiast struktury ilustrujące wczesne stadium dezintegracji prowadzącej do powstania zlepieńców śródwarstwowych (fig. 2). Dolna granica warstewki jest płaska i równa, natomiast stropowa posiada urozmaicony relief. Ponad stropową granicą warstewki spoczywają liczne fragmenty wapienia pelitycznego przepelniające cienką, kilkucentymetrową warstewkę przykrywającą bezpośrednio ławiczkę i wypełniające nierówności jej stropowej powierzchni. Zapewne mamy tu do czynienia z początkowym stadium erozji śródwarstwowej. Ulegała jej niezupełnie jeszcze skonsolidowana warstewka wapienia pelitycznego, o czym świadczy „miękkki”, wrzecionowaty kształt niektórych fragmentów. Erozja nie sięgnęła tutaj do płasko spoczywającego spagu laminy, a przemieszczenie wydartego z niej materiału odbyło się na odległość bardzo nieznaczną.

Struktury związane z chemicznym rozpuszczaniem osadu

Najpospolitsze struktury w tatrzańskich wapieniach bulastych nie posiadają żadnych niezaprzeczalnych symptomów redepozycji, a często możliwość transportu brył wapienia pelitycznego jest wykluczona. Struktury tego rodzaju występują zarówno w pospolitych czystych wapieniach bulastych jak i w wapieniach bulastych piaszczysto-krynoidowych.

Typ struktury przedstawiony na fig. 3 oraz na tabl. XXIX odznacza się obecnością silnie wydłużonych buł lub ciągłych — na przestrzeni kilkudziesięciu centymetrów — warstewek wapienia pelitycznego, ułożonych równolegle do warstwowania. Zarówno ich znaczna długość przy bardzo nikłej miąższości (do 3—4 cm), jak i płaskie, niezaburzone ułożenie wykluczają możliwość traktowania ich jako materiału klastycznego frakcji psefitowej, analogicznego do materiału klastycznego występującego w strukturze przedstawionej na fig. 1. Granice buł i warstewek przebiegają nie-

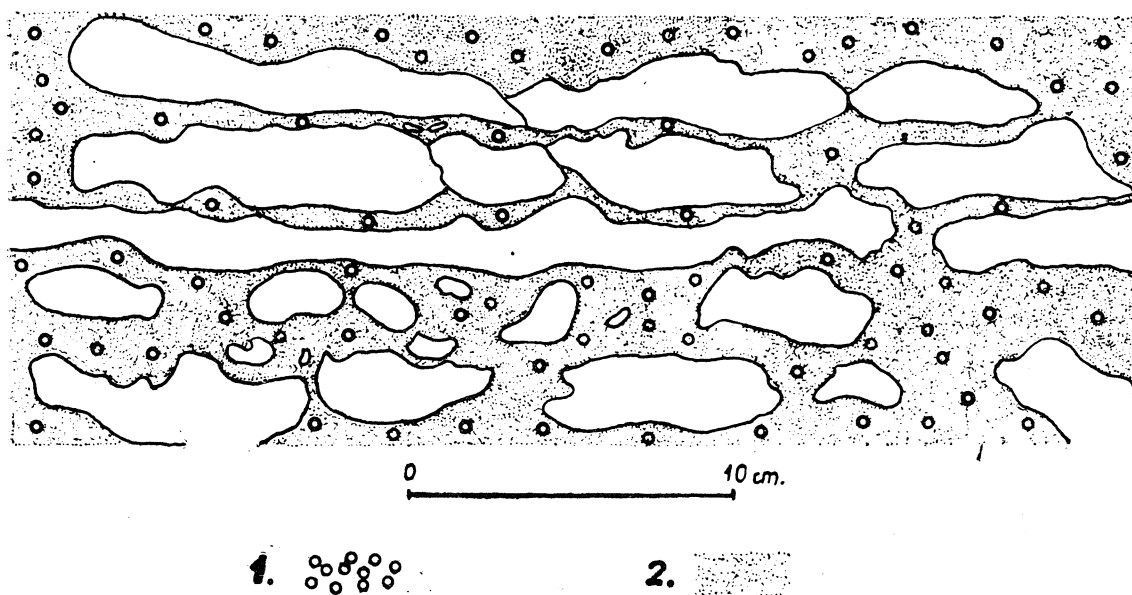


Fig. 3. Buły i ławiczki wapienia pelitycznego powstałe w wyniku rozpuszczania warstewek wapienia pelitycznego. 1 — detrytus krynoidowy; 2 — substancja żelazista.
Dudziniec

Fig. 3. Nodules et petits bancs de calcaire pélitique formés par dissolution de couches minces d'un calcaire pélitique. 1 — detritus de Crinoïdes; 2 — substance ferrugineuse.
Dudziniec

regularnie, nie zmieniając jednak ogólnie płaskiego ich ułożenia. Tło zmienia się na przestrzeni 1 m ku stropowi, przy dokładnym zachowaniu charakteru struktur, od przedstawionego na fig. 3 krynoidowego do pelitycznego, różniącego się od buł tylko intensywniej czerwoną barwą.

Nieregularny przebieg granic wydłużonych buł i warstewek przy ich płaskim ułożeniu i znacznej długości można wytłumaczyć nie mechanicznym, lecz chemicznym, rozpuszczającym działaniem wody. Struktury o tych właściwościach przypominają nieco na pozór budinaż sedimentacyjny z wyjątkiem powierzchniowego podobieństwa geometrycznego, brak jednak jakichkolwiek pozytywnych przesłanek, które by sugerowały taki mechanizm ich powstania. Zadecydowanie czy dana struktura powstała w wyniku mechanicznej dezintegracji, czy też stanowi ona wytwór chemicznej akcji prądu jest możliwe tylko w przypadku niektórych, najbardziej typowych struktur.

