

PIOTR RONIEWICZ

Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr

SEDIMENTATION OF THE NUMMULITE EOCENE IN THE TATRA MTS.

STRESZCZENIE: W pracy przedstawiono problematykę litologiczną i sedymentologiczną tzw. eocenu numulitowego rozciągającego się wzdłuż północnego brzegu Tatr, a występującego w spągu fliszu podhalańskiego. Na podstawie szczegółowych profili litologicznych rozpatrzono charakter osadów oraz ich zmienność w poszczególnych częściach pasa wychodni. Najniższym ogniwem litologicznym są zlepieńce spągowe, wśród których wyróżniono szereg odmian o różnej genezie (zlepieńce zwietrzelinowe różnego typu, gładowiska, zlepieńce powstałe z materiału złożonego w postaci regularnych ławic na przybrzeżnej platformie akumulacyjnej). Wyższymi ogniwami litologicznymi są piaskowce dolomitowe, powstałe z nagromadzenia rozkuszonych dolomitów i innych węglanowych skał podłoża reglowego, a także — zlepieńcowate wapienie organodetrytyczne i inne skały organogeniczne (wapienie glonowe, wapienie i piaskowce numulitowe bądź dyskocyklinowe, mułowce z florą lądową). Zwrócono uwagę na nagromadzenia skorupki numulitów wywołane falowaniem i prądami, oraz na orientację tych skorupki spowodowaną ruchem wody i działaniem organizmów rozkopujących osady. Na podstawie analizy sedymentacyjnych kontaktów spągu osadów eocenu numulitowego scharakteryzowana została paleomorfologia linii brzegowej, strefy litoralnej, oraz obszaru lądowego w trakcie transgresji morza. Przedstawiony został przebieg sedymentacji litoralnych utworów eocenu numulitowego na obszarze całych Tatr.

WSTĘP

Przedmiotem pracy jest sedymentacja i litologia utworów eocenu Tatr. Badania przeprowadzone przez autora objęły całość wychodni eocenu tatrzańskiego na terenie polskiej części Tatr oraz ważniejsze odsłonięcia w słowackich Tatrach.

Określenie *eocen tatrzański* (Kuźniar 1910) odnosi się do zespołu osadów eocenijskich związanych przez pochodzenie materiału okruchowego genetycznie z Tatrami. Ze względu na masowe występowanie w rozważanych osadach dużych otwornic, głównie numulitów, stosowana jest dla

nich także nazwa *eocen numulitowy*. Nazwy powyższe używane są w celu podkreślenia różnicy pomiędzy litoralnymi osadami eocenu odsłaniającymi się na brzegu Tatr oraz osadami fliszu eocenijskiego Karpat Wewnętrznych.

Eocen tatrzański w tym rozumieniu odpowiada tzw. warstwom sułowskim geologów słowackich (por. Picha 1964, Andrusov 1965), które są w ogólnych zarysach dość podobnie wykształcone na znacznych obszarach Karpat Wewnętrznych. Podobne jak w Tatrach następstwo ogniw litologicznych obserwować można m.in. na północnych brzegach Masywu Chożańskiego i Niżnych Tatr oraz w sąsiedztwie wychodni serii reglowych na Orawie i Liptowie. We wszystkich tych punktach eocen rozpoczyna się transgresywnymi osadami zlepieńcowymi, składającymi się z materiału pochodzącego z niszczenia podłoża zbudowanego ze skał jednostek reglowych.

W Tatrach ponad zlepieńcami pojawiają się różnorodne osady organogeniczne, względnie piaskowce lub mułowce węglanowe, które zawierają liczne zespoły dużych otwornic, głównie numulitów. „Eocen numulitowy” przechodzi ku górze w najniższe ogniwo fliszowe — warstwy zakopiańskie J. Gołąba (1959), wykształcone dość jednolicie na większych obszarach w przeciwieństwie do eocenu numulitowego, którego wykształcenie litologiczne i miąższość mogą dość znacznie różnić się nawet w blisko położonych profilach. Zmienność tych ostatnich wywołana została odmiennymi warunkami paleomorfologii i budowy geologicznej, jakie panowały w momencie transgresji. Poznanie przebiegu tej transgresji i sedymentacji eocenu numulitowego wymaga zatem możliwie dokładnej analizy wszystkich dostępnych odsłoneń i profili. Eocen tatrzański nadaje się dość dobrze do tego typu badań, gdyż na stosunkowo niewielkim obszarze istnieje tu duża ilość odsłoneń. Znajdują się one u wylotów dolinek reglowych położonych w niewielkich od siebie odległościach, tak że obserwowane profile można porównywać z sobą poprzez strefy gorszych odsłoneń na zboczach pomiędzy dolinkami. Eocen tatrzański jest poza tym stosunkowo dobrze poznany stratygraficznie, co ułatwia jego analizę sedymentologiczną.

Najważniejsze z dotychczasowych prac dotyczących eocenu w Tatrach podzielić można na kilka grup tematycznych. Prace o charakterze paleontologicznym i stratygraficznym wykonywane były najpierw przez W. Kuźniara (1908, 1910), a później przez F. Biedę (1929, 1938, 1946, 1957, 1959, 1960a, 1963), który zajmował się dużymi otwornicami i wypracował podstawy stratygrafii eocenu tatrzańskiego w oparciu o analizę zespołów tych otwornic. Poza dużymi otwornicami opracowane zostały wstępnie również glony wapienne (Małeckie 1956). Pozostałe grupy organizmów opisane zostały dość pobieżnie w starszych pracach W. Kuźniara (1908, 1910) i w zasadzie wymagają ponownego opracowania.

Prace o charakterze petrograficznym obejmowały zazwyczaj wybra-

ne zagadnienie lub dotyczyły jednej lub kilku odkrywek. Wstępne dane o litologii eocenu podaje już V. Uhlig (1898), później zaś W. Kuźniar (1910) oraz C. Kuźniar (1913). Analizę petrograficzną eocenu w kamieniołomie Pod Capkami przedstawiają J. Tokarski i A. Oberc (1953). J. Wyczółkowski (1956) bada skład zlepieńców i dolomity detrytyczne na Hrubym Reglu, M. Turnau-Morawska i M. Lindner (1959) analizują mułowce z glaukonitem w kamieniołomie Pod Capkami.

Zarysy wychodni eocenu przedstawia na mapie geologicznej V. Uhlig (1911), następnie wykonuje tu zdjęcia S. Sokołowski (1959), który publikuje fragment mapy obejmujący Hruby Regiel. Wychodnie eocenu od Doliny Małej Łąki na zachód do granicy zostają przedstawione przez S. Sokołowskiego i K. Guzika na mapie w skali 1 : 10 000 (arkusze Hruby Regiel i Furkaska).

Równoległe z pracami analitycznymi pojawiają się próby syntetycznego przedstawienia historii powstania eocenu numulitowego. Pierwszą syntezę daje V. Uhlig (1898) opierając się na dość dokładnej analizie terenowej występowania utworów eoceńskich. Stwierdza on, że eocen jest utworem transgresywnym utworzonym na miejscu obecnego występowania. M. Lugeon (1903) wprowadzając płaszczowinową interpretację budowy Tatr staje na stanowisku, że eocen został przywleczony wraz z płaszczowinami z południa. Przeciwstawiają się temu pogładowi W. Kuźniar (1910) i M. Limanowski (1910), którzy podobnie jak V. Uhlig uważają, że eocen transgredował na miejscu, po ruchach szariażowych. W. Kuźniar (1910) uważa, że zlepieńce eoceńskie tworzyły się w postaci stożków na nachylonej powierzchni podłoża. Tak więc upad ławic eocenu miał według niego mieć charakter pierwotny, sedymentacyjny, obecny zaś zasięg wychodni odpowiadać miał zasięgowi zalewu morskiego. Takiej interpretacji przeciwstawia się M. Limanowski (1910), który uważa, że obecne granice mają charakter erozyjny i są wynikiem intersekcji warstw wychylonych tektonicznie.

W ostatnim dwudziestoleciu sprawą paleogeografii i sedymentacji eocenu zajmował się E. Passendorfer, poświęcając szczególną uwagę kilku regionom na terenie Tatr. W rejonie kamieniołomu Pod Capkami autor ten (Passendorfer 1951, 1959), zwraca uwagę na istnienie dużych bloków i otoczków wskazując, że w strefie tej istniał zapewne wysoki brzeg klifowy, u podstawy którego gromadził się materiał gruboklastyczny. Drugi obszar badań E. Passendorfera to Tatry Bielskie, gdzie na obecność dużej miąższości zlepieńców zwracał uwagę już V. Uhlig (1898). E. Passendorfer (1958, 1959) przyjmuje, że zlepieńce tworzyły się tutaj jako osady deltowe, podobnie jak zlepieńce z Suchej Dolinki i Hrubego Regla. E. Passendorfer (1958) zwraca też uwagę na występowanie w zlepieńcach z Tatr Bielskich dużych bloków łupków eoceńskich o typie warstw zalkopiańskich, oraz materiału egzotycznego wśród otoczków, wyrażając opinię,

że materiał egzotyczny dostarczony został z południa w momencie, gdy Tatry wraz z Niżnymi Tatrami stanowiły jeden masyw łączący się z obszarem Gemeryd. W kolejnej pracy (Passendorfer & Roniewicz 1963) podjęty został problem genezy zlepieńców składających się z materiału tatrzańskiego, a występujących w obrębie warstw zakopiańskich. W cytowanych pracach E. Passendorfer zajmował się także płatem eoceńskim spoczywającym na trzonie krystalicznym na Zadnich Kosarzyskach podkreślając, że spoczywa on na miejscu i że w osadach eocenu brak okruchów granitu z podłoża.

Jak widać z powyższego przeglądu, większość prac dotyczących eocenu Tatr miała charakter wyrywkowy, co dotyczy zwłaszcza prac petrograficznych. Publikacje, w których wyrażone zostały poglądy na całość problematyki powstawania osadów eocenu numulitowego, poza pracą V. Uhliga (1898), nie obejmowały faktów zaobserwowanych na terenie całego pasa wychodni.

Praca niniejsza oparta zostaje na obserwacjach terenowych w możliwie wszystkich dostępnych odsłonięciach. Badania obejmują głównie litologię i zjawiska sedymentacyjne w nawiązaniu do stratygrafii opracowanej wcześniej przez F. Biedę. Badania terenowe uzupełnione są analizą szlifów mikroskopowych w wybranych profilach i odsłonięciach.

W pracy nie zostają omówione szczegółowo problemy tektoniki osadów eoceńskich, jak również nie zostanie podjęta problematyka ściśle paleontologiczna. Zebrane w czasie badań terenowych kolekcje brachiopodów zostały przekazane do opracowania doc. dr W. Barczykowi, a koralu — dr E. Roniewicz.

W trakcie badań terenowych i wstępnego opracowania okazało się, że pewne zagadnienia, jak np. sprawa pochodzenia otoczków w zlepieńcach, wymagają oddzielnego omówienia i w niniejszej pracy zostaną potraktowane jedynie ogólnie. Niektóre z kolei zagadnienia, jak np. występowanie skałotoczy oraz otoczek glonowych na otoczkach w wapieniach organodetrytycznych, znalazły już wyraz we wcześniejszej publikacji (Roniewicz 1966b).

Autor pragnie w tym miejscu wyrazić podziękowanie Prof. dr E. Passendorferowi, który zachęcił go do podjęcia badań nad eocenem Tatr, przekazał zbiory otoczków z Tatr Bielskich i poświęcił wiele czasu na szczegółowe dyskusje. Prof. dr F. Biedzie autor wyraża podziękowanie za udostępnienie zbiorów dużych otwornic z Tatr oraz dyskusję i udzielenie szeregu wyjaśnień dotyczących stratygrafii. W czasie opracowywania zbieranego materiału autor korzystał wiele z dyskusji prowadzonej z kolegami z Zakładu Geologii Dynamicznej; szczególnie pragnie podziękować dr A. Radwańskiemu, dr M. Szulczewskiemu, dr J. Kutkowi i dr J. Głazkowi, których uwagi wielokrotnie ułatwiły rozwiązywanie różnego rodzaju zagadnień.

PODZIAŁ STRATYGRAFICZNY EOCENU NUMULITOWEGO TATR

Podział stratygraficzny eocenu tatrzańskiego, podobnie jak podziały paleogenu morskiego w innych regionach, oparty jest na zasięgach zespołów dużych otwornic, głównie numulitów. Pierwszych oznaczeń w Tatrach dokonał B. Pusch (1837). Dokładniejsze opracowania podjął W. Kuźniar (1908, 1910). Oznaczenia tego autora straciły jednak praktycznie znaczenie, gdyż nie zostały udokumentowane ilustracjami, a opisy nie zawsze pozwalają na ustalenie, z jakimi rodzajami i gatunkami cytowany autor miał do czynienia.

Począwszy od lat dwudziestych badaniem dużych otwornic w Tatrach i Karpatach zajmuje się F. Bieda, który w kolejnych pracach (Bieda 1929, 1946, 1951, 1959, 1960a) określa wiek eocenu numulitowego Tatr na górny lutet i dolny barton. Jednocześnie wydziela on w eocenie tatrzańskim cztery poziomy numulitowe reprezentowane przez indeksowe numulity; są to:

| | | |
|---------|------------------------------------|--------------|
| Poziomy | IV z <i>Nummulites fabiani</i> | dolny barton |
| | III z <i>Nummulites millecaput</i> | górny lutet |
| | II z <i>Nummulites perforatus</i> | |
| | I z <i>Nummulites brongniarti</i> | |

W monograficznym opracowaniu dużych otwornic Tatr (Bieda 1963) przedstawiony podział zostaje utrzymany z tym, że wyróżnione wcześniej cztery poziomy zostają potraktowane jako jednostki mniejsze od poziomu, gdyż mieszczą się one w obrębie 5 i 6 poziomu ustanowionego wcześniej (Bieda 1946) dla paleogenu całych Karpat. Jednostki te zostają określone jako hemery.

Z krytyki przeprowadzonej przez W. J. Arkella (1930) wynika, że według S. S. Buckmana, twórcy tego terminu, hemera oznacza okres maksymalnego rozwoju jakiegoś gatunku, czy zespołu gatunków. Jest ona zatem pojęciem czasowym i, jak podkreśla S. S. Buckman, nie może być utożsamiana z pojęciami stratygraficznymi poziomu czy jednostki mniejszej od poziomu. Wydaje się zatem, że właściwym będzie termin hemera użyty przez F. Biedę (1963) zastąpić określeniem podpoziom.

Z czterech numulitów indeksowych określających podpoziomy (hemery w ujęciu Biedy, 1963) trzy: *Nummulites brongniarti* d'Archiac & Heim, *Nummulites perforatus* (Montfort) i *Nummulites millecaput* Bouée, mają według F. Biedy (1963) zasięg obejmujący cały lutet i dolny barton. *Nummulites fabiani* Prever, reprezentujący IV podpoziom, występuje w eocenie górnym (barton, ludyk). Zasięg wymienionych numulitów w Tatrach jest nieco inny, gdyż pojawiają się one kolejno od górnego lutetu do dolnego bartonu; jak zresztą z analizy całości zespołu dużych

otwornic wynika, tylko górny lutet i dolny barton są tu reprezentowane w obrębie eocenu numulitowego (Bieda 1963). Widać zatem, że podział stratygraficzny eocenu Tatr ma charakter częściowo lokalny. Podobne następstwo poziomów, jak wynika z danych F. Biedy (1963), istnieje w Masywie Choczańskim i na Węgrzech. Pełną możliwość korelacji stratygraficznej obszaru Tatr z innymi rejonami Karpat (Wewnętrznych) uzyskamy po jednolitym opracowaniu faun dużych otwornic w obszarach przyległych do Tatr, szczególnie Orawy, Liptowa i Spiszu. Trzeba będzie przy tym w szerszym zakresie uwzględnić zagadnienie występowania dużych otwornic w związku ze zmiennością facjalną osadów oraz możliwością redepozycji skoruppek.