Wpływ procesów epigenetycznych na ostateczną strukturę wapieni bulastych

Największą rolę w epigenetycznym modyfikowaniu struktur wapieni bulastych odegrało rozpuszczanie wzdłuż szwów stylolitowych. Szwy stylolitowe rozwijały się przede wszystkim w obrębie tła oraz na granicach tła z bułami wapienia pelitycznego. Większość granic buł nie zachowała przebiegu pierwotnego, lecz biegnie właśnie wzdłuż stylolitów. Następstwem tego jest jeszcze dobitniejsze skonstrastowanie skały na tło i buły. Zarys tych ostatnich jest jednak przez to jeszcze bardziej nieregularny, a pierwotny charakter struktur często niemożliwy do odcyfrowania. Wzdłuż stylolitów następowało intensywne rozpuszczanie skały. Jego efekty są dobrze widoczne, zwłaszcza gdy wzdłuż szwu stylolitowego nastąpiło rozpuszczanie elementów o znanej formie np. skamieniałości (tabl. XXX; fig. 6 na tabl. XXXII oraz fig. 6).

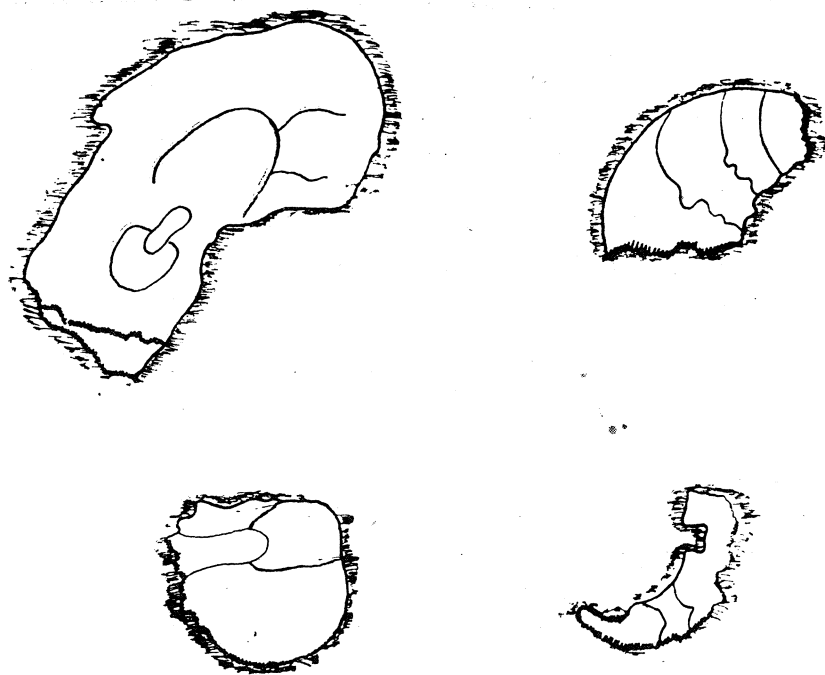


Fig. 4. Buły jasnego, pelitycznego wapienia zawierające fragmenty skorodowanych amonitów. Wielkość naturalna. Lewe zbocze Doliny Chocholowskiej

Fig. 4. Nodules de calcaire clair, pélitique, contenant des fragments d'Ammonites corrodées. Grandeur naturelle. Versant gauche de la vallée de Chochółów

Reziduum z rozpuszczania tworzy na powierzchni stylolitowej cienką powłokę tlenków żelaza. L u c a s (1955 b) uważał, że już synsedymencyjne rozpuszczanie odbywało się wzdłuż zaczątkowych szwów stylolitowych. Dokładna analiza granic buł pokazuje jednak, że pierwotnie nie biegiły one wzdłuż stylolitów i były, od granic przez nie wyznaczonych, wiele spokojniejsze w przebiegu. Część, a czasem nawet większość granic buł została dopiero później przez nie zmodyfikowana.

W przypadku tatrzańskich wapieni bulastych oba procesy często nakładają się na siebie. Tego rodzaju diagenetyczne rozpuszczanie przypomina proces powstawania tzw. Flaserkalke wyróżnionych obok bulastych Knollenkalke pośród calcare ammonitico rosso przez H o l l m a n n a (1962). Flaserkalke powstały w wyniku rozpuszczania stylolitowego (Drucksuturen). W tatrzańskich wapieniach bulastych procesy analogiczne do tworzących Knollenkalke jak i Flaserkalke nakładają się często na siebie.

WARUNKI POWSTAWANIA TATRZAŃSKICH WAPIENI BULASTYCH

Wapienie bulaste występują w Tatrach w dwóch wykształceniach: w pierwszym przypadku w tle znajduje się materiał terrygeniczny lub organodetrytyczny, w drugim, niewspółmiernie częściej występującym, tło różni się od buł tylko zawartością tlenków żelaza.

Powstania wapieni bulastych pierwszego typu nie można wytłumaczyć hipotezą L u c a s a (op. cit.). Obrazy mikroskopowe wykazują, że fragmenty wapieni pelitycznych różnią się od tła charakterem mikrofacjalnym. Brak w nich przede wszystkim materiału klastycznego i krynoidowego, który po ich rozpuszczeniu mógłby dać reziduum o składzie tła.