WYCHODNIE I ODSŁONIĘCIA EOCENU NUMULITOWEGO TATR

Wychodnie eocenu numulitowego ciągną się wąskim pasem wzdłuż północnego brzegu Tatr (fig. 1). Na wschodzie, na terenie Słowacji, pierwsze odkrywki znajdują się na północ od Jaskiń Bielskich, skąd przez obszar Polski wychodnie ciągną się ku zachodowi wzdłuż brzegu Tatr i dalej wzdłuż Pasma Choczańskiego. Na obszarze polskiej części Tatr istnieją odcinki, na których wychodnie eocenu zanikają. Jest to obszar między Łysą Polaną, a Potokiem Łęznym, oraz w rejonie regli zakopiańskich na północnych zboczach Krokwi, przy skoczni narciarskiej. W obszarach tych ze skałami jednostek reglowych kontaktują łupki warstw zakopiańskich fliszu podhalańskiego. Czasem tylko na kontakcie występuje cienka warstwa zlepieńca dolomitowego.

Poza pasem wychodni, na północnym brzegu Tatr, eocen numulitowy występuje także w kilku większych izolowanych płatach położonych na południe od ciągłego pasa wychodni. Są to, wyliczając od wschodu, odsłonięcia na Rusinowej Polanie, na prawym zboczu Doliny Małej Łąki oraz na Zadnich Kosarzyskach, na zachodnim krańcu Tatr po stronie słowackiej. Na południowej stronie Tatr brak w zasadzie ciągłych odsłonieć eocenu numulitowego. Jednak w niektórych rejonach, jak np. przy szosie z Rużomberku do Szczyrbskiego Jeziora, spod grubej pokrywy osadów czwartorzędowych wyłania się w przekopie prawie kompletny profil osadów eocেনskich wykształconych bardzo podobnie jak po północnej stronie Tatr.

Tatry Bielskie

Najlepsze odsłonięcia znajdują się wzdłuż szosy ze Żdziaru do Tatrzańskiej Kotliny, w korycie Bielskiego Potoku oraz na zboczach Tokarni. Według F. Biedy (*in* Passendorfer 1959), u podstawy profilu w Bielskim

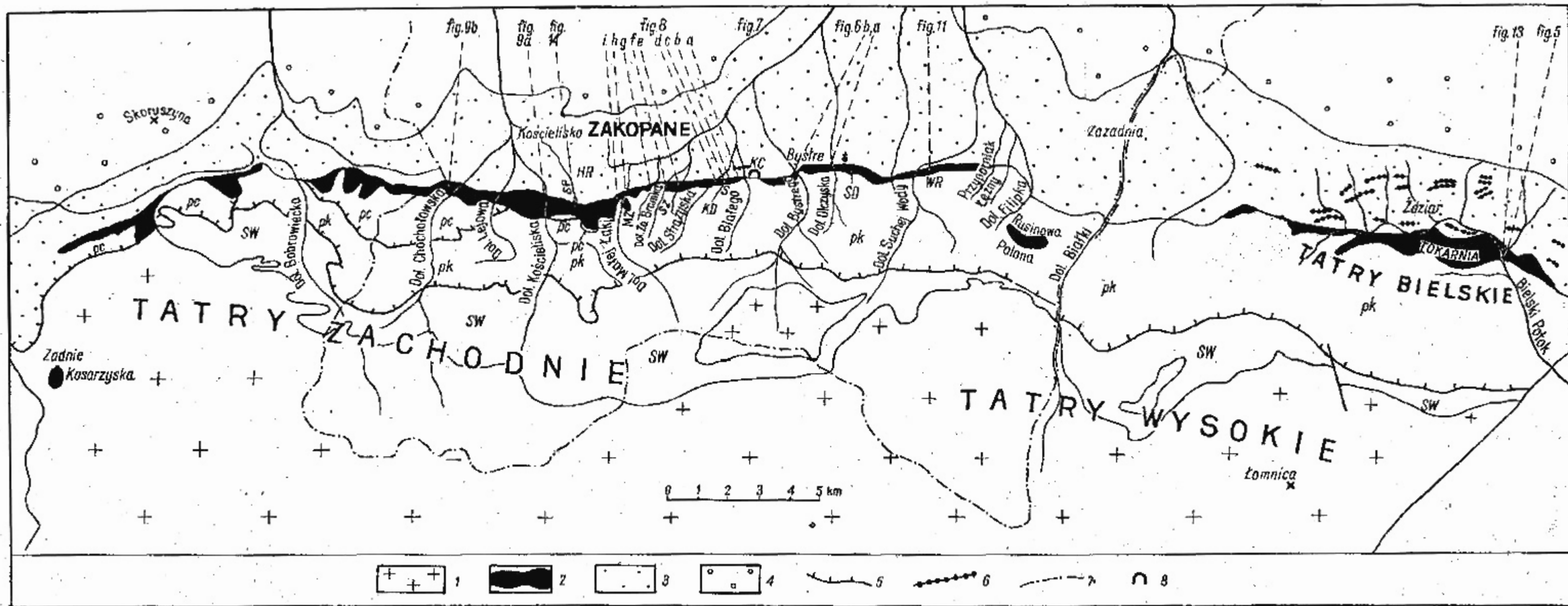


Fig. 1

Schematyczny szkic wychodni eocenu numulitowego na północnym brzegu Tatr, zestawiony na podstawie map wydanych przez Ústředny Geologický Úrad (arkusze Vysoké Tatry i Banská Bystrica) oraz danych autora

1 trzon krystaliczny, 2 eocen numulitowy, 3 warstwy zakopiańskie, 4 warstwy chochołowskie, 5 nasunięcia, 6 ławice zlepieńców złożonych z materiału tatrzańkiego w obrębie warstw zakopiańskich, 7 granica państwa, 8 duża skłama, SW serie wierzchove, pk płaszczowina krińska, pc płaszczowina chochołowska, SP Staników Potok (Zleb), HR Hruby Regiel, MZ dolina Małego Złotego, SZ dolina Suchego Złotego, KD Dolina ko Dzurze, S Spadowiec, KC kamieniołom Pod Capkami, SD Sucha Dolinka, WR Wysoki Regiel

Schematic sketch map of outcrops of the Nummulite Eocene along the Tatra Mts., compiled after geological maps edited by the Ústředny Geologický Úrad (Vysoké Tatry and Banská Bystrica sheets) and the author's own investigations

1 crystalline core, 2 Nummulite Eocene, 3 Zakopane Beds, 4 Chochołów Beds, 5 overthrusts, 6 conglomerate layers consisting of Tatra material within the Zakopane Beds, 7 state boundary, 8 large ski jump, SW high-tatric series, pk Krišna unit, pc Choč unit, SP Staników stream, HR Mt. Hruby Regiel, MZ Mały Złoty Valley, SZ Suchy Złoty Valley, KD Ko Dzurze Valley, S Spadowiec, KC Pod Capkami quarry, SD Sucha Valley, WR Mt. Wysoki Regiel

Potoku (por. fig. 5) reprezentowany jest zespół dużych otwornic przedstawiających podpoziom *N. fabiani*, w odkrywce zaś przy drodze do Jaskiń Bielskich i w Potoku Nowym — podpoziom *N. millicaput* (Bieda 1963).

Kontakty eocenu z podłożem widoczne są w korycie Bielskiego Potoku (Passendorfer 1958, Passendorfer & Roniewicz 1963) oraz przy drodze na Tokarnię. W pierwszym punkcie, na nierównej powierzchni dolomitów kajpru spoczywa zlepieniec składający się ze słabo obtoczonych fragmentów dolomitów z podłoża. W drugim, na wapieniach organogenicznych retyku spoczywa średnioziarnisty zlepieniec, w którym przeważa materiał dolomitów triasowych.

Głównym rysem charakteryzującym eocen numulitowy tego obszaru jest występowanie osadów zlepieńcowych o miąższości około 100 metrów. Poniżej zlepieńców w profilu Bielskiego Potoku występuje zespół osadów o typie fliszowym (fig. 5; por. także Passendorfer & Roniewicz 1963, fig. 1). W zlepieńcach występują otoczaki ze wszystkich ogniw mezozoiku Tatr Bielskich, oraz materiał egzotyczny — otoczaki różnych odmian kwaśnych skał wylewnych i tufów, gnejsów oraz skał krzemionkowych (Passendorfer 1958). W zlepieńcach występują ponadto znacznej wielkości fragmenty ławic łupków fliszowych oraz otoczaki skał zawierających zespoły dużych otwornic eocenijskich (Passendorfer & Roniewicz 1963), co wskazuje, że w trakcie sedymentacji wyższych ogniw eocenu ulegały erozji ogniwa osadzone wcześniej. Podobne zjawiska, choć w mniejszej skali, obserwować można także dalej ku zachodowi — w Jaszczurówce i w Dolinie Olczyskiej.

Maksymalna miąższość zlepieńców przypada na rejon Tokarni, ku wschodowi miąższość ta stopniowo maleje, co powoduje stopniowe zmniejszanie się ogólnej miąższości a zarazem i szerokości wychodni całego eocenu numulitowego.

Jak wynika z obserwacji profilów na Tokarni, w korycie Bielskiego Potoku, w przekopie szosy oraz na wzgórzu położonym na północ od szosy w sąsiedztwie Bachledowej Doliny, zlepieńce nie stanowią jednorodnej masy, ale są wyraźnie uławiczone (pl. I) i przelawiczone osadem o typie piaskowca czy drobnoziarnistego zlepieńca, często warstwowanego skośnie. Nachylenie warstwek skośnych wskazuje na kierunek transportu z południa ku północy, czyli od Tatr.

Pod zlepieńcami w całym regionie występują piaskowce węglanowe z licznymi szczątkami organicznymi, a miejscami z dużą ilością litotamni, oraz z rzadko rozmieszczonymi okrucami, głównie triasowych dolomitów, z których część pokryta jest powłokami glonowymi. Wyżej pojawiają się łupki zakopiańskie, wśród których aż po Spiską Magurę obserwować można ławice zlepieńców składających się z materiału tatrzańskiego (Passendorfer & Roniewicz 1963). Ilość ławic zlepieńców zmniejsza się ku zachodowi; mniej więcej od Zdziaru w kierunku zachodnim zanikają one zu-

pełnie. Widać zatem związek występowania ławic zlepieńców w warstwach zakopiańskich z obszarem występowania maksymalnych miąższości osadów zlepieńcowych w obrębie eocenu numulitowego na brzegu Tatr.

Rusinowa Polana

Zachowany jest tu erozyjny strzęp osadów eoceńskich wykształconych w postaci zlepieńców o spoiwie żelazistym, tzn. „zlepieńców czerwonych” oraz zlepieńców szarych, bez domieszek żelazistych w spoiwie. W zasadzie brak tu zupełnie odsłonieć. Zlepieńce odsłaniają się na hali w trawie, obserwacje zaś nad ich składem prowadzone były w luźnych blokach. Nie stwierdzono tu obecności żadnej fauny eoceńskiej, jednak ze względu na charakter osadów podobny do zlepieńców eoceńskich z innych regionów należy, jak uczynił to już V. Uhlig (1898), traktować wymienione zlepieńce jako eoceńskie. Zlepieńce czerwone wykazują skład bardziej różnorodny niż szare, które składają się w większości z otoczków dolomitów środkowotriasowych. Skład materiału, szczególnie wśród zlepieńców czerwonych, wykazuje związek z budową bezpośredniego podłoża i najbliższego sąsiedztwa.

Obszar między Doliną Białki a Suchą Dolinką

Niewielkie odsłonięcie eocenu znane jest od czasów V. Uhliga (1898) pod Łysą Skałką, w pobliżu urzędu celnego na Łysej Polanie. Obecny stan zezwala na stwierdzenie tutaj zlepieńców i wapieni organodetrytycznych. Dalej ku zachodowi, aż po Potok Łężny, brak ciągłych odsłonieć. W rejonie wierchu Porońca występują pojedyncze odsłonięcia zlepieńców spoczywających na górnym triasie reglowym (Sokołowski 1959). W innych punktach, jak np. u wylotu Doliny Filipki oraz w ciekach położonych na zachód od tej doliny, aż po Potok Łężny, stwierdzić można kontakt łupków zakopiańskich ze skałami jednostek reglowych.

S. Sokołowski (1959) przychyła się do stanowiska, że brak eocenu numulitowego na tym odcinku wywołany jest redukcją tektoniczną, choć zastrzega się, że mogły mieć tu także wpływ przyczyny paleogeograficzno-sedymentacyjne.

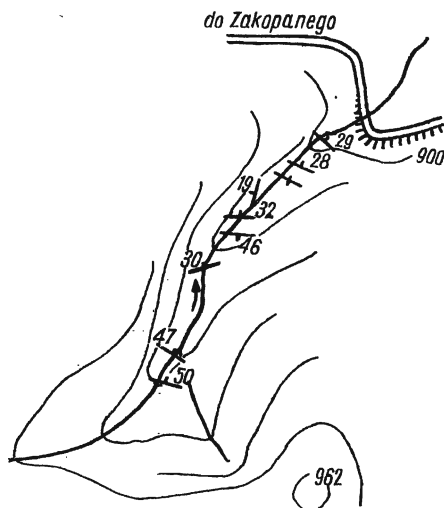
Zakładając redukcję tektoniczną należałoby przyjąć, że stosunkowo sztywny zespół osadów eoceńskich uległ wyprasowaniu pomiędzy masą reglową o podobnej sztywności i miękkimi osadami fliszu składającego się głównie z łupków ilastych. Wydaje się to mało prawdopodobne, gdyż trudno tu zaobserwować jakieś większe zaburzenia w ułożeniu fliszu, jakie powinny towarzyszyć strefie wyprasowania. Zanotować można jedynie niewielkie zaburzenie mikrotektoniczne i zmiany upadów na południowe (fig. 2), co znane jest i w innych punktach, m.in. na przedpolu regli zakopiańskich naprzeciw Doliny Białego.

Wyda się, że brak eocenu numulitowego wynika tu z przyczyn pierwotnych. Zarówno od wschodu, jak i od zachodu ku omawianej strefie, obserwuje się stopniowe zwięzanie wychodni, co widać szczególnie na przykładzie Wysokiego Regła i wąwozu Ciemne Smreczyny. W Tatrach wszędzie tam, gdzie eocen numulitowy osiąga znaczną miąższość, dzieje się to dzięki dużemu udziałowi zlepieńców i skał okruchowych o drobniejszej frakcji. W rejonie Potoku Łężnego zapewne nie było warunków do nagromadzenia się tego typu osadów ze względu na paleomorfologię pobliskiego łądu i strefy brzegowej.

Fig. 2

Zmienność upadków w obrębie warstw zakopiańskich w korycie potoku Przyporniak

Dip variability in the Zakopane Beds in the Przyporniak stream



Począwszy od wąwozu Ciemne Smreczyny ku zachodowi eocen pojawia się ponownie. Są to wapienie detrytyczne, miejscami zlepieńcowate, składające się wyłącznie z okruchów wapieni murańskich i okruchów krzemieni pochodzących z tychże wapieni. W szlifach w okruchach spotyka się nieliczne tintinidy. Dopiero trochę dalej w kierunku Wysokiego Regła pojawiają się w eocenie okruchy skał triasowych, liasowych oraz margli kredowych, i zespoły dużych otwornic. Numulity i inne duże otwornice w wapieniu pochodzącym z rozkruszenia wapienia murańskiego są bardzo rzadkie. Nieco liczniej występują fragmenty gruboskorupowych małżów. Przeprowadzenie ścisłej granicy między wapieniem murańskim a eocenem w tym specyficznym wykształceniu jest trudne. Przy dokładnych oględzinach stwierdzić można, że granica ma przebieg urozmaicony, a niewielkie płyty eocenu występują na wapieniach murańskich, co wskazuje, że eocen spoczywa tu na niezbyt równym podłożu.

W rejonie Wysokiego Regła pojawia się w spągu eocenu numulitowego masywny zlepieniec, ponad którym występuje organogeniczny wapień zlepieńcowaty, z którego zbudowane są północne zbocza Wysokiego Regła. Granica eocenu numulitowego z fliszem przebiega prawie dokład-

nie u podstawy stoku. Dalej ku zachodowi dostępne są odsłonięcia w dolinkach oraz na zboczach Koziarczysk. Występują tu głównie wapienie organodetrytyczne a miejscami, jak np. na zachodnim krańcu Koziarczysk, w spągu występuje grubsza ławica zlepieńca. W rejonie Podskalnitęj Polanki widać przejście do łupków fliszowych. Cechą charakterystyczną jest tu występowanie stosunkowo licznych żył kalcytowych w obrębie piaskowców dolomitowych i wapieni organogenicznych (odkrywki w lewym zboczu Doliny Suchej Wody). Ostatnie dobre odsłonięcie w tym rejonie to zlepieńce spągowe odsłonięte na prawym zboczu doliny oraz zlepieńce z ławicami czarnych wapieni glonowych w korycie Suchej Wody. Dalej ku zachodowi wychodnie giną pod pokrywą osadów czwartorzędowych, zaś pierwsze odsłonięcia większe są dopiero na zboczach Małego Kopieńca i w Suchej Dolince.

Obszar pomiędzy Suchą Dolinką a Doliną Olczyką

W kamieniołomie w Suchej Dolince odsłonięte są zlepieńce wyraźnie uławiczone. Ławice zlepieńców przedzielają ławice piaskowców, wśród których występuje soczewka mułowca ze szczątkami flory. Następstwo ławic przedstawia profil na figurze 12. Bliższa charakterystyka profilu zawarta jest w rozdziale o zlepieńcach. W cieku poniżej kamieniołomu (fig. 3) widoczne są ławice zlepieńców o frakcji nieco drobniejszej niż w wyrobisku. Ostrą granicą spoczywają na nich piaskowce dolomitowe

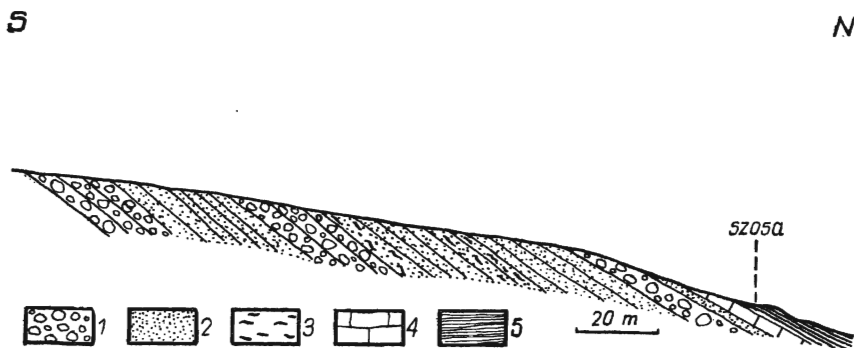


Fig. 3

Następstwo zespołów litologicznych eocenu numulitowego obserwowane wzdłuż Suchej Dolinki

1 zlepieńce, 2 piaskowce i mułowce dolomitowe, 3 szczątki flory lądowej, 4 wapienie organogeniczne, 5 łupki ilaste warstw zakopiańskich

Lithological sequence of the Nummulite Eocene as observed along the Sucha Valley

1 conglomerates, 2 detrital dolomites, 3 terrestrial flora remnants, 4 organogenic limestones, 5 shales of the Zakopane Beds

zawierające zwęglone szczątki flory, które są silnie pokruszone i rozmieszczone w płaszczyźnie warstwowania. Rzadko można obserwować fragmenty liści i łodyg, ogólnie przeważa drobna sieczka. Stan zachowania szczątków w dostępnych dla obserwacji ławicach jest gorszy, niż w obrębie soczewek mułowców odsłoniętych w kamieniołomie. Powyżej ławic piaskowcowych następują po raz drugi zlepieńce, które składem i frakcją nie różnią się od zlepieńców niższych. Przykrywają je ławice piaskowców dolomitowych z bardzo rzadko rozmieszczonymi szczątkami flory, miejscami wykazujące niewyraźne zarysy skośnych warstwowań. Wyżej pojawia się jeszcze jeden zespół zlepieńców o frakcji nie przekraczającej 3 centymetrów (widoczny on jest kilkanaście metrów od szosy). Ku stropowi zlepieńce przechodzą w gruboziarnisty piaskowiec dolomitowy, z wkładkami grubszego ziarna, a wyżej w ziarnisty wapień z glonami, widoczny u samego wlotu Suchej Dolinki. Po drugiej stronie szosy występuje flisz w facji łupkowej, o czym można wnioskować jedynie na podstawie charakteru zwierzeliny, gdyż brak tu odsłonieć. Dopiero w lewym zboczach potoku poniżej zabudowań w Chłabówce widoczne są ławice łupków zakopiańskich. Górna granica zasięgu eocenu między Suchą Dolinką a Doliną Olczyką przebiega dość równomiernie po zboczach Małego Kopieńca. Można ją śledzić tu na podstawie zasięgu występowania bloków szarych zlepieńców dolomitowych. O bliskości spagu informuje brekcyjowy charakter zlepieńca i jego jednoskładnikowy charakter. Są to głównie otoczaki i okruchy dolomitów anizyku a w mniejszej ilości ladynu. Komplikacje w rozmieszczeniu różnych ogniw eocেনskich pojawiają się począwszy od pętli szosy w Chłabówce. Grzbiet, który od północy omija pętla szosy, zbudowany jest z łupków typu fliszowego. Obejmują one od E i SE skałkę koło kapliczki Witkiewicza w Jaszczurówce.

Na linii wejścia do istniejącej tu jaskini, w zagłębieniu pomiędzy szosą a skałką, łupki fliszowe zanikają. U wejścia do jaskini widoczne są masywne ławice mułowca wapiennego przepelnionego skorupkami numulitów i dyskocyklin. Są to te same ławice, które występują na lewym zboczach Doliny Olczyńskiej, poniżej górnych zlepieńców. Powyżej następują warstwy, z których zbudowana jest skałka przy kapliczce. Zajmuje więc ona położenie podobne, jak górny zlepieniec z Doliny Olczyńskiej. U podstawy skałki występuje drobnoziarnisty zlepieniec, a wyżej wapień zawierający nieliczne duże otwornice w towarzystwie bardzo licznych drobnych otwornic bentonicznych. Tego typu osad nie występuje w żadnych z sąsiednich profilów eocenu. Być może, że reprezentuje on pewne specyficzne wykształcenie najwyższych ogniw eocenu numulitowego. Rozważana skałka zanika szybko po rozciągnięciu, przy czym jest ona pocięta przez szereg poprzecznych uskolków. Na jej przedłużeniu ku zachodowi występują łupki fliszowe; w których, przy zakręcie szosy ponad basenem, występuje ławica zlepieńca dolomitowego z otoczakami zawierającymi duże otwornice. Zlepieńce występują także na SW od skałki przy szosie.

Są one silnie rozczłonkowane i wymieszane z łupkami fliszowymi. Występują tu także liczne żyły kalcytowe.

Skałka przy kapliczce w Jaszczurówce zastała określona przez S. Sokołowskiego (1959) jako zrab tektoniczny. W terenie nie stwierdzono odpowiednich dyslokacji, wzdłuż których skałka ta mogłaby zostać wydzwignięta. W części zachodniej spoczywa ona na wspomnianych ławicach dyskocyklinowych, a na wschodzie na łupkach, które zapadają pod ławice drobnoziarnistego zlepieńca występującego u podnóża skałki. Kontakt ten został przez autora odsłonięty i nie zaobserwowano tu żadnych faktów, które wskazywałyby, że skałka została nasunięta na łupki. Łupki nie są tutaj strzaskane, brak też jakichkolwiek powierzchni poślizgu ani innych form mikrotektonicznych wskazujących na wzajemne przesunięcie tych dwu zespołów. Gdyby skałka była zrębem, to powinny w niej występować osady starsze, reprezentowane np. w profilu pobliskiej Doliny Olczyskiej. W rzeczywistości, jak już wspomniano, reprezentowane są tu osady, które nie występują w niższych ogniwach eocenu.

L. Koszarski i W. Sikora (1966) wyrazili pogląd, że skałka z Jaszczurówki, a także ławice zlepieńców występujące w tym obszarze w obrębie łupków są olistolitami, czyli materiałem, który osunął się z brzegu morskiego o typie kłifowym pod koniec eocenu lub nawet w oligocenie. Brak jednak jakichkolwiek danych o istnieniu kłifowego brzegu w tym rejonie. Nie zaobserwowano także żadnych faktów wskazujących na ruch skałki względem podłoża. Ławice wapieni mają podobne nachylenie, jak warstwy fliszu na północ od skałki. Gdyby skałka ta oderwała się z wysokiego brzegu w formie wielkiego bloku, to trudno wyobrazić sobie, w jaki sposób mogłaby w osadzie przyjąć tak zgodne położenie. Wymienieni autorzy podają także, że znaleźli w obrębie łupków zakopiańskich okruchy i otoczaki skał krystalicznych. Fragmentów takich autorowi niniejszej pracy nie udało się znaleźć w żadnej z występujących w tym rejonie ławic zlepieńców, ani też w żadnym odsłonięciu eocenu numulitowego.

Trudno w tej chwili jednoznacznie rozstrzygnąć charakter skałki z Jaszczurówki. Najprawdopodobniej jest to zespół osadów znajdujących się na miejscu, reprezentujących najwyższe ogniwa eocenu numulitowego. Zazębianie się takich osadów z osadami łupków zakopiańskich wywołane jest różnicowanymi warunkami sedymentacji. Zjawiska tego typu, jak wspomniano poprzednio, występują na dużą skalę w Tatrach Bielskich.

Północne stoki Nosala

Kontakt z podłożem odsłonięty jest jedynie w przekroju Doliny Olczyskiej. W okresie rozbudowy wyciągu krzesedłkowego na Nosal kontakt można było obserwować w wykopie kablowym na wysokości 4—5 podpory. Widoczna tu była stosunkowo nierówna powierzchnia jasnych krystalicznych dolomitów, na której spoczywał zlepieniec dolomitowy składający się blisko kontaktu ze słabo obtoczonego materiału z bezpośredniego podłoża. Już kilkadziesiąt centymetrów powyżej, obtoczenie otoczków wzrastało, a skład stawał się różnorodny. Można tu było stwierdzić prawie

wszystkie odmiany dolomitów triasowych spotykanych na północnym stoku, a ponadto dobrze obtoczone kuliste kwarcyty liasowe tego typu, co w Dolinie Olczyńskiej czy na Capkach. Na istnienie nierównej, erozyjnej powierzchni podłoża eoceńskiego wskazuje fakt, że zarówno w wykopie, jak i na stoku slalomowym obserwować można poszczególne płyty zlepieńców eoceńskich otoczone wychodniami skał triasowych. Są to najprawdopodobniej strzępy erozyjne zachowane w obniżeniach podłoża. W obrębie wychodni eocenu nie zaobserwowano żadnych większych dyslokacji tektonicznych. Na zachód od linii wyciągu granica eocenu cofa się ku północy i schodzi do podstawy stoku przy ciągu skałek triasowych blisko Doliny Bystrego. Wydaje się, iż w świetle tych faktów nie ma podstaw do twierdzenia (Kulikowski 1967), że istnieje tu rów tektoniczny wypełniony osadami eocenu. Cofnięcie się wychodni ku północy wiąże się z szybkim spadkiem miąższości eocenu numulitowego, wywołanym przyczynami paleomorfologicznymi (por. fig. 6a). W linii wyciągu miąższość jest zbliżona do obserwowanej w Dolinie Olczyńskiej; brzeg musiał być tu zatem bardziej wysunięty ku północy, co nie sprzyjało gromadzeniu się osadu.

W spągu eocenu na północnych stokach Nosala występują wszędzie brekcje sedymentacyjne, szybko przechodzące w zlepieniec polimiktyczny. Obok inwentarza miejscowych skał triasowych pojawiają się w nim elementy obce — otoczaki białych kwarcytów, niekiedy o średnicach do kilkudziesięciu centymetrów, oraz okruchy ciemnych skał krzemionkowych, podobne do krzemieni występujących dalej ku wschodowi w wapieniach murańskich. Zlepieniec ku górze przechodzi stopniowo w piaskowiec dolomitowy z domieszkami otoczek dobrze obtoczonych dolomitów i kwarcytów. Procentowy udział otoczek kwarcytowych jest tu większy niż w zlepieńcu niższym. Uziarnienie skały ma charakter wyraźnie bimodalny. Należy sądzić, że grubszy materiał dobrze obtoczony dosypywany był do piasku dolomitowego przez prądy. Potwierdza to soczewkowane rozmieszczenie grubszego materiału w piaskowcu. W poziomie tym pojawia się masowo fauna dużych otwornic reprezentująca I i II podpoziom (Bieda 1963). Wyżej skała nabiera charakteru wybitnie organicznego. Miejscami piasek dolomitowy występuje tylko jako element spoiwa między szczątkami organicznymi. Obok otwornic występują tu ditrupy, małże, brachiopody i szczątki liliowców. Sporadycznie znaleźć można zęby rybie. Ważnym elementem skałotwórczym są także glony wapienne. Występują one masowo w tych typach skał, gdzie ziarno piaskowca staje się drobne i zbliżone do frakcji mułowej. Piaskowiec dolomitowy stopniowo przechodzi w osady fliszowe w facji łupków zakopiańskich. Granica między łupkami a eocenem numulitowym odpowiada załamaniu stoku. W wykopie, na wysokości stacji wyciągu, w obrębie łupków widocznych było kilka ławic zawierających redeponowane numulity.