Część spotykanych tutaj struktur nosi wyraźne cechy mechanicznej dezintegracji i redepozycji, choć zwykle bardzo nieznacznej, osadu pelitycznego. Pozostałe struktury są rezultatem korozji świeżo złożonego i nie zdiagnozowanego jeszcze w pełni osadu. Czynnikiem powodującym powstanie struktur bulastych i do nich zbliżonych były w obu przypadkach denne prądy morskie. W przypadku piaszczysto-krynoidowych wapieni bulastych prędkość ich musiała być na tyle znaczna, aby mógł odbywać się transport materiału frakcji nawet psefitowej i erozja dna. Mechaniczny sposób oddziaływania prądów znajduje potwierdzenie nie tylko w opisanych w poprzednim rozdziale strukturach, ale i w charakterze litologicznym towarzyszącego im tła. Zbieżność litologii detrytycznego tła omawianego typu wapieni bulastych z niektórymi skałami najwyższego liasu sugeruje, że mechanizm transportu był tu analogiczny jak w najwyższym liasie. Główną rolę odgrywały trakcyjne prądy denne, brak natomiast jakichkolwiek znamion, które by sugerowały działanie prądów zawieszinowych. Sedymenent buł wapiennych, zarówno pelityczną strukturą, jak i charakterem mikrofacjalnym żywo przypomina pelityczne sedymenty z pogranicza doggeru i malmu w innych seriach wierchowych Tatr. Wapienie bulaste piaszczysto-krynoidowe tworzyły się na przejściu od sedimentacji klastycznej zapoczątkowanej w liasie do węglanowej, pelitycznej, charakterystycznej dla malmu. Wbrew twierdzeniu F. R a b o w s k i e g o (1954), który dopatrywał się w Kominach Tylkowych luki stratygraficznej obejmującej kełowej, Z. K o t a ń s k i (1959) stwierdził w serii Kominów Tylkowych ciągłość stratygraficzną utworów od liasu po neokom, zgodnie z przewidywaniami J a r o s z e w s k i e g o (1957) opartymi na analizie serii Świerkul.

Niniejsze obserwacje w pełni potwierdzają pogląd Z. K o t a ń s k i e g o.

W wapieniach bulastych na Dudzińcu zazębiają się dwie facje zwykle diachroniczne: facja piaszczystych wapieni krynoidowych z pelagiczną facją wapieni pelitycznych. Zazębienie się obu facji zarówno przestrzenne jak i czasowe przypada zapewne na wyższy dogger (baton i kelowej?). Sugerują to w każdym razie podobieństwa do skał tego wieku z serii fałdowych pod względem mikrofacjalnym i w barwie skały. Zmiana reżimu sedymentacyjnego nie nastąpiła tutaj raptownie, lecz poprzez szereg oscylacji. W związku z gradacją obszaru wierchowego, a być może i w związku z jego tektonicznym obniżeniem zniknęły bliskie obszary wynurzone, dostarczające materiału terrygenicznego. Niemal jednocześnie zanikła sąsiadująca z nimi zapewne facja krynoidowa.

W miejsce sedymentacji piaszczystej i krynoidowej zapanowała chemiczna sedymentacja czystych wapieni pelitycznych. Zmiana reżimu sedymentacyjnego nie nastąpiła raptownie, lecz poprzez szereg oscylacji. Po okresach spokojnej chemicznej sedymentacji wapiennej, w okresowo powracających warunkach wzmożonej działalności prądów osadzał się materiał detrytyczny (krynoidowy i terrygeniczny). Jednocześnie następowała erozja i fragmentacja uprzednio złożonych warstewek wapienia pelitycznego. Niejednokrotnie dezintegracji ulegał osad częściowo dopiero skonsolidowany. Skały tego typu są w gruncie rzeczy brekcjami śródwarstwowymi, powstałymi w wyniku mechanicznego przerobienia sedymentu na miejscu. Przypominają one bardzo niektóre odmiany *macigno noduleux* z famenu belgijskiego opisane przez Bellièra (fide Lombard, 1956). Nodule, bardzo zbliżone do przedstawionych przeze mnie na fig. 1, utworzone z wapienia organodetrytycznego (głównie krynoidowego), są tam pograżone w spoiwie zawierającym kwarc, skalenie i łuszczyki. Pogląd Lombarda co do pokrewieństwa genetycznego pomiędzy niektórymi wapieniami bulastymi a zlepieńcami śródwarstwowymi znajduje w tatrzańskich wapieniach bulastych pełne potwierdzenie¹.

Możliwe, że z opisanymi procesami współdziałały w pewnym stopniu drobne spływy czy zsuwy sedymentu, jak to sugerował Jaroszewski (1957). Nakreślony przez W. Jaroszewskiego proces powstawania skał wapienno-piaszczystych, analogicznych do tutaj opisywanych a określonych jako „brekcje spływowe”, wbrew użytemu terminowi niezbyt odbiega od mechanizmu powstawania przypisanego w niniejszej pracy dolnej piaszczystej części kompleksu wapieni bulastych z Dudzińca. Trudno tylko zgodzić się z poglądem, że następująca na przemian sedymentacja czystego wapienia pelitycznego z piaszczystym, a także deformacje i dezintegracja sedymentu następowały w facji litoralnej w strefie falowania. Zarówno erozja dna, jak i ewentualne procesy osuwiskowe mogą odbywać się i w facjach głębszych przy współudziale prądów dennych. Brak natomiast jakichkolwiek bezpośrednich dowodów bezpośredniego sąsiedztwa ładu. Wprost przeciwnie, zarówno nagminne występowanie szczątków liliowców, jak i obecność *in situ* ławiczek czystego wapienia pelitycznego sugeruje morze nieco głębsze, nerytyczne, aczkolwiek pozostające pod wpływem sedymentacji terrygenicznej, jako środowisko ich powstania.

Struktury związane z rozpuszczaniem chemicznym nie skonsolidowanego jeszcze w pełni osadu powstawały przy współudziale słabych prądów dennych, które mogły nieść co najwyżej drobny materiał psamitowy.

¹ *Macignos noduleux* umieszcza Lombard pośród „pseudokonglomeratów”, a ich odmianą opisaną przez Bellièra ilustruje zlepieńce śródwarstwowe.

Istnienie słabej siły trakcyjnej tych prądów znajduje także potwierdzenie w analizie pienięskich wapieni bulastych. Wapienie bulaste z Pienin są bardzo podobne do najpospolitszego w Tatrach typu wapieni bulastych, a mianowicie do wapieni bulastych pozbawionych zupełnie materiału detrytycznego. Jednocześnie brak w nich zupełnie struktur, które by sugerowały akcję mechaniczną prądów. Skamieniałości, występujące w pienięskich wapieniach bulastych bardzo obficie, m. in. rostra belemnitów, nie wykazują kierunkowego ułożenia, którego można by się spodziewać w przypadku silnych prądów trakcyjnych. Jednocześnie górne powierzchnie skorup amonitów noszą często ślady korozji (Birkenmajer, Znosko, 1955).

Identyczne jak w Pieninach urzeźbione powierzchnie stropowe ławic wapieni bulastych, równie bogate w amonity o podobnie skorodowanych górnych powierzchniach, opisywał Hollmann (1962) z „*calcare ammonitico rosso superiore*” północnych Włoch i przypisywał ich powstanie chemicznemu, rozpuszczającemu działaniu wody. Podobną opinię w odniesieniu do pienięskich wapieni bulastych wyraził na Zjeździe PTG w Pieninach w 1963 r. doc. dr K. Birkenmajer. Tezę o zwolnionej sedymentacji wapieni bulastych związanej z chemicznym rozpuszczaniem sedimentu potwierdza też wielokrotnie podkreślana redukcja miąższości tych utworów lub nawet kondensacja stratygraficzna (Lemoine, 1953; Birkenmajer, Znosko, 1955; Lucas, 1959; Hollmann, 1962).

Zgodnie z opinią autorów batymetryczne rozprzestrzenienie wapieni bulastych może być bardzo szerokie. Z jednej strony powstawały one jeszcze w zasięgu facji nerytycznych, gdzie obficie docierał materiał terrygeniczny, zazwyczaj jednak tworzyły się w środowisku głębszym i bardziej odległym od brzegu, przede wszystkim w obszarach pelagicznej sedymentacji wapiennej.

W niektórych seriach skałkowych wapienie bulaste leżą w stropie i spągu głębokowodnych radiolarytów (Birkenmajer, 1958) i stanowią fację pośrednią między nimi a osadami nerytycznymi. Tatrzańskie wapienie bulaste powstawały w środowisku pelagicznej sedymentacji wapiennej. Ich powstania nie należy wiązać ze zmianami głębokości, ale raczej z układem prądów dennych.

Poziomy tatrzańskich wapieni bulastych nie mają ściśle ustalonego zasięgu stratygraficznego. Brak skamieniałości nie pozwala na bezpośrednie określenie ich wieku w poszczególnych odsłonięciach. W oparciu jednak o analogie litologiczne i w oparciu o skamieniałości wiek warstw graniczących z nimi w profilu można z pewnym przybliżeniem określić wiek wapieni bulastych w różnych odsłonięciach. Najbardziej charakterystyczne są jednak wapienie bulaste dla doggeru (seria Bobrowiecka, Kominów Tylkowych, Rzędów i Czerwonych Wierchów). Po raz drugi w profilu pojawiają się wapienie bulaste w wyższym malmie, skąd znane są w serii Czerwonych Wierchów. Bliższe określenie ich wieku nie jest na razie możliwe. Pojawianie się wapieni bulastych w wyższym malmie zasługuje na szczególną uwagę, zwłaszcza geologów kartujących.