W piaskowcach dolomitowych rozważanego obszaru widoczne jest

charakterystyczne ułożenie skorupki dużych otwornic. Obserwować też można zależność ich ułożenia od frakcji piaskowca. Tam, gdzie ziarno jest grubsze, skorupki ułożone są pod większym kątem, przy drobniejszej frakcji zaś nachylenia skorupki są mniejsze. Orientacja skorupki jest w danym zespole skośnym podobna, a różni się wyraźnie od występującej w zespole sąsiadującym. Wynika z tego, że orientacja wywołana jest przez ten sam czynnik, który regulował dopływ i ułożenie osadu, czyli przez prąd wodny. Skorupki otwornic znajdują się tutaj zatem na wtórnym złożu.

Obszar między Doliną Bystrego a Capkami

Na zachodnim brzegu Doliny Bystrego eocen numulitowy pojawia się ponad ścieżką pod reglami na zboczu regła o punkcie wysokościowym 1125 m n.p.m. Na jednej ze skałek dolomitów ladynu spoczywa kilkumetrowa warstwa brekcji składającej się z dolomitów z podłoża. Brekcja ta dość szybko przechodzi w zlepieniec, w którym pojawiają się ku górze wkładki piaskowca dolomitowego z numulitami i okruchami glonów wapiennych. Piaskowce dolomitowe przechodzą stopniowo w osady typu łupków zakopiańskich.

Nieco dalej ku zachodowi poza zabudowaniami odsłonięty został, przy robotach drogowych w 1968 r., zespół szarych zlepieńców odpowiadający najniższemu ogniwom uwidoczniomym na profilu (fig. 6b). Są to ławice zlepieńców przewarstwione nieregularnymi ławicami piaskowców dolomitowo-organogenicznych. Zespół ten ma miąższość w granicach do 6—8 m, a więc większą niż w poprzednim profilu. Ławice brekcji i zlepieńców mają nierówne powierzchnie, które dochodzą do siebie skośnie w wyniku skośnego, klinowatego uwarstwienia osadu. Spoiwo zlepieńców ma charakter detrytyczny. W wielu miejscach na otoczkach dolomitów występują powłoki czarnego wapienia glonowego, identyczne jak w korycie Suchej Wody. W obrębie spoiwa widoczne są strefy silnie zmineralizowane czarnym lub miodowo-czarnym kalcytem. Ponadto niektóre ławice, szczególnie piaskowców, pocięte są systemem żył białego kalcytu, w większości poziomych. Niektóre ławice wykazują objawy skrasowienia. Widoczne są w nich rozmycia i kawerny wypełnione żółtawą gliną. W jednym miejscu widoczne jest nagromadzenie okruchów mułowców typu fliszowego z młką. Jest to zapewne szczątek ogniw fliszowych, które dawniej pokrywały tu eocen numulitowy, zachowany w postaci zasypowej żyły klastycznej. U podstawy stoku widać z kolei sedymentacyjne zazębienie się łupków warstw zakopiańskich z piaskowcami dolomitowymi i zlepieńcami. Na mniejszą skalę można zatem motować tu zjawisko podobne jak na przedpolu Tatr Bielskich.

Począwszy od odsłonięć w rejonie Doliny Bystrego (fig. 6b) obserwuje się stopniowy wzrost miąższości osadów eocenu numulitowego.

Maksimum miąższości przypada na rejon kamieniołomów Pod Capkami. Dalej ku zachodowi miąższość stopniowo maleje tak, że w rejonie wielkiej skoczni pod Krokwią widoczny jest kontakt łupków zakopiańskich z dolomitami ladynu przy prawie zupełnej redukcji ogniwi eocenu numulitowego. W wymienionym obszarze obserwuje się stosunkowo dużą zmienność typów osadu zarówno w profilu pionowym, jak i wzdłuż wychodni. Głównym rysem tej zmienności jest stopniowe zamiłkanie brekcji osadowych i zlepieńców, które normalnie towarzyszą spągowi serii. Dobre odsłonięcia dostępne są w starych łomach. Fragmentaryczne odkrywki występują w sąsiedztwie skoczni małej, średniej i wielkiej. Dodatkowe odsłonięcia pojawiały się w okresie prac ziemnych, związanych z rozbudową wielkiej skoczni i stadionu oraz boisk ośrodka olimpijskiego.

Kamieniołomy Pod Capkami i Dolina Białego

Kamieniołomy Pod Capkami do lat pięćdziesiątych były niewątpliwie jednym z najlepszych odsłoneń eocenkich na terenie Tatr. Dlatego też większość prac omówionych we wstępie opierała się na obserwacjach z tego rejonu. W występujących tu osadach reprezentowane są wszystkie cztery podpoziomy numulitowe (Bieda 1963). Tutejszy profil, podobnie jak i profil z Doliny Olczyskiej, stanowią wzorce porównawcze dla eocenu numulitowego regli zakopiańskich.

Stan odsłonięcia w chwili obecnej jest znacznie gorszy niż w okresie eksploatacji kamieniołomów. Szczególnie zalesienie przeprowadzone w kilka lat po wojnie spowodowało, że obserwacje można teraz przeprowadzać tylko na stromych, czołowych ścianach wyrobisk oraz w skałkach pozostawionych przez eksploatację po północnej stronie wyrobisk. Profil występujących tu osadów wykonać można tylko we wschodnim wyrobisku, gdzie występują warstwy do 7 włącznie (fig. 7). Wyższe ogniwa obserwować można we wspomnianych skałkach na północnym krańcu wyrobisk. Przeważającym typem skały, jaki występuje w odsłonięciu, jest piaskowiec dolomitowy, miejscami soczewkowo lub smugowo przechodzący w zlepieniec. Dolomityczność maleje ku górze profilu (por. Tokarski & Oberc 1953) w związku ze zmniejszającym się udziałem okruchów dolomitów, a wzrostem udziału spoiwa wapiennego oraz organicznych szczątków wapiennych. Prawie czysto wapienne są ławice zawierające duże ilości glonów i małżów, odsłonięte przy małej skoczni.

Zestawiony profil (fig. 7) w ogólnych zarysach następstwa typów osadów powtarza się w kolejnych liniach przekrojów przez odsłonięcie, choć w szczegółach i ogólnej miąższości następują pewne zmiany. I tak w największym środkowym wyrobisku miąższość sumaryczna jest największa, jednocześnie w obszarze tym w obrębie gruboziarnistych pias-

kowców występują duże bloki dolomitów triasowych i jasnych kwarcytów liasowych o średnicach przekraczających często 1 metr (pl. III). Fragmenty skał triasowych, najczęściej dolomity lądynu, o takim samym typie jak lądyn występujący w podłożu, są zazwyczaj źle lub w ogóle nie obtoczone. Wynikać to może z dwu przyczyn — albo materiał ten pochodzi z bliskiego sąsiedztwa i nie uległ obtoczeniu ze względu na krótki transport, albo brak obtoczenia wynika z właściwości dolomitów, które są często silnie strzaskane i mają tendencję do rozpadania się na drobny piarg. Wydaje się jednak, że przyczyna tkwi tu w pierwszym z wymienionych powodów. Jasne kwarcyty są zazwyczaj kuliste i dobrze obtoczone. Według W. Kuźniara (1910) miały pochodzić one z dolnego triasu, względnie z grestenu. Z całą pewnością nie są to jednak skały dolnotriasowe, gdyż kwarcytów o takim typie nie obserwuje się w obrębie dolnego werfenu. Brak też odpowiednich skał w obrębie liasu w reglach zakopiańskich. Pojawiają się one dopiero na wschodzie w rejonie Kop Sołtysich. Trzeba zatem przyjąć, że te wielkie otoczaki utworzone zostały z ogniów liasu (Passendorfer 1958), które uległy zniszczeniu przed lub w trakcie transgresji oceńskiej. Podobne kwarcyty stwierdzone zostały w wierceniach na Amtołowce w obrębie liasu (inf. ustna — Z. Kotański i S. Sokółowski). Obtoczenie kwarcytów wskazuje, że odbyły one dość długi transport, względnie ulegały przez czas dłuższy działaniu falowania w strefie przybrzeżnej. Podkreślić trzeba, że wszystkie te duże bloki i otoczaki tkwią dość bezładnie w masie zlepieńcowatego piaskowca, w dolnej części profilu, nie tworząc wyraźnych poziomów czy nagromadzeń.

Podłoże, na którym spoczywa eocen w rejonie Capek, nie jest równe. Obserwować można zagłębienia o kierunku N-S, a także wydaje się, że istnieje tu pewne wybrzuszenie o kierunku W-E, na co wskazuje pojawianie się podłoża triasowego na skraju wyrobiska przy Dolinie na Capki. W. Kuźniar (1910) tłumaczył te zjawiska istnieniem uskoków schodowych. Wydaje się jednak, że — nie negując nawet faktu istnienia uskoków poeocęńskich — zmiany miąższości połączone z pojawianiem się w strefach zwiększonych miąższości opisanych powyżej bloków i otoczaków wskazują na przedeocęńskie nierówności podłoża.

Z obserwacji podłoża triasowego w rejonie Doliny na Capki i Jastrzębiej Turni widać, że istnieje tu wyraźny uskok. Wskazuje na to obecność brekcji i spękań w dolomitach. Trudniej jednak prześledzić przebieg tego uskoku w eocenie numulitowym. Brak tu wyraźnej strefy spękań, nie widać też przesunięć w obrębie ławic piaskowcowych. Fakty te wskazują, że uskoki mają charakter przedeocęński. Po osadzeniu eocenu doszło co najwyżej do odnowienia linii dyslokacji na mniejszą jednak skalę.

Mniej więcej w centrum odsłonięcia, w jego północnej części, występują górne zlepieńce tworzące zespół kilku ławic o łącznej dwumetrowej miąższości. Zlepieńce górne są ograniczone do niewielkiej strefy wystę-

powania i brak ich kontynuacji zarówno ku wschodowi, jak i ku zachodowi. Dalej ku zachodowi stwierdza się wyraźny spadek miąższości osadów połączony z wzrostem udziału w nim drobnoziarnistych piaskowców dolomitowych, podobnych do występujących na Hrubym Reglu. Zawierają one zmienne ilości elementów organicznych, głównie małżów i dużych otwornic. Na linii zeskoku dużej skoczni eocenu numulitowy zredukowany jest do cienkiej ławiczki zlepieńca, miejscami zanikający, i wtedy z dolomitami ładynu kontaktują łupki ilaste (pl. III, fig. 1).

W czasie budowy skoczni odsłonięty został profil dziś już niewidoczny, a opisany przez A. Straczewską-Koziolową (1961). Na dolomitach triasowych spoczywała dwudziestocentymetrowa ławica zlepieńca składająca się z otoczków dolomitów podłoża. W górnej części posiadała ona przeławiczenia łupków ilastych. Wyżej w spoiwie ilastym pojawiały się także otoczki dolomitów i cienkie ławiczki zlepieńca. Ostatnia ławica zlepieńca, tkwiąca w łupkach zakopiańskich, występowała w odległości około 2 m od spagu profilu. W łupkach znaleziona została dobrze zachowana zwęglona flora i pojedyncze numulity. Autorka podkreśla, że kontakt eocenu z podłożem ma charakter sedymentacyjny.

Dalej ku zachodowi obok drobnoziarnistych zlepieńców dolomitowych pojawiają się piaskowce dolomitowe z numulitami. Brak tu odkrywek, a jedynie na podstawie zwierzeliny sądzić można, że miąższość eocenu numulitowego stopniowo się zwiększa.

Ciągły profil eocenu numulitowego można prześledzić u wylotu Doliny Białego (fig. 8a). Wzdłuż potoku, poniżej ścieżki, przebiega tu dyslokacja. Dolomity triasu są strzaskane, występują także lustra tektoniczne z rysami. W potoku widoczne są piaskowce dolomitowe z numulitami, z domieszkami zlepieńcowymi. Cienkie ławice zlepieńca prześledzić można w zarośniętym dopływie potoku, powyżej podmokłej łączki na zachodnim brzegu doliny. Dalszy ciąg profilu widoczny jest w korycie potoku. W obrębie łupków warstw zakopiańskich występuje tu kilka bardzo cienkich wkładek zlepieńców dolomitowych, w których obok otoczków dolomitów triasowych występują skorupki numulitów. W niższych wkładkach reprezentowane są formy z III podpoziomu, a w wyższych z podpoziomu IV (Bieda 1963). S. Sokołowski (1959) wspomina o znalezieniu otoczka z *Nummulites perforatus* (Montfort). Skorupki numulitów występujące luzem mają powierzchnie lekko obtoczone, co wskazuje, że zostały one redeponowane.

Koryto potoku wypływającego z Doliny Białego daje doskonałe warunki do obserwacji warstw zakopiańskich, reprezentowanych tu prawie wyłącznie przez ciemne łupki ilaste i mułowce z nielicznymi wkładkami piaskowców. Osady te są w kilku odcinkach profilu dość silnie pofałdowane. Charakter zaburzeń pod względem geometrycznym jest bardzo podobny, jak u występujących w Potoku Łężnym i Przyporniaku.

W obrębie łupków zakopiańskich w omawianym profilu znaleziona

została warstewka zlepieńca składającego się z okruchów dolomitów triasowych. Występuje ona w odległości przeszło 1 km od brzegu Tatr. Obecność tych zlepieńców wskazuje, że łańcuch tatrzański w rejonie Żalkopanego był źródłem materiału okruchowego, podobnie jak na przedpolu Tatr Bielskich, także w trakcie sedymentacji warstw żalkopiańskich.

Obszar między Doliną Białego a Doliną Małej Łąki

W całym tym obszarze brak ciągłych odsłoneń poza wylotami dolin. Na północnych stokach regli dostępne są pojedyncze odkrywki w wykrotach drzew oraz zwietrzelina na stokach. Na podstawie jej rozprzestrzenienia można stwierdzić, że na zachód od Doliny Białego wychodnie eocenu wznoszą się intersekcyjnie na zbocze ponad ścieżkę pod regłami. Warstwy są nachylone dość równomiernie ku N pod kątem 40° . Odsłonięcie ciągłe pojawia się w rejonie Żlebu Spadowiec. Odsłonięte tu utwory (fig. 8b) reprezentują, według Biedy (1963), III i IV podpoziom. Ku zachodowi szerokość wychodni trochę się zwiększa, po czym granica obniża się na linii Doliny ku Dziurze do ścieżki pod regłami. Tutejszy profil (fig. 8c) obserwować można na lewym brzegu doliny i w korycie potoku, gdzie dobrze jest odsłonięty kontakt eocenu z marglami liasu (pl. IV). Profil reprezentuje III podpoziom (Bieda 1963). Kontakt widoczny jest także u podstawy skałek eocenijskich wzdłuż intersekcyjnie wznoszącej się granicy. Występują tu w spągu brekcje składające się prawie wyłącznie z okruchów margli liasowych. W kierunku Doliny Strążyskiej brak wyraźnych odsłoneń, a granica eocenu przebiega po zboczu Grzeškówek i obniża się do podstawy stoku na linii wylotu doliny. Stosunkowo źle odsłonięty profil widoczny jest na lewym brzegu Doliny Strążyskiej (fig. 8d); reprezentuje on ten sam odcinek wiekowy, co profil w Dolinie ku Dziurze, tj. III podpoziom (Bieda 1963).