WYKAZ LITERATURY
BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D. (1959), Geologia Československých Karpat. z. II. Bratislava.
- Bac M. (1963), Budowa geologiczna Stołów pod Kominami Tylkowymi w Tatrach Zachodnich (The geology of the Stoły massif in West Tatras). *Acta geol. pol.*, 13/1. Warszawa.
- Birkenmajer K. (1958), Przewodnik geologiczny po pienięskim pasie skałkowym. Cz. I—IV. Wyd. Geol. Warszawa.
- Birkenmajer K. (1963), Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienięskiego pasa skałkowego Polski (Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyń series, Pieniny Klippen Belt, Carpathians in Poland), *Studia geol. pol.*, 19, Warszawa.
- Birkenmajer K., Znosko J. (1955), Przyczynek do stratygrafii doggeru i malmu pienięskiego pasa skałkowego (Contribution to the stratigraphy of the Dogger and Malm in the Pieniny Klippen-Belt, Central Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 23, p. 3—36. Kraków.
- Blanchet F. (1935), Étude géologique des Montagnes d'Escreins (Haute Alpes et Basses Alpes). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble*, 19, pp. 1—183.
- Carozzi A. (1952 a), Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine. — Une hypothèse de travail. *Arch. Sc. Genève*, 5, fasc. 1, pp. 35—39.
- Carozzi A. (1952 b), Microfaune déplacée dans les niveaux „remaniés” du Malm supérieure de la Nappe de Morcles (Haute Savoie). *Ibidem*, 5, fasc. 1, pp. 39—42.
- Colom G. (1957), Sur les caractères de la sédimentation des géosynclinaux mésozoïques. *Bull. Soc. Géol. France*, 6 série, fasc. 8—9, pp. 1167—1185.
- Gignoux M., Moret L. (1952), Géologie dauphinoise. 2^e éd. Masson. Paris.
- Goguel M. (1944), Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, no 215, t. 44, pp. 1—62.
- Gründel J., H.J. Rösler (1963), Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. *Geologie*, 12, H. 9. S. 1009—1038, Berlin.
- Guzik K. (1959), Niektóre zagadnienia stratygrafii liasu — doggeru płaszczowiny reglowej dolnej w Tatrach. *Biul. Inst. Geol.* 149, p. 189—193. Warszawa.
- Hollmann R. (1962), Über Subsolution und die „Knollenkalke” des Calcare Ammonitico Rosso Superiore in Monte Baldo (Malm; Norditalien). *Neues Jb. Geol. Paläont.*, Mh. 4, S. 163—179. Stuttgart.
- Jaroszewski W. (1957), Geologia pasma Świerkul (Geology of the Swierkule range in the Tatra mountains). *Acta geol. pol.*, 7/4, str. 403—434. Warszawa.
- Kilian M. (1895), Notice stratigraphique sur les environs de Sisteron et contribution à la connaissance des terrains secondaires du sud-est de la France. *Bull. Soc. Géol. France*, 3 série, 23, pp. 659—803.
- Kotański Z. (1955), Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.). *Acta geol. pol.*, 5/3, Warszawa.
- Kotański Z. (1959), Profile stratygraficzne serii wierchowych Tatr Polskich (Stratigraphical sections of the high tatric series in the Polish Tatra Mts.). *Biul. Inst. Geol. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 139, Warszawa.
- Kotański Z. (1961), Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach (Tectogenèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatric dans les Tatras). *Acta geol. pol.*, 11/2-3, Warszawa.
- Kuenen Ph., Carozzi A. (1953), Turbidity currents and sliding in geosynclinal of the Alps. *J. Geol.*, 61, no 4.

- Lefeld J., Radwański A. (1960), Planktoniczne liliowce Saccocoma Agassiz w malmie i neokomie wierchowym Tatr Polskich (Les Crinoïdes planctoniques Saccocoma Agassiz dans le Malm et le Néocomien haut-tatric des Tatras Polonaises). *Acta geol. pol.* 10/4, Warszawa.
- Lemoine M. (1953), Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. *Bull. Soc. Géol. France*, 6 série, 3, p. 105—120.
- Lindström M. (1963), Sedimentary folds and the development of limestone in an early Ordovician sea. *Sedimentology*, 2, pp. 243—292. Amsterdam.
- Lombard A. (1956), Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson. Paris.
- Lucas G. (1955 a), Caractères pétrographiques de calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso, de la région méditerranéenne. *C. R. Hebd. Sc. Acad. Sciences*, 240, no 19, pp. 1909—1911.
- Lucas G. (1955 b), Caractères géochimiques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso. *Ibidem*, 240, no 20, pp. 2000—2002.
- Lucas G. (1955 c), Signification paléocéanographique des calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso. *Ibidem*, 240, no 24, pp. 2342—2344.
- Noszky J. (1961), Formation jurassique de la Hongrie. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*. 49, fasc. 2. Budapest.
- Passendorfer E. (1951), In Regionalna Geologia Polski, t. I Karpaty, z. 1. Stratygrafia, Kraków.
- Passendorfer E. (1960), Rozwój paleogeograficzny Tatr (Developpement paléogéographique de la Tatra). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol.)*, 31.
- Pasquaré G., Mariotto M. P. (1961), Le variazioni di facies nel Titonico lombardo. *Riv. ital. paleont.*, 67, no 3, pp. 241—250, Milano.
- Rabowski F. (1954), Badania w grupie Kominów Tylkowych, wykonane w r. 1938. *Biul. Inst. Geol.* 86, Warszawa.
- Radwański A. (1959), Struktury litoralne w liasie w Dolinie Smytniej (Littoral structures (cliff, clastic dikes, and veins, and borings of Potamilla) in the high-tatric Lias). *Acta geol. pol.*, 9/2, Warszawa.
- Radwański A., Roniewicz P. (1962), Osuwiska podmorskie w famenie Gór Świętokrzyskich (Submarine slumping in the Famennian of the Holy Cross Mts., Central Poland). *Acta geol. pol.*, 12/2, p. 295—304, Warszawa.
- Răileanu G. (1961), Considération générales sur le Jurassique de Carpates roumaines, concernant surtout quelques limites stratigraphiques. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar.*, 49, fasc. 2, p. 683—700, Budapest.
- Remane J. (1960), Les formations bréchiqes dans le Tithonique du Sud-Est de la France. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble*, 36, pp. 75—114.
- Simon W. (1939), Lithogenesis der kambrischer Kalke der Sierra Morena (Spanien) *Senckenbergiana*, 21. S. 297—311, Frankfurt a. M.
- Szulczewski M. (1963 a), Stromatolity z batonu wierchowego Tatr (Stromatolites from the high-tatric Bathonian of the Tatra Mts.). *Acta geol. pol.*, 13/1 p. 125—141, Warszawa.
- Szulczewski M. (1963 b), Budowa geologiczna Małej Świstówki (The geology of Mała Świstówka in Western Tatra). *Acta geol. pol.*, vol. XIII/2, p. 199—216, Warszawa.
- Vigh G. (1961), Problèmes de faciès des sédiments Jurassiques de la Montagne Gerecse. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar.*, 49, fasc. 2, p. 591—598, Budapest.

RÉSUMÉ

Sommaire. Les calcaires noduleux du Dogger et du Malm de la série haut-tatrique se sont formés en connexion avec l'action des courants de fond. La plupart d'entre eux sont liés à l'aspect chimique de cette action; les calcaires noduleux sableux, cependant, sont nés pour la plus grande part en résultat de l'action mécanique de ces courants. Les calcaires noduleux des Tatras, de même que beaucoup de calcaires de ce type dans les Carpates sont identiques au faciès „ammonitico rosso” largement répandu.

Dans le complexe calcaire du Dogger et du Malm de la série haut-tatrique on trouve d'intéressantes roches à structure nodulaire. Généralement ce sont des calcaires rouges, plus souvent verts ou violets, faits de nodules serrés les uns contre les autres. Ces nodules sont de forme lenticulaire, allongée ou irrégulière. Ils se dessinent nettement sur un fond, de règle, plus sombre, d'habitude riche en oxydes de fer. La disposition de ces nodules n'est pas l'effet du hasard, mais elle est en rapport avec le sens de la stratification.

De tels calcaires, probablement d'âge doggerien, ont été décrits pour la première fois dans les Tatras par le Professeur Dr. E. Passendorfer (1951, 1961) d'une série autochtone de la vallée de Chochołów. E. Passendorfer a souligné leur ressemblance frappante au „marbre de Guillestre”, qui lui était connu d'une série alpine du Briançonnais. La justesse de cette observation a été confirmée par les recherches de Z. Kotáński (1961) qui a reconnu de pareils calcaires dans le Callovien d'une série de Rzędy, désignée par lui. Les calcaires noduleux ne sont cependant pas liés uniquement au Dogger. Dernièrement on les a trouvés aussi dans le Malm supérieur d'une série de Czerwone Wierchy (Bac, 1963; Sulczewski, 1963).

Les calcaires noduleux sont d'habitude „purs”, ils ne contiennent pas d'addition de matériaux clastiques. Exceptent à cette règle les calcaires noduleux du versant droit de la vallée de Chochołów (Dudziniec) dont la partie de mur est fortement sableuse. Les matériaux clastiques se trouvent uniquement dans le fond et jamais dans les nodules. Il est composé de débris de quartz et de dolomies jaunes de la fraction psammitique. A côté des matériaux terrigènes, dans le fond des calcaires à nodules, on trouve beaucoup de détritits de Crinoïdes. Dans les nodules, les débris de Crinoïdes ne s'y rencontrent que par exception, à l'encontre ils sont de règle remplis (planche XXXI et XXXII) de conques de Lamellibranches à coquilles fines (souvent aussi déterminées comme „*Halobia*”, algues filamenteuses, etc. — Colom, 1957; Peyre, 1959). Ce calcaire se déposait dans des conditions tranquilles, ce dont témoigne l'état des longues coquilles de Lamellibranches à peine ébréchées (planche XXXII, fig. 1 et 2).

Les structures des calcaires noduleux sableux sont très différenciés. Parfois il est difficile de parler de nodules, vu que les fragments de calcaire pélitique ayant des formes à arêtes aigües pourraient parfaitement être appelées débris. Parfois la lamination intérieure visible dans les débris n'est pas liée au sens de stratification de la roche et indique que nous n'avons pas à faire ici à la position primitive des fragments de calcaire pélitique. De même le caractère des structures que le caractère clastique du ciment prouvent que la roche s'est formée en conséquence d'un remaniement mécanique du sédiment causé par des courants marins de fond à capacité de traction. Les roches à structures de ce type sont en réalité

des brèches intraformationnelles. Elles rappellent beaucoup certaines variétés de „macignos” noduleux du Faménien belge décrites par Bellière (*vide* Lombard, 1956). Des nodules d'apparence semblable à celui représenté par moi sur les figures 1 et 4, faits de calcaire organodétritique, y sont placés dans un ciment contenant du quartz, du feldspath et des micas. Cela a autorisé Lombard à postuler un rapprochement génétique entre certains calcaires à nodules et les brèches intraformationnelles. Le point de vue de Lombard trouve une pleine confirmation dans les observations faites sur les calcaires noduleux des Tatras. Les structures de calcaires noduleux sableux sont sujet à d'importants changements. On peut rencontrer de petits bancs de calcaire pélitique à mur plat et à toit à sculpture irrégulière (fig. 2). Les fragments de calcaire pélitique qui se trouvent au-dessus s'étendent sur la surface du toit et remplissent ses irrégularités. On voit dans ce cas que le processus de désintégration de la couche du calcaire pélitique n'a pas été terminé et que les fragments de calcaire pélitique ont été transportés à une distance à peine sensible.

La structure décrite donne l'image d'un processus de désintégration de lamines arrêté *in statu nascendi* qui généralement se laisse reconnaître dans sa forme définitive comme brèche intraformationnelle. Le sédiment pas encore complètement consolidé était souvent l'objet d'une désintégration mécanique les formes fusiformes ou „floues” des éléments du calcaire pélitique témoignent de cela. La désintégration mécanique du sédiment par les courants marins de fond dans la formation de certaines portions des calcaires sableux à nodules est confirmée aussi par les minces intercalations brêcheuses, épaisses de quelques centimètres, contenant des fragments de calcaires pélitiques roses, bien arrondis, ainsi que de galets de dolomies jaunes et des grès à quartz.