Na zboczu Samkowej Czuby wychodnie wznoszą się dość wysoko przekraczając dwukrotnie poziom 1000. Zachowany jest tu spokojny monoklinalny układ warstw nachylonych pod kątem 40° ku N. W rejonie tym w podłożu pojawiają się dolomity lądynu, co powoduje wzrost ilości ich okruchów w osadach eocenu. Zlepieńce spągowe składają się tutaj właściwie wyłącznie z materiału dolomitowego. W poprzednim odcinku wychodni materiał dolomitowy występował w mniejszej ilości i pojawiał się dopiero w wyższych częściach profilów, w których w niższej partii występowały zlepieńce o składzie związanym z podłożem, jak np. w Dolinie ku Dziurze. Od doliny Suchego Żlebu aż po dolinę Małego Żlebu wychodnie ciągną się wąskim pasem. Granica z podłożem przebiega o kilkadziesiąt metrów od ścieżki pod regłami. Odsłonięte profile w dolinie Suchego Żlebu (fig. 8e), w Dolinie za Bramką (fig. 8f) i w dolinie Małego Żlebu (fig. 8g) reprezentują, według F. Biedy (1963), najwyższą część

eoenu, czyli IV podpoziom otwornicowy. Dominującym typem osadu, który zresztą pojawia się począwszy od Spadowca, są tutaj zlepieńcowate wapienie organodetrytyczne, w których stwierdzona została obecność skałotoczy w okruchach dolomitów, powłok glonowych na otoczakach oraz różnorodnego pokruszonego materiału organicznego (Roniewicz 1966b). Detrytus organiczny był przemieszczany przez ruch wody. Numulity wykazują tutaj często charakterystyczne ułożenie i nagromadzenia o typie gniazdowym. Dalej ku zachodowi eocen występuje na prawym zboczu Doliny Małej Łąki, gdzie doskonale odsłonięte są wapienie organodetrytyczne z otoczakami i powierconymi przez skałotocze. Podobny osad odsłania się w obrębie płatu eocenu występującego na wschodnim zboczu Doliny Małej Łąki. W rejonie tym rozwinięte są jednak silniej zlepieńce spągowe (fig. 8h).

Obszar między Doliną Małej Łąki a Doliną Kościeliską

Jest to obszar, w którym eocen numulitowy osiąga największą miąższość na terenie Tatr, przy jednoczesnym znacznym zróżnicowaniu litologicznym. Ze skał eoceńskich zbudowana jest szczytowa część i północne stoki Hrubego Regła (1339 m n.p.m.) oraz prawie cały Mały Regiel (por. fig. 1). Obszar ten ma istotne znaczenie dla poznania osadów eoceńskich Tatr, szczególnie takich ogniw litologicznych, jak zlepieńce spągowe, piaskowce dolomitowe i warstwy z florą. V. Uhlig (1897), jako jeden z pierwszych, wyróżnia tu wśród zlepieńców dwa ogniwia — niższe, zlepieńce czerwone oraz wyższe, szare. W. Kuźniar (1910) opisuje florę z północnych stoków Hrubego Regła. J. Wyczółkowski (1956) analizuje skład litologiczny zlepieńców oraz daje charakterystykę petrograficzną tzw. dolomitów detrytycznych. Pewną syntezą wiadomości o eocenie tego rejonu jest zdjęcie geologiczne S. Sokołowskiego (1959), na którym — obok ogniw wydzielonych wcześniej — zaznaczone zostają ogniwia nowe i uwzględnione zostają dane stratygraficzne wynikające z oznaczeń dużych otwornic dokonanych przez F. Biedę.

Najniższym ogniwem są tu zlepieńce o czerwonym, żelazistym spoiwie, których miąższość waha się od 50 m do kilkunastu metrów w zależności od linii przekroju. Ku górze przechodzą one w zlepieńce szare, których miąższość jest zmienna i waha się w granicach 50—20 m. Zlepieńce szare przechodzą stopniowo w dolomit detrytyczny, w którym pod szczytem Hrubego Regła, według S. Sokołowskiego (1959), występują duże otwornice podpoziomu N. bronniarti. Dolomity detrytyczne mają zmienną miąższość od 120 m we wschodniej części do około 60 m w linii przekroju Doliny Kościeliskiej. Występująca w wyższej ich części fauna otwornic reprezentuje podpoziom N. perforatus. Ponad dolomitami detrytycznymi występują ogniwia bardziej zróżnicowane litologicznie; są to m.in. war-

stwy z florą, wapienie glonowe oraz wapienie onganodetrytyczne reprezentujące wyższe podpoziomy numulitowe. S. Sokołowski (1959) zwraca uwagę na fakt, że poszczególne ogniwa na wschodzie, na linii Doliny Małej Łąki, wyklinowują się dochodząc kolejno do kontaktu z podłożem, co tłumaczy istnieniem obniżenia, które było wypełniane przez kolejno tworzące się osady.

Reasumując można stwierdzić, że eocen tego rejonu reprezentuje pełen profil stratygraficzny, a ponieważ poniżej pierwszych poziomów z numulitami występuje jeszcze kilkadziesiąt metrów osadów, być może reprezentowane są tu także osady starsze niż w innych profilach.

Dla rejonu tego nie zostały zestawione profile litologiczne obejmujące całość osadów, gdyż brak ciągłych odsłoneń, w których można by zebrać dostateczną ilość obserwacji. Zestawiony został jedynie profil obrazujący zmienność w obrębie dolomitów detrytycznych (fig. 14).

Obszar między Dolinami Kościeliską a Chochotowską

Następstwo zespołów warstw widoczne w Dolinie Kościeliskiej utrzymuje się dalej iku zachodowi z tą różnicą, że na zboczach Jarońca pojawiają się skałki zbudowane z wapieni onganodetrytycznych, których w zasadzie brak w Dolinie Kościeliskiej. W wapieniach tych widać jedyne w swoim rodzaju przykłady budinażu tektonicznego. System spękań dzieli ławice na kostki, w strefie zaś najintensywniejszych spękań widać, jak kostki przekształcają się w formy bochenkowate przypominające otoczaki.

W linii Jarońca widoczne jest tam przejście do warstw zakopłańskich. Czerwone zlepienie ulegają tutaj redukcji, a wychodnie ich definitywnie zanikają na grzbiecie przed Doliną Lejową. W szarych zlepieńcach obserwować można kilkakrotnie ławice wyraźnie skośnie warstwowane.

Począwszy od Doliny Lejowej odsłoneńca stają się coraz gorsze, tak że brak tu pewnych ciągłych profiliów. W podłożu pojawiają się ogniwa dolomitowe środkowego triasu chochańskiego, co ma bezpośredni wpływ na charakter i skład najniższych ogniów zlepieńcowych.

Obszar na zachód od Doliny Chochotowskiej

Na terytorium Polski wychodnie eocenu znajdują się na lewym zboczach Doliny Chochotowskiej, dalej przechodzą na zbocza północne Siwiańskich Turni i polanę Molkówkę, ciągnąc się aż do pasa granicznego. Drugi obszar wychodni znajduje się wzdłuż granicy państwa na zachód od skałki 1094,1 m n.p.m. Wychodnie wchodzi tu na grzbiet graniczny przechodząc na jego południowe stoki. Zarys omawianych wychodni jest zaznaczony na arkuszu Furkaska mapy 1 : 10 000.

Dokładne wydzielenie poszczególnych ogniw litologicznych eocenu w tym obszarze następuje z trudnością, gdyż między ogniwami tymi istnieją stopniowe przejścia. Granice mają zatem charakter umowny, co widać zresztą wyraźnie w obrazie kartograficznym na cytowanej mapie.

Najniższym ogniwem są zlepieńce składające się z dużych bloków i otoczków, które śledzić można w zwietrzelinie wzdłuż kontaktu przy Siwiańskich Turniach. Odsłaniają się one między innymi na południe od skałki triasowej na zboczu Doliny Chochołowskiej. Widoczna jest tu zła selekcja i niezbyt wyraźne uławicenie. Skład litologiczny jest urozmaicony. Podobne zlepieńce występują także w postaci luźnych otoczków i bloków przy kontakcie z dolomitami choczańskimi ponad Małymi Koryciškami. Omawiane zlepieńce polimiktyczne nie tworzą zapewne ciągłego poziomu. Wzdłuż pasa granicznego ponad Molkówką obserwować można kontakt eocenu z dolomitem choczańskim. Widać tu stopniowe przejście od zwietrzałego dolomitu triasowego, poprzez brekcje, do zlepieńca składającego się wyłącznie z okruchów i otoczków występującego w spągu dolomitu. Podobne zlepieńce występują w profilach powyżej zlepieńców polimiktycznych. W miarę oddalania się od spągu, materiał jest lepiej obtoczony i przybiera spoiwa składającego się z okruchów dolomitu (fig. 9b). Miejscami skała przechodzi w dolomit detrytyczny. Pojawiają się tu pierwsze numulity, których ilość ku górze wzrasta. Obok dolomitów detrytycznych wyżej i obocznie pojawiają się zlepieńce organodetrytyczne z glonami, naskorupieniami glonów na otoczkach oraz śladami skałotoczy w otoczkach i okruchach dolomitów. Jest to ten sam typ facjalny osadu, który występuje w eocenie między Doliną Małej Łąki i Białego (Roniewicz 1966b). Podobne następstwo ogniw litologicznych występuje po drugiej stronie granicy państwowej, ponad Polaną Mihulczą. Zaznaczone na zdjęciu geologicznym (arkusz Furkaska) soczewki dolomitów detrytycznych w szarych zlepieńcach należy traktować czysto umownie. Stan odsłonięcia nie zezwala bowiem na jakies dokładne przesledzenie tych ogniw. Zlepieńiec stopniowo przechodzi w dolomit detrytyczny. Granica z warstwami zakopiańskimi przebiega dokładnie u podstawy stoku na polanie Molkówka, co podkreślają wycieki wody. Odkrywki z fliszem widoczne są w krawędzi Doliny Siwej Wody. Takie przebieg granicy eocenu numulitowego z warstwami zakopiańskimi obserwuje się aż do Doliny Bobrowieckiej.

Dobre odsłonięcia wapieni organodetrytycznych, dolomitów detrytycznych i szarych zlepieńców dostępne są w dolince położonej bezpośrednio na zachód od koty 1078 m n.p.m. Obserwować tu można stopniowe przejścia od zlepieńca do dolomitu detrytycznego oraz przeławicenia żwirów w tym ostatnim. Na zboczach Turka eocen tworzy monoklinalną pokrywę. Szczyt zbudowany jest z dolomitów, a zlepieńce znajdują się w obniżeniu na północ od szczytu, w lesie. Sąsiednia grzęda, bardziej ku

północy, zbudowana jest już z wapieni organogenicznych bez otoczków. W sumie zlepienie są tu silnie zredukowane. Podobne następstwo można obserwować na zboczach Czaplówki i Jezowego Wierchu. W zlepieńcach na Jezowym Wierchu znalezione zostały duże otoczaki dolomitów triasowych, w których w spękaniach zaklinowany był drobniejszy obtoczony materiał. U wylotu Cieśniaw w Juraniowej Dolinie eocen schodzi aż do brzegu Tatr, kontakt zaś widoczny jest u wylotu doliny. Na zboczu północnym Jezowego Wierchu w rozcięciu ścieżki myśliwskiej dobrze odsłonięte są dolomity detrytyczne.

Kamieniołom w Brestowej

Kontakt eocenu z dolomitami triasowymi odsłonięty jest w kamieniołomie w Brestowej niedaleko leśniczówki. (W podłożu eocenu występują dolomity (? chociażnie) jasne, silnie brekcjowate i cukrowate, względnie ciemniejsze, lekko bitumiczne i wietrzejące na jasnoszary kolor. Tworzą one ciągi skałek widocznych w lesie. Ciągi te są rozczłonkowane na oddzielne skałki przez system uskoków mniej więcej prostopadłych do rozciągłości wychodni. Na obszarze ich wychodni można obserwować szeregi zagłębień i wychodni o charakterze zapewne krasowym. Wychodnie o takim charakterze śledzić można w sposób ciągły od kamieniołomu w Brestowej aż do polany przy dolnej stacji wyciągu krzeselkowego. Na dolomitach spoczywa brekcja sedymentacyjna przypominająca scementowany piarg. U dołu skład litologiczny brekcji odpowiada dość ściśle typom litologicznym triasu występującym w podłożu. Brak tu w zasadzie spoiwa, zaś brekcja wykazuje ściśle upakowanie okruchów. Dopiero w wyższych ogniwach pojawia się piaszczysty materiał dolomitowy wypełniający przestrzenie pomiędzy poszczególnymi okruchami. Podobny obraz kontaktu i najniższych ogniw eocenu widoczny jest w przecince leśnej na SW od trasy narciarskiej pod wyciągiem krzeselkowym. Wyższy zlepienie z materiałem obtoczonym tkwiącym w piaszczystym spoiwie widoczny jest w grzbiecie w sąsiedztwie domków kempingowych (widoczny był on też w 1967 r. w wykopach kanalizacyjnych wykonywanych w związku z budową obozowiska). W sąsiedztwie kamieniołomu zlepienie pojawiają się w miejscu, gdzie powinny występować dolomity triasowe. Wywołane jest to przez współczesne osuwiska, względnie przez nierówności podłoża przedeoceńskiego, na którym spoczywa eocen. Wyższych ogniw eoceńskich poza brekcjami i zlepieniem nie obserwuje się tutaj, a w stosunkowo bliskim sąsiedztwie znajdują się odkrywki fliszowe. Ogniwo tych zatem albo w ogóle brakuje, jak to zinterpretowano na mapie 1 : 200 000, względnie są one silnie zredukowane i nie odsłaniają się. Jeszcze bardziej zredukowany profil eocenu numulitowego występuje przed

kamieniołomem w Zubercu. Przy szosie do kamieniołomu, w sąsiedztwie kapliczki, widoczne są warstwy zakopiańskie. Na prawym zboczu u wylotu małej doliny widoczne są natomiast zlepieńce składające się ze słabo obtoczonych okruchów dolomitów środkowo- i górnotriasowych, dobrze obtoczonych fragmentów kwarcu i drobnych okruchów przeobrażonych skał krzemionkowych. W całym opisywanym rejonie nie notuje się występowania szczątków organicznych, ani innych przejawów działania organizmów.

Kamieniołom w Zubercu

Na dolomitach triasowych występuje tutaj zespół masywnych, miejscami czerwonych zlepieńców o średnicach otoczaków dochodzących często do 40 centymetrów. Materiał u dołu jest słabiej obtoczony, ku górze stopień obtoczenia wzrasta. W dolnej części materiał pochodzi wyłącznie z podłoża triasowego, którego powierzchnia jest wybitnie nierówna. Widoczne są żyły zlepieńców wnikaające w podłoże, podobnie jak w Hybem na Liptowie. W odległości około 40 m od najwyższej odsłoniętej ławicy zlepieńca występuje flisz. Brak więc tu ogniw wyższego eocenu. Określenie wieku zlepieńca i porównanie go z ogniwami występującymi na terenie Polski można przeprowadzić na podstawie jego położenia w profilu i analogii litologicznych.