Les structures qui ne portent aucune trace de remaniement mécanique et de redéposition forment un groupe à part. De petits bancs, souvent rencontrés, de calcaire pélitique s'étendant sans interruption sur des distances de quelques dizaines de centimètres et déposés parallèlement aux couches de stratification excluent toute possibilité de redéposition (fig. 3). Ces petits bancs ont généralement des surfaces de mur et de toit inégales, en résultat de quoi des rétrécissements et grossissements d'épaisseur y abondent. Par endroits la continuité du banc montre des interruptions et on observe alors des nodules disposés à plat dans un même horizon (fig. 3).

Dans ce cas aussi il est difficile d'admettre la possibilité d'une redéposition des nodules. De pareilles structures passent d'une manière inaperçue à des structures nodulaires peu régulières. Les structures qui n'ont pas de caractère de redéposition, même à un degré minime, ne sont pas liées uniquement aux calcaires sableux à nodules, mais on les trouve communément en premier lieu dans la partie plus haute des calcaires nodulaires, dépourvue de matériaux clastiques. Dans les calcaires nodulaires purs, cependant, les structures formées en connexion avec le remaniement mécanique du dépôt disparaissent. Le passage des calcaires sableux à nodules aux calcaires nodulaires purs se fait par degrés par le moyen de changements dans les caractères lithologiques du ciment. En premier lieu disparaissent les matériaux terrigènes, et seul reste le détritus de Crinoïdes, qui diminue ensuite de plus en plus pour disparaître complètement. Enfin le fond ne diffère plus des nodules que par une plus grande teneur en oxydes de fer.

L'analyse du caractère lithologique des nodules et du ciment indique que dans la composition des calcaires sableux à nodules entre un sédiment provenant de trois milieux primaires de sédimentation: les matériaux terri-

gènes (quartz et dolomie) ont été remaniés dans une zone littorale (traces des lithophages *Potamilla*), de la zone neritique proviennent le détritus de Crinoïdes et le calcaire pélitique pur à microfacies de Lamellibranches à coquilles minces. Les matériaux ont été déposés dans la région de sédimentation du calcaire pélitique, donc dans une zone sinon la plus profonde, du moins, sans aucun doute, la plus tranquille. De forts courants de fond, ont été le facteur qui a troublé la sédimentation normale. Les changements lithologiques décrits du ciment indiquent que la force de traction des courants devenait de plus en plus faible. A la fin ils n'étaient plus du tout capables de transporter les matériaux détritiques. A la place de leur activité tractrice et érosive entre en jeu l'action chimique dissolvant le sédiment.

Les processus de sédimentation décrits, qui prennent part à la formation des calcaires noduleux, ne leur ont cependant pas encore donné leur forme définitive. Ces calcaires, tels que nous les voyons aujourd'hui, ont encore été l'objet de transformations diagénétiques postérieures. Ce sont avant tout les dissolutions qui ont eu lieu le long des soudures des stylolithes. La structure noduleuse primitive de la roche a été par suite de cela pour la plupart du temps soumise à des modifications importantes et la plus grande partie des nodules possède une lisière de stylolithes (pl. XXXII). L'importance de l'action de la dissolution aussi bien sédimentaire que diagénétique est le mieux représentée par l'état de conservation des fossiles (fig. 4).

Les calcaires noduleux de la vallée de Chochołów se sont formés au passages entre la sédimentation détritique commencée dans le Lias et la sédimentation pélagique calcaire caractéristique pour le Malm. La sédimentation des carbonates était interrompue périodiquement par l'action des courants de fond qui déposaient les matériaux détritiques. La partie supérieure du complexe des calcaires noduleux de la vallée de Chochołów représente un faciès déjà décidément pélagique.

Des calcaires noduleux à genèse sans doute identique, de même que les réelles „fausses brèches” sont rencontrés communément en Lombardie et dans les Apennins sous le nom de „calcare ammonitico rosso” (P a s q u a r é et M a r i o t t o, 1961). Le faciès „ammonitico rosso” ne diffère en rien des calcaires noduleux des Tatras des séries haut-tatriques. Des analogies strictes entre ces calcaires et le „marbre de Guillestre” ont été plusieurs fois soulignées. Les calcaires noduleux des Tatras dans leur type commun, privé de matériaux clastiques, ont sans aucun doute une genèse identique à celle des calcaires noduleux des Pieniny, et ceux-ci, à leur tour, rappellent à s'y méprendre le „calcare ammonitico rosso superiore” décrit par H o l l m a n n (1962) de la Lombardie. On rencontre aussi les calcaires noduleux dans le Lias supérieur de la nappe sub-tatrique inférieure des Tatras développé dans le faciès d'Adnet (S o k o ł o w s k i, 1925, 1948; G u z i k, 1959). Non moins communs sont les calcaires noduleux dans la nappe de Križna, les unités gémériques et les séries de Klippes de Slovaquie (A n d r u s o v, 1959).

Laboratoire de Géologie Dynamique
de l'Université de Varsovie
Varsovie, juin 1964

traduit par
J. Koszarski

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLICATION DES PLANCHES

Tablica — Planche XXIX

Wrzecionowate fragmenty wapienia pelitycznego powstałe z rozpuszczenia ławiczek wapiennych. Tło piaszczysto-krynoidowe. Wielkość naturalna. Dudziniec
Fragments fusiformes de calcaire pélitique formés par dissolution de petits bancs de calcaire. Fond sablo-crinoidal. Grandeur naturelle. Dudziniec

Tablica — Planche XXX

Najczęściej spotykany typ wapieni bulastych. Skała o wyglądzie brekcjowatym składa się z nieregularnych fragmentów jasnego wapienia pelitycznego, wyraźnie odcinających się od ciemniejszego tła, bogatszego w tlenki żelaza. Niektóre buły stanowią wypełnienie fragmentów skorup amonitów. Granice buł miejscami mają charakter stylolitowy. Wielkość naturalna. Lewe zbocze Doliny Chochołowskiej
Type de calcaire à nodules le plus souvent rencontré. La roche, d'apparence brècheuse, est faite de fragments irréguliers de calcaire pélitique clair se dessinant nettement sur un fond plus sombre, plus riche en oxyde de fer. Certains nodules sont formés du contenu de morceaux de coquilles d'Ammonites. Les bords des nodules ont, par endroits, un caractère stylolithique. Grandeur naturelle. Versant gauche de la vallée de Chochołów

Tablica — Planche XXXI

- Fig. 1. Fragmenty wapieni pelitycznych przepełnione skorupkami cienkoskorupowych małżów. Tło stanowi wapień krynoidowy. Pow. $\times 4$. Dudziniec
Fig. 1. Fragments de calcaires pélitiques remplis de Lamellibranches à coquilles minces. Le fond est formé de calcaire à Crinoïdes. Grossi 4 fois. Dudziniec
Fig. 2. Fragmenty wapienia pelitycznego na tle zawierającym obok detrytusu krynoidowego materiał terrygeniczny, głównie kwarcowy. Pow. $\times 3$. Dudziniec
Fig. 2. Fragments de calcaire pélitique sur un fond contenant, à côté du détritüs de Crinoïdes, des matériaux terrigènes, surtout du quartz. Grossi 3 fois. Dudziniec
Fig. 3. Soczewkowate fragmenty wapieni pelitycznych z licznymi przekrojami cienkoskorupowych małżów na tle krynoidowym. Fluidalne ułożenie detrytusu krynoidowego w dolnej części fotografii powstałe w związku z rozpuszczeniem sedymentu. Pow. $\times 2,3$. Dudziniec
Fig. 3. Fragments lenticulaires de calcaires pélitiques contenant de nombreuses coupes de Lamellibranches à coquilles minces sur un fond composé des Crinoïdes. Dans le bas de la photographie, disposition fluidale du détritüs de Crinoïdes causée par la dissolution du sédiment. Grossi $\times 2,3$. Dudziniec
Fig. 4. Fragment wapienia pelitycznego o brekcjowatym zarysie na tle drobnokrynoidowym. Pow. $\times 4$. Dudziniec
Fig. 4. Fragment de calcaire pélitique à apparence brècheuse sur un fond de menues Crinoïdes. Grossi $\times 4$. Dudziniec

Tablica — Planche XXXII

- Fig. 1. Granica fragmentu wapienia pelitycznego z tłem piaszczysto-krynoidowym. W wapieniu pelitycznym liczne przekroje cienkoskorupowych małżów. Pow. $\times 16$. Dudziniec

- Fig. 1. Bord d'un fragment de calcaire pélitique à fond sablo-crinoïdal. Dans le calcaire pélitique, nombreuses coup de Lamellibranches à coquilles minces. Grossi $\times 16$. Dudziniec
- Fig. 2. Fragmenty wapienia pelitycznego na tle piaszczysto-krynoidowym. Przekroje cienkoskorupowych małżów ścięte ostrą granicą sąsiadują z tłem. Pow. $\times 17$. Dudziniec
- Fig. 2. Fragments de calcaire pélitique sur un fond sablo-crinoïdal. Minces coquilles de Lamellibranches sont coupées aux bords des fragments. Grossi $\times 17$. Dudziniec
- Fig. 3. Wydłużone fragmenty wapienia pelitycznego na tle spoiwa piaszczysto-krynoidowego. Pow. $\times 10$. Dudziniec
- Fig. 3. Fragments allongés de calcaire pélitique sur fond de ciment sablo-crinoïdal. Grossi $\times 10$. Dudziniec
- Fig. 4. Ostra granica fragmentu wapienia pelitycznego zawierającego liczne przekroje cienkoskorupowych małżów z tłem czysto krynoidowym. Pow. $\times 16$. Dudziniec
- Fig. 4. Bord d'un fragment de calcaire pélitique contenant de nombreuses coupes de Lamellibranches à coquilles minces se dessinant nettement sur un fond crinoïdal pur. Grossi $\times 16$. Dudziniec
- Fig. 5. Fragment wapienia pelitycznego przepelnionego skorupkami cienkoskorupkowych małżów na tle drobnokrynoidowym, bogatszym w tlenki żelaza. Widoczne liczne późniejsze szwy stylolitowe. Pow. $\times 17$. Dudziniec
- Fig. 5. Fragment de calcaire pélitique rempli de Lamellibranches à coquilles minces sur un fond de menues Crinoïdes, plus riche en oxydes de fer. Nombreuses sutures postérieures des stylolithes visibles. Grossi $\times 16$. Dudziniec
- Fig. 6. Powiększenie fragmentu fig. 1 z tabl. XXXI. Szew mikrostylolitowy na granicy fragmentu wapienia pelitycznego z trochitem liliowca. Rozpuszczanie wzdłuż szwu dotknęło zarówno trochitu liliowca, jak i wapienia pelitycznego z przekrojami cienkoskorupowych małżów. Pow. $\times 40$
- Fig. 6. Fragment de calcaire pélitique de la planche XXXI, fig. 1 fortement grossi. Suture microstylolithique au bord du fragment à sa ligne de démarcation avec l'entroque de la Crinoïde. La dissolution, le long de la suture, a travaillé aussi bien l'entroque de la Crinoïde que de calcaire pélitique à coupes de Lamellibranches à coquilles minces. Grossi $\times 40$

Tabl. XXIX i XXX fot. B. Drozd

Tabl. XXXI i XXXII fot. M. Siemiątkowska