Podobnie rozwinięty jest eocen w Hutach na terenie Masywu Chochońskiego. Na podłożu triasowym spoczywają masywne zlepieńce ciągnące się na przestrzeni przeszło 100 metrów. W górnej części profilu frakcja ich zmniejsza się i stopniowo przechodzą one w piaskowiec dolomitowy podobny do skał z Capek. U wylotu doliny widoczne jest prze-warstwianie się ławic zlepieńców z piaskowcami dolomitowymi. Na spągowych powierzchniach piaskowców widoczne są odlewy podłużnych bruzd erozyjnych o kierunku NW-SE. Bezpośrednio po tym zespole następują ławice łupków fliszowych.

Zadnie Kosarzyska

Eocen spoczywa tu na trzonie krystalicznym. Rejon ten odgrywał istotną rolę w historii rozwoju poglądów na temat powstania osadów eoceńskich, a także poglądów na budowę całego masywu tatrzańskiego. Było to bowiem miejsce, w którym od dawna stwierdzono, że kontakt ma charakter sedymentacyjny. Przyjmował to nawet M. Lugeon (1903), który całą resztę utworów eoceńskich uważał za nasuniętą wraz z płaszczowinami z południa.

Utwory eocenu numulitowego występują tu na grzbiecie i tworzą

niewielkie wzniesienie w obszarze zalesionym. Kontakty z podłożem krystalicznym widoczne są w przekopach ścieżki i na stokach po usunięciu gleby i zwietrzeliny. W spągu występują zlepieńce o stosunkowo złej selekcji i słabo widocznym uławiceniu, a składające się prawie wyłącznie z otoczków i bloków żółto wietrzejących dolomitów środkowego triasu. Największe fragmenty dolomitów znajdują się blisko spągu, dochodząc niekiedy do 0,5 m średnicy; występują one w sąsiedztwie materiału drobniejszego do frakcji piaskowej włącznie. Ku górze ilość dużych fragmentów wyraźnie się zmniejsza.

Zlepieńcowaty osad kontaktuje bezpośrednio z granitem, który we wszystkich dostępnych miejscach jest pod przykryciem eocenu silnie zwietrzały i rozpada się na piasek. Autor po długotrwałych poszukiwaniach nie stwierdził obecności okruchów granitu, ani jego zwietrzeliny w zlepieńcu eocenijskim, co potwierdza obserwacje E. Passendorfera (1958). Zwrócić należy uwagę, że V. Uhlig (1899) pisał, iż w zlepieńcu spągowym spoczywającym na granicie znalazł „*Urgebirgsfragmente*”, co stało się potem podstawą dla innych autorów (Limanowski 1910, Kuźniar 1911) do twierdzenia o występowaniu tutaj okruchów granitu w zlepieńcu eocenijskim. Z określenia V. Uhliga nie wynika jednak, że znalazł on granit z podłoża. Mogły to być równie dobrze fragmenty jakichś innych skał krystalicznych o typie egzotycznym, podobnym do znajdowanych w zlepieńcach z Tokami.

Osady zlepieńcowe ku górze stopniowo przechodzą w piaskowce dolomitowe z okruchami dolomitów i w skały organogeniczne. Począwszy od miejsc, gdzie otoczki i okruchy zaczynają występować w masie o drobniejszej frakcji, pojawiają się zespoły dużych otwornic; m.in. dość licznie reprezentowany jest tu *Nummulites perforatus* (Montfort), który miejscami tworzy nagromadzenia gniazdowe. W największych ogniwach blisko szczytu występują wapienie glonowe i organodetrytyczne z rzadkimi otoczkami dolomitów. Facja ta jest prawie identyczna z występującą w rejonie regli zakopiańskich (Roniewicz 1966b).

Pod względem stratygraficznym w omawianym rejonie reprezentowany jest niewątpliwie podpoziom *N. perforatus* (Bieda in Passendorfer 1959). Opierając się jednak na cechach litologicznych można podejrzewać, że reprezentowany jest tu również co najmniej następny podpoziom, *N. millecaput*.

PROFILE LITOLOGICZNE EOCENU NUMULITOWEGO TATR

Przedstawione profile litologiczne (fig. 5—9) zestawione zostały w takich miejscach, gdzie dało się ustalić następstwo zespołów litologicznych w ciągłych odsłonięciach, bez uciekania się do kompilacji z odkry-

wiek izolowanych. Brano pod uwagę takie odsłonięcia, gdzie istniały warunki do prześledzenia następstwa osadów od podłoża reglowego aż do granicy z warstwami zakopiańskimi.

Obserwacje sąsiadujących profilów oraz stref wychodni na zboczach pomiędzy liniami profilów wykazały, że zmienność litologiczna wzdłuż biegu warstw jest dość znaczna. Wiele ogniw, zwłaszcza różnych odmian wapieni organogenicznych wyższego eocenu numulitowego, ma charakter soczewek, które wyklinowują się i zastępują obocznie. Stan odsłoneń nie pozwala jednak na dokładne przedstawienie tej zmienności w formie mapy w dużej skali. Generalizowanie i przedstawienie w formie schema-

| Podpoziomy numulitowe /hemery w ujęciu Biedy 1963/ | Bielski Potok | Dolina Filipka | Potok Przyporniak | Dolina Suchej Wody | Sucha Dolinka | Dolina Ołozyska | Stoki Nosala | Kamieniołom Pod Capkami | Dolina Białego | Spadowiec | Dolina ku Dziurze | Dolina Strążyńska | Dolina Suchej Wody | Dolina za Bramką | Dolina Małego Żlebu | Dolina Mażej Łąki | Stanków Potok | Dolina Kościeliska | Jaroniec | Dolina Lejowa | Dolina Chochołowska | Zadnie Kosarzyska |
|--|---------------|----------------|-------------------|--------------------|---------------|-----------------|--------------|-------------------------|----------------|-----------|-------------------|-------------------|--------------------|------------------|---------------------|-------------------|---------------|--------------------|----------|---------------|---------------------|-------------------|
| Nummulite subzones /hemeras sensu Bieda 1963/ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| IV Nummulites fabiani | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| III Nummulites millecaput | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| II Nummulites perforatus | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I Nummulites brongniarti | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Fig. 4

Podpoziomy numulitowe (wg Biedy 1963) reprezentowane w profilach eocenu numulitowego Tatr

Nummulite subzones represented in the profiles of the Nummulite Eocene of the Tatra Mts. (after Bieda 1963)

tycznej miałyby się z celem, gdyż nie obrazowałyby zmienności sedymentacji. Taki zgeneralizowany obraz przedstawiony jest zresztą na wydanych już bądź będących w przygotowaniu do druku arkuszach mapy geologicznej w skali 1 : 10 000.

Przedstawione profile nie pokrywają wychodni równomiernym zagęszczeniem z powodów przedstawionych na początku. Strefy, gdzie występują gorsze odsłonięcia, względnie gdzie brak jest wyraźnego zróżnicowania osadów, zostały szerzej scharakteryzowane w poprzednim rozdziale. Nie załączono także opublikowanego wcześniej profilu z rejonu Tatr Bielskich (Passendorfer & Roniewicz 1963). Ponadto nie został ze-

stawiony pełny profil z Hrubego Regła, a przedstawiono tylko zmienność w obrębie piaskowców dolomitowych. Profil niżej występujących zlepieńców ze względu na brak ciągłego odsłonięcia byłby bowiem schematyczny. Zlepieńce te zostaną natomiast scharakteryzowane w rozdziale o litologii.

Skale profilów zostały dostosowane do ilości możliwych do zaobserwowania w terenie faktów.

Zasięg i pozycje stratygraficzne profilów (fig. 4) zostały przedstawione na podstawie danych F. Biedy (1963). Ponieważ duże otwornice nie występują we wszystkich typach osadów (brak ich np. jest z reguły w zlepieńcach spągowych), zrozumiałe jest, że w rzeczywistości profile mogą reprezentować dłuższe odcinki czasowe, niż wynika to z występowania zespołów numulitowych.

Określenie wieku skał podłoża eocenu na obszarze regli zakopiańskich oparte jest na danych Z. Kotańskiego (1963) oraz K. Guzika i Z. Kotańskiego (1963).

Bielski Potok (fig. 5)

1. Żółte, drobnokrystaliczne dolomity kajpru przeławiczone cienkimi wkładkami czerwonych i zielonkawych ilów i łupków ilastych. Powierzchnia stropowa nierówna, deniwelacje dochodzą do kilkunastu centymetrów.

2. Zlepieniec składający się prawie wyłącznie ze źle obtoczonych fragmentów dolomitów tego typu co w podłożu, a także innych odmian dolomitów, które występują w sąsiednich odkrywkach górnego triasu. Średnica największych głazów dochodzi do 0,5 metra. Materiał ułożony bezładnie, stosunkowo ciasno upakowany i słabo spojony. Brak wyraźnego uławiczenia.

3. Drobnodziarnisty piaskowiec węglanowy ze smugami okruchów dolomitów przechodzący także w wapień. Występują otwornice reprezentujące podpoziom N. fabiani (Bieda *in* Passendorfer 1959). Powierzchnia stropowa nierówna, ze śladami erozji.

4. Zlepieniec składający się z otoczków różnych odmian dolomitów triasowych i szarych wapieni o nierównych nadwietrzalnych powierzchniach. Spotyka się także fragmenty ciemnych łupków ilastych o typie łupków zakopiańskich oraz otoczki piaskowców i wapieni z dużymi otwornicami (podobnie jak w warstwie 3). Otoczki wapieni z numulitami, do 40 cm średnicy, są dobrze obtoczone, a często wciskają się w nie okruchy dolomitów. Ku górze wielkość materiału stopniowo się zmniejsza, zlepieniec przechodzi w piaskowiec. Powierzchnia stropowa nierówna.

5. Zespół składający się z ławic ciemnych łupków i mułowców przewarstwionych piaskowcami węglanowo-kwarcowymi o spoiwie wapnistym.

6. Piaskowce składające się z okruchów dolomitowych i ziarn kwarcowych z domieszkami większych okruchów żółtych dolomitów. Widoczne zarysy warstwowania skośnego oraz powierzchnia z rozmytymi zmarszczkami. W stropie piaskowca tkwią pojedyncze okruchy żółtych dolomitów dochodzące do 30 cm średnicy. Powierzchnia stropowa nierówna.

7. Zespół składający się z łupków ilastych ciemnych, mułowców i piaskowców o charakterze fliszowym. Widoczne zafałdowanie o typie osuwiska podmorskiego. W górze pojawiają się cienkie wkładki zlepieńców dolomitowych. Na powierzchni

ławicy piaskowca dobrze zachowane zmarszczki symetryczne o kierunku grzbietów 340°. Wyżej następuje zespół ciemnych łupków ilastych o typie warstw zakopiańskich i miąższości około 20 m (nie zaznaczony na profilu). W łupkach występują cienkie kilkunastocentymetrowe przewarstwienia piaskowców. Powyżej łupków występują zlepieńce, które zilustrowano na figurze 10.

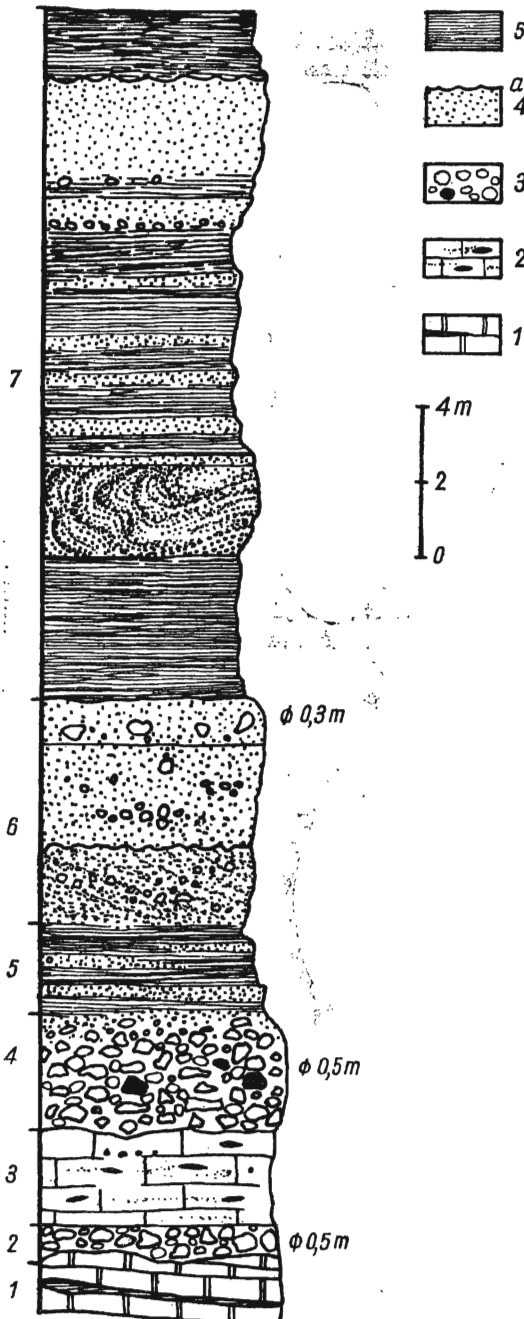


Fig. 5

Profil eocenu numulitowego w korycie Bielskiego Potoku (charakter osadów występujących powyżej zespołu 7 przedstawia fig. 13)

1 podłoże eocenu (żółte dolomity z przewarstwieniami czerwonych łupków — górny trias), 2 wapień i piaskowce węglanowe z dużymi otwornicami, 3 zlepieńce (na czarno zaznaczone otoczaki zawierające duże otwornice eoceńskie), 4 piaskowce (a zmarszczki na powierzchniach ławic), 5 łupki ilaste o typie warstw zakopiańskich

Profile of the Nummulite Eocene in the bed of the Bielski stream (character of deposits above set 7 is shown in fig. 13)

1 substratum of the Eocene (yellow dolomites with intercalations of red shales — Upper Triassic), 2 limestones and detrital dolomites with large forams, 3 conglomerates (pebbles with large Eocene forams are marked in black), 4 sandstones (a ripples on the surface of beds), 5 shales of the Zakopane Beds type

Dolina Olczyńska (fig. 6a)

1. Gruboławicowe, szare, drobnokrystaliczne dolomity anizyku. Powierzchnia stropowa nierówna. Widoczna niezgodność kątowa pomiędzy dolomitami a zlepieńcem eocenu.

2. Zlepieniec złożony z kanciastych okruchów dolomitów anizyku; przeważa materiał drobny, największe fragmenty do 10 cm średnicy. U dołu ławice wyklonowują się, ku górze stają się regularniejsze. Upakowanie ciasne; trafiają się pojedyncze numulity.

3. Zlepieniec składający się głównie z różnych odmian dolomitów anizyku a także ładynu. Występują pojedyncze duże, dobrze obtoczone głązy jasnych kwarcytów liasowych, których maksymalne średnice dochodzą do 0,5 m. Brak wyraźnego uławicenia, zaznacza się pewna orientacja w ułożeniu otoczków płaskich. Upakowanie ciasne, pomiędzy dużymi fragmentami występuje materiał drobniejszy.

4. Piaskowiec dolomitowy z dużą domieszką otoczków i okruchów dolomitu bezładnie rozrzuconych. Spotyka się pojedyncze duże otwornice. Wyżej występuje zlepieniec z masą piaszczystą wypełniający przestrzeń między otoczkami.

5. Zespół gorzej odsłonięty, w którym u dołu i w stropie występują piaskowce dolomitowe z rzadkimi otoczkami dolomitów, wyraźnie uławiczone (niekiedy skośnie). Występują dość licznie rozkruszone głony wapienne i pojedyncze skorupki małżów. W środku zespołu zlepieniec dolomitowy o ciasnym upakowaniu materiału.

6. Drobnziarniste piaskowce wapienne i dolomitowe oraz wapienie glonowe. Głony są silnie pokruszone i niekiedy stają się głównym składnikiem osadu. Występują też skorupki małżów oraz nieliczne brachiopody.

7. Wapniaste piaskowce dolomitowe przechodzące w mułowce. Masowe nagromadzenia numulitów *Nummulites perforatus* (Montfort), a wyżej także dyskocyklin. Kilka ławic składa się wyłącznie ze skorupki otwornic, które łatwo wypadają z wie-trzejącej skały. W stropie znaleziono kilka fragmentów mułowca glaukonitowego, podobnego do występującego Pod Capkami (vide warstwa 8 na fig. 7). Z braku odsłoneń nie udało się stwierdzić, czy tworzy on regularny poziom.

8. Po przerwie w odsłonięciu występuje zlepieniec (pl. III, fig. 2) wyraźnie uławicony i z zaznaczoną orientacją płaskich otoczków. Składa się on z otoczków dolomitów środkowego triasu, którym towarzyszą kwarcyty liasu. Podrzednie trafiają się fragmenty innych skał, np. otoczki piaskowców z numulitami. Pod zlepieńcami występuje kilka ławic piaskowców dolomitowych.

Lewe zbocze Doliny Bystrego (fig. 6b)

1. Żółte, drobnokrystaliczne dolomity ładynu. Powierzchnia stropowa nierówna.

2. Zlepieniece tworzące ławice o nierównych powierzchniach. Materiał ułożony bezładnie, przeważają dolomity triasowe. Niektóre otoczki z wyższych ławic mają otoczki ciemnego bitumicznego wapienia glonowego. Wielkość i ilość otoczków zmniejsza się ku górze. W spoiwie przybywa materiału piaszczystego.

3. Zlepieńcowate piaskowce dolomitowe, przechodzące ku górze w piaskowce drobnziarniste i mułowce węglanowe z dość licznymi skorupkami dużych otwornic.

4. Piaskowce dolomitowe przechodzące stopniowo w łupki ilaste o typie warstw zakopiańskich.

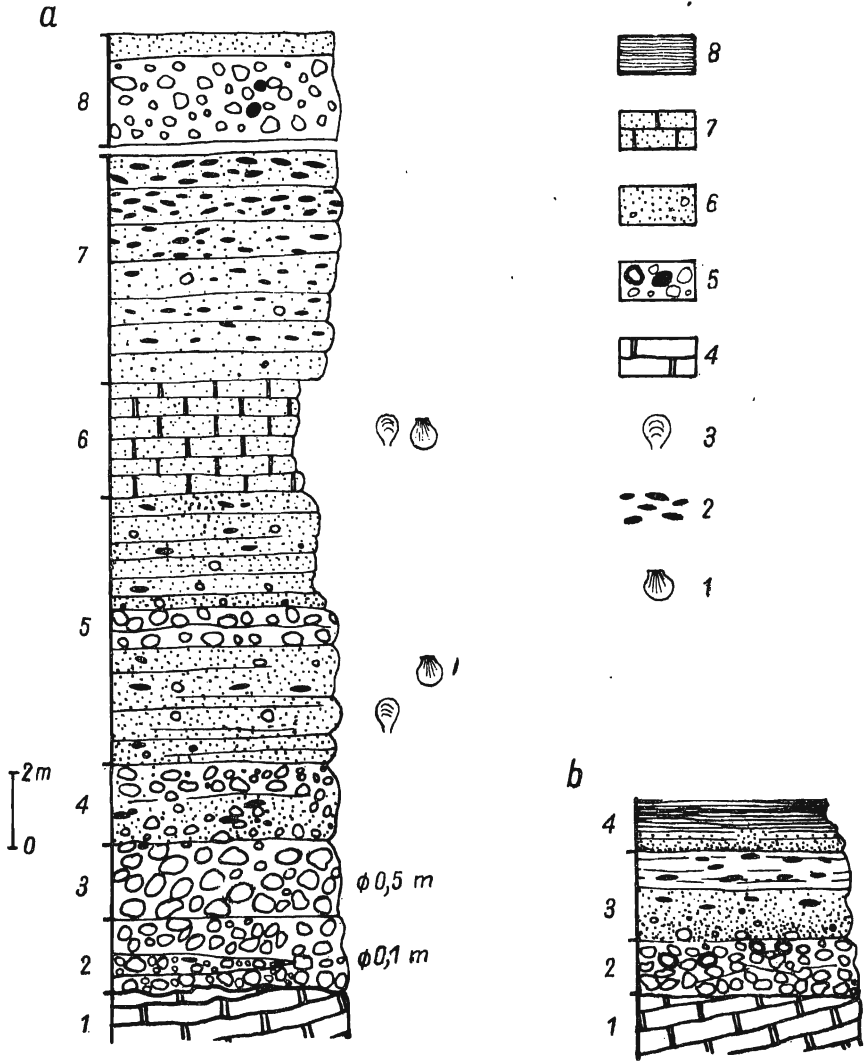


Fig. 6

Profile eocenu numulitowego: *a* — w Dolinie Olczyskiej, *b* — na lewym zboczu Doliny Bystrego

1 małe cienkoskorupowe, 2 duże otwornice, 3 glony wapienne, 4 podłoże eocenu (na fig. 6*a* — dolomity anizyku, na fig. 6*b* — dolomity ladinu), 5 zlepienie (grubszą linią zaznaczone otoczki ciemnego wapienia glonowego, na czarno — otoczki skał eocenkich), 6 gruboziarniste piaskowce dolomitowe z domieszkami żwirowymi, 7 piaskowce i mułowce dolomitowe, 8 łupki ilaste warstw zakopiańskich

Profiles of the Nummulite Eocene: *a* — in the Olczyska Valley, *b* — in the left slope of the Bystry Valley

1 thin-shelled pelecypods, 2 large forams, 3 calcareous algae, 4 substratum of the Eocene (in fig. 6*a* — Anisian dolomites, in fig. 6*b* — Ladinian dolomites), 5 conglomerates (thick line are the coatings of dark, algal limestone, black — pebbles of Eocene rocks), 6 coarse-grained detrital dolomites with gravels, 7 detrital dolomite sandstones and siltstones, 8 shales of the Zakopane Beds

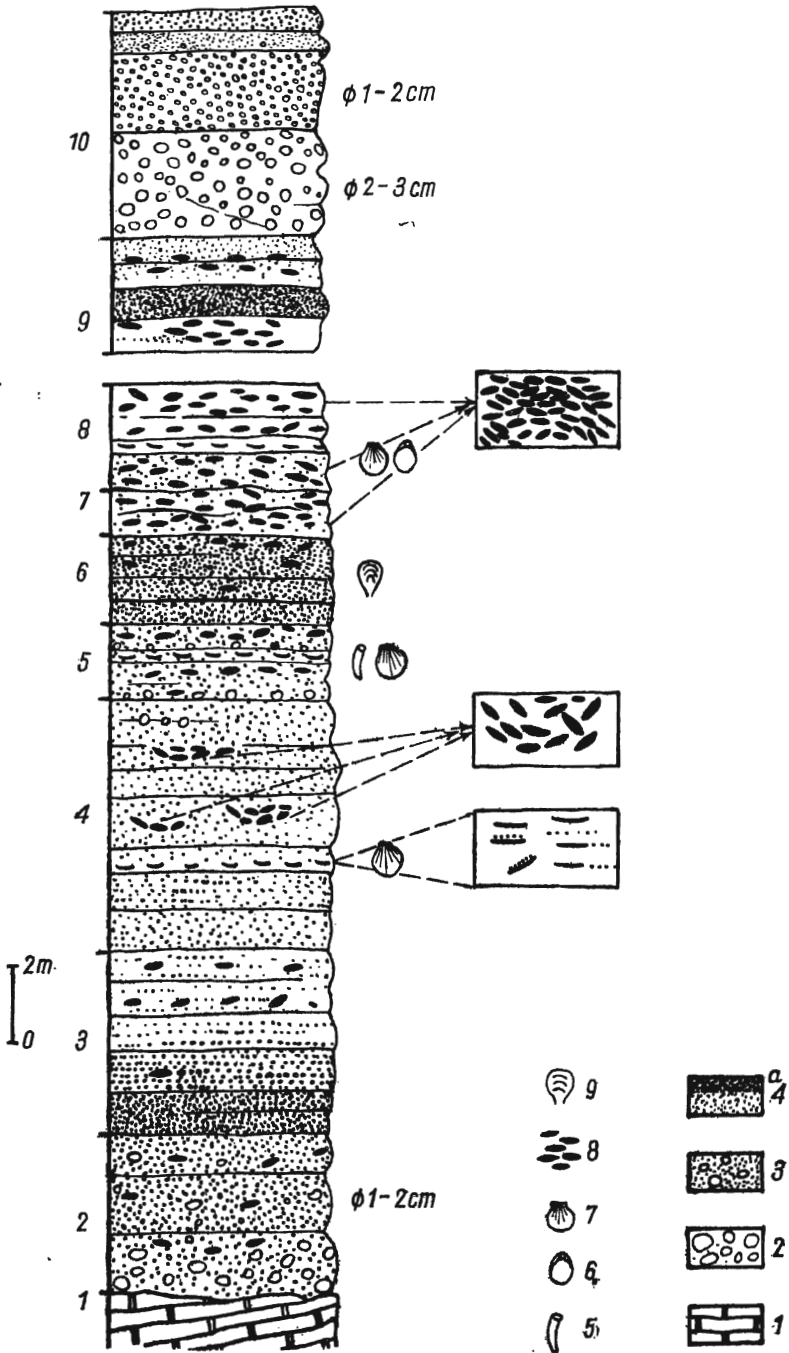


Fig. 7

Kamieniołom Pod Capkami (fig. 7)

1. Gruboławicowe dolomity lądynu. W linii profilu powierzchnia stropowa dość równa.

2. Drobnodziarnisty zlepieniec, który miejscami zanika i jest zastąpiony przez piaskowce z domieszką ziaren o frakcji grubszej. Grubsze ziarna i otoczaki tworzą warstewki i smugi o nieostrych granicach. Wśród materiału okruczowego przeważają fragmenty dolomitów o różnych strukturach, traflają się okruczy kwarcytów liasowych, a także otoczaki pochodzące ze skał retyku. Pomiedzy materiałem grubszym widać w szlifach drobnodziarnistą masę wypełniającą. Osad ten tworzy ławice o miąższości około 2 m u dołu, a ku górze miąższość ławic stopniowo się zmniejsza do rzędu 30—40 cm, gdzie pojawia się warstwowanie skośne o charakterze wielokierunkowym. Zapewne o nim wspomina W. Kuźniar (1910), pisząc o warstwowaniu wichrowatym. Duże otwornice, z początku mieliczne, pojawiają się w większej ilości w środkowej części zespołu.

3. W dolnych ławicach piaskowca widoczne są zarysy warstwowań skośnych o zmiennych kierunkach i kątach nachyleń warstewek skośnych. Ponad nimi w kilku ławicach smugi materiału grubszego, w piaskowcach wyżej brak otoczków. W piaskowcach w dalszym ciągu występują dwie frakcje, grubsza rzędu do 2 mm i drobniejsza masa wypełniająca o przeciętnej średnicy 0,5 mm. W niektórych obrazach mikroskopowych zaobserwować można pojawianie się smug równoległych do powierzchni ławic, na przemian materiału grubszego i drobniejszego. U góry zespołu występują pierwsze większe nagromadzenia dużych otwornic, ułożonych na ogół bezładnie i dość równomiernie w obrębie ławic.

4. Drobnodziarniste piaskowce węglanowe z mielicznymi domieszkami (ok. 1%) ziaren kwarcu. Przeważa materiał poniżej 0,2 mm; ziarna większe występują pojedynczo i rzadko, a ilość ich ku górze zmniejsza się. Miąższość ławic nie przekracza 30 cm. Pojawia się warstewka przepelniona skorupkami małżów, leżącymi płasko na powierzchni warstwy. Występują nagromadzenia skorupek dużych otwornic o wyraznym gniazdowym charakterze i zorientowanym ułożeniu, które prześledzić można na znacznej przestrzeni. W obrazie mikroskopowym widać diagenetyczne przemiany skorupek polegające na wzajemnym wciskaniu się skorup w siebie oraz wciskaniu się większych ziaren w skorupy, co często prowadzi do częściowego ich rozpuszczenia. Obok dużych otwornic pojawiają się także małe oraz runki wieloszczetów *Ditrupe* sp.

Fig. 7

Profil eocenu numulitowego we wschodnim wyrobisku kamieniołomu Pod Capkami

1 podłoże eocenu (dolomity lądynu), 2 zlepieniec i grubodziarniste piaskowce dolomitowe z otoczkami dolomitów, 3 piaskowce dolomitowe z domieszkami grubszych ziaren, 4 piaskowce i mułowce dolomitowe (α mułowce z glaukonitem), 5 ditrupy, 6 brachiopody, 7 małże cienkoskorupowe, 8 duże otwornice, 9 glony wapienne

Profile of the Nummulite Eocene in the eastern part of the Pod Capkami quarry

1 substratum of the Eocene (Ladinian dolomites), 2 conglomerates and coarse-grained detrital dolomites with dolomite pebbles, 3 detrital dolomites with coarser grains, 4 detrital dolomite sandstones and siltstones (α siltstones with glauconite), 5 tubes of *Ditrupe* sp., 6 brachiopods, 7 thin-shelled pelecypods, 8 large forams, 9 calcareous algae

5. Droбноziarniste piaskowce węglanowe o średnicy ziaren poniżej 0,2 mm, gdzie stosunkowo znaczny procent stanowią okruszki o frakcji mułowej. W spagowanych częściach niektórych ławic występują smugowe nagromadzenia grubszego materiału. Duże otwornice są liczne i zazwyczaj nieregularnie rozmieszczone, spoczywając największym przekrojem w płaszczyźnie ławic. Większość skorup jest silnie skorodowana, niektóre są pokruszone. Pokruszone rurki ditrup są dość liczne. Widoczne są też nagromadzenia skorupiek małżów, podobnie jak w zespole 3.

6. Litologicznie zespół ławic podobny do zespołu 4, jedynie ziarno jeszcze drobniejsze — miejscami jest to mułowiec węglanowy. Obok szczątków organicznych znanych z poprzednich zespołów, pojawiają się pokruszone fragmenty wapiennych glonów.

7. Mułowce węglanowe z bardzo licznymi skorupkami dużych otwornic, miejscami stanowiących główny element skałotwórczy. Ponadto występują fragmenty glonów i mszywioków.

8. Mułowce podobne, jak w zespole poprzednim. Skałotwórczo występują tu dyskocykliny i numulity. Warstewki są przepełnione skorupkami małżów, trafiają się także pojedyncze brachiopody. Skała wietrzeje na kolor brunatny. Przy wietrzeniu wypadają z niej numulity, podobnie jak w skałce nad basenem, na lewym zboczu Doliny Olczyńskiej (vide zespół 7 na fig. 6a). Miejscami skorupki otwornic wykazują orientację tworząc nagromadzenia ustawione dachówkowato. Wiele skorup jest silnie skorodowanych, lub też wciskają się w siebie wzajemnie.

9. Mułowce z glaukonitem opisane przez M. Turnau-Morawską i M. Lindner (1959). W podobnym położeniu w sąsiedniej skałce występują margliste łupki, z których opisana została fauna małych otwornic (Alexandrowicz & Geroch 1963).

10. Ławice zlepieńca o średnicy otoczków do 5 cm. Wielkość materiału stopniowo się zwiększa. Ławice zlepieńca tworzą rodzaj nieregularnego fałdu. W składzie otoczków przeważają różne odmiany dolomitów triasowych, a występują także kwarcyty miasowe. Znaleziony został także fragment piaskowca z numulitami, pochodzący z niższych ogniw profilu. Ponad zlepieńcem widocznych jest kilka ławic piaskowców dolomitowych, po czym profil się urywa — po kilku metrach widoczne są wychodnie łupków ilastych warstw zakopiańskich.

Dolina Białego (fig. 8a)

1. Silnie tektonicznie strzaskane dolomity ładynu.

2. Zlepieniec składający się z otoczków dolomitów triasowych o przeciętnej średnicy około 3 cm. W mniejszej ilości spotyka się fragmenty margli miasowych. Ku górze ilość i wielkość otoczków stopniowo się zmniejsza.

3. Zlepieniec, w którym otoczki tkwią w spoiwie węglanowym o frakcji mułowej. W szlifach zanotować można obecność ziaren kwarcowych o średnicy rzędu 0,1 mm, przy czym ilość tych ziaren stopniowo wzrasta od 3% u dołu do 7% w górnej części profilu. Począwszy od miejsca, gdzie otoczki przestają z sobą kontaktować w spoiwie węglanowym, pojawiają się w skałce skorupki dużych otwornic. Ilość ich stopniowo wzrasta i poniżej pierwszych ławic łupkowych można już obserwować ich niewielkie nagromadzenia. W ławicach tych pojawia się warstwowanie równoległe, dobrze widoczne w przewarstwieniach o frakcji drobnoziarnistych piaskowców.

4. Łupki zakopiańskie, wśród których występują jeszcze wkładki zlepieńców składających się głównie z okruchów dolomitów triasowych oraz ziaren kwarcu.

Spadowiec (fig. 8b)

Profil obejmuje odkrywkę znajdującą się w obrębie wodospadu ponad ścieżką pod reglami.

1. Wapienie i margle liasu — powierzchnia stropowa nierówna.
2. Warstwa zlepieńca składającego się z drobnych otoczków dolomitów triasowych i mniej licznych fragmentów słabo obtoczonych margli liasowych.
3. Ciemny wapień z pojedynczymi otoczkami żółtych dolomitów i dużą ilością skorupki dużych otwornic. W niektórych ławicach występują warstewki zawierające runki *Ditrupa* sp.
4. Ławice przepelnione numulitami („jarzec”), wykazujące słabo zaznaczone zarysy skośnego warstwowania. Jak zwykle w ławicach tego typu, występują warstewki i gniazda, w których skorupki otwornic wykazują orientację. Powyżej pojawia się wapień organodetrytyczny z otoczkami dolomitów noszących ślady drążenia gąbek.

Dolina Icu Dziurze (fig. 8c)

1. Ciemne, margliste wapienie plamiste liasu. Powierzchnia stropowa nierówna (pl. IV).
2. Zlepieniec składający się prawie wyłącznie z nieobtoczonych fragmentów margli liasowych z podłoża. Towarzyszą im otoczki żółto wietrzejących dolomitów triasowych. Materiał u dołu jest upakowany ciasno i beładnie.
3. Zlepieniec stopniowo przechodzący w ciemny wapień organogeniczny z rzadkimi otoczkami dolomitów, których część jest powiercona przez gąbki. Ze składników organicznych występują duże otwornice, glony, najczęściej pokruszone skorupki małżów, fragmenty liliowców. Spoiwo ma charakter pelitowy i sprawia wrażenie, jakby w części składało się z materiału pochodzącego z silnie rozdrobnionych łupków marglistych liasu. W mułowcach węglanowych występują nagromadzenia dużych otwornic. Skała ma słabe zarysy skośnego warstwowania. Dalej następują ciemne łupki ilaste warstw zakopiańskich.

Dolina Strażyńska (fig. 8d)

1. Margle plamiste liasu.
2. Zlepieniec z okruciami dolomitów do 3 cm średnicy.
3. Organogeniczny wapień detrytyczny z otoczkami dolomitów.
4. Zespół kilku ławic przepelnionych skorupkami dużych otwornic. Miejscami widać orientację skorupki oraz zarysy skośnego warstwowania. Wyżej leżą ławice łupków zakopiańskich z przewarstwieniami piaskowców kwarcowych.

Suchy Zleb, Dolina za Bramką i dolina Małego Zlebu (fig. 8e,f,g)

1. Żółto wietrzejące dolomity ładynu.
2. Cienkie ławice zlepieńców składających się z otoczków dolomitów wietrzejących żółto, o różnej wielkości, choć nie przekraczającej kilkunastu centymetrów. Zlepieniec szybko przechodzi w wapień organodetrytyczny z pojedynczymi otoczkami. Duże otwornice pojawiają się bezpośrednio nad zlepieńcem dolnym.

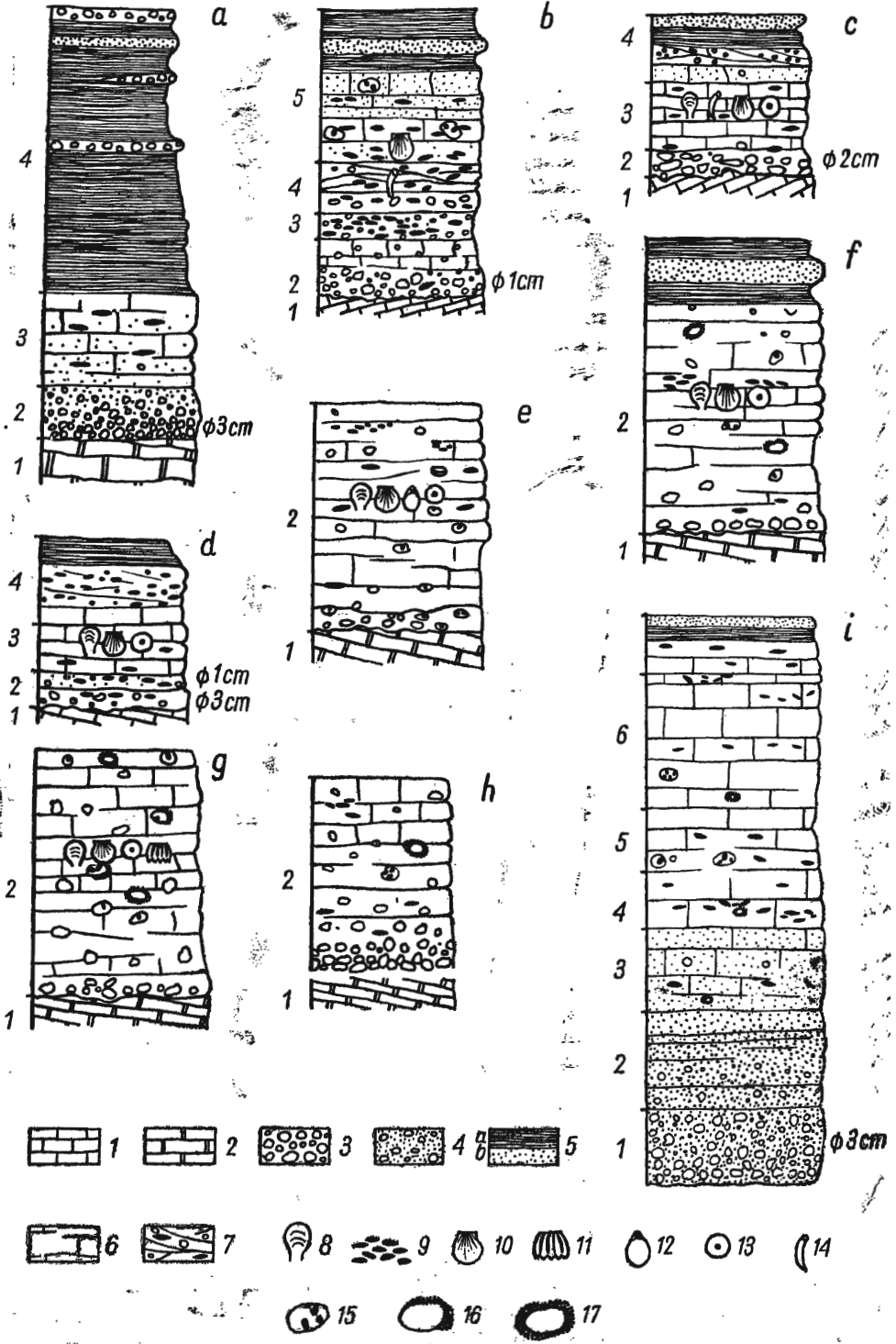


Fig. 8

Materiał organiczny jest nadzwyczaj bogaty i różnorodny: glony, otwornice, małże, stułbiopławy, mszywioly i pojedyncze brachiopody. Okruchy i otoczaki dolomitowe pocięte są przez drażące gąbki i małże. Niektóre otoczaki mają powłoki glonowe.

Mała Łąka — płat południowy (fig. 8h)

W stosunku do poprzednich trzech profilów (fig. 8e, f, g) są tu bardziej rozwinięte zlepieńce w spągu profilu. Składają się one prawie wyłącznie z dolomitów triasowych. Ku górze przechodzą stopniowo w wapień organodetrytyczny z pojedynczymi otoczkami. Niektóre z otoczek są pocięte przez skałotoczce.

Kamieniołom u wylotu Doliny Małej Łąki (fig. 8i)

1. Zlepieniec drobnoziarnisty. Otoczaki dolomitów triasowych tkwią w materiale drobniejszym. Uławicenie prawie niewidoczne. W podłożu występują dolomity triasowe widoczne kilka metrów od najniższej ławicy zlepieńca.

2. Zlepieniec przechodzący w gruboziarnisty piaskowiec dolomitowy, podobny jak w najniższych ławicach w kamieniołomie Pod Capkami. Ku górze uławicenie staje się wyraźniejsze i ławice stają się cieńsze.

3. Piaskowiec dolomitowy z nielicznymi otoczkami i pojedynczymi numulitami.

4. Piaskowiec przechodzący w wapień piaszczysty wyraźnie uławicony. Występują tutaj nagromadzenia numulitów, skorupki małżów i pojedyncze glony. Te ostatnie tworzą także powłoki na otoczkach.

Fig. 8

Profile eocenu numulitowego: *a* — Dolina Białego, *b* — Spadowiec, *c* — Dolina ku Dziurze, *d* — Dolina Strążyska, *e* — dolina Suchego Żlebu, *f* — Dolina za Bramką, *g* — dolina Małego Żlebu, *h* — płat eocenu na wschodnim zboczu Doliny Małej Łąki, *i* — kamieniołom u wylotu Doliny Małej Łąki

1—2 podłoże eocenu (1 wapień i margle liasu, 2 dolomity ladinu), 3 zlepieńce, 4 piaskowce zlepieńcowate; 5: *a* łupki ilaste warstw zakopiańskich, *b* piaskowce kwarcowe w obrębie łupków; 6 wapień organodetrytyczny, 7 piaskowce i mułowce z zarysami skośnego warstwowania, 8 glony wapienne, 9 duże otwornice, 10 małże cienkoskorupowe, 11 małże gruboskorupowe, 12 brachiopody, 13 szczątki szkarłupni, 14 ditrupy, 15 otoczki z wydrążeniami skałotoczcy, 16—17 powłoki glonów wapiennych na otoczkach (16 asymetryczne i 17 symetryczne i koncentryczne)

Profiles of the Nummulite Eocene: *a* — Białý Valley, *b* — Spadowiec, *c* — Ku Dziurze Valley, *d* — Strážyska Valley, *e* — Suchý Žleb Valley, *f* — Za Bramką Valley, *g* — Mały Žleb Valley, *h* — Eocene patch on the eastern slope of the Mała Łąka Valley, *i* — quarry at the outlet of the Mała Łąka Valley

1—2 substratum of the Eocene (1 Liassic marls and limestones, 2 Ladinian dolomites), 3 conglomerates, 4 conglomeratic sandstones; 5 — *a* shales of the Zakopane Beds, *b* quartz sandstone within shales; 6 organodetrital limestones, 7 sandstones and siltstones with cross-bedding, 8 calcareous algae, 9 large forams, 10 thin-shelled pelecypods, 11 thick-shelled pelecypods, 12 brachiopods, 13 echinoderm bebris, 14 tubes of *Ditrupa* sp., 15 pebbles bored by lithophags, 16—17 algal coatings on pebbles (16 asymmetric, 17 symmetric and concentric)

5. Wapień z domieszkami piasku dolomitowego i pojedynczymi otoczkami, które często pocięte są przez skałotócze. Występują także grube skorupy małżów.

6. Wapień organogeniczny z numulitami, glonami, małżami i pojedynczymi brachiopodami. Wyżej widoczne są piaskowce kwarcowe z przewarstwieniami ciemnych łupków ilastych.

Lewe zbocze Doliny Kościeliskiej (fig. 9a)

1. Wapienie krynowide łiasu, stosunkowo słabo uławiczone, miejscami silnie impregnowane tlenkami żelaza. Powierzchnia stropowa nierówna.

2. Zlepieńce o czerwonym, żelazistym spoiwie, słabo scementowane i nieuławiczone. Selekcja zła, a otoczki (od metrowych do centymetrowych) ułożone są bezładnie. Miejscami przeważa materiał drobniejszy, rozmieszczony gniazdowo obok nagromadzeń dużych okruczków i otoczek. Wśród otoczek wyróżnić można około dwudziestu odmian litologicznych; przeważają skały pochodzące z łiasu choczańskiego, mniej licznie reprezentowane są dolomity triasowe i margle kredowe. Ku górze wielkość otoczek zmniejsza się. Stopień obtoczenia jest na ogół niski choć trafiają się i dobrze obtoczone. W wyższej części występują przewarstwienia drobnego zlepieńca zawierającego więcej spoiwa.

3. Szary zlepieńiec o spoiwie dolomitycznym, względnie ilastym, bez domieszek żelazistych. Materiał drobniejszy niż w zlepieńcu czerwonym i lepiej obtoczony. Widoczne uławiczenie: w dole ławice są mniej regularne i czasem wyklinowują się, a wyżej stają się regularniejsze. Ku górze maleje średnica otoczek i stopniowo przybywa piasku dolomitowego. Wśród materiału żwirowego przeważają otoczki różnych odmian dolomitów triasowych, pozostałe składniki są identyczne jak w zlepieńcu czerwonym. Granica pomiędzy zlepieńcem czerwonym i szarym nie jest ostra, a przejście jest stopniowe.

4. Piaskowce dolomitowe, w dolnej części nie zawierają szczątków organicznych. Wyżej stopniowo pojawiają się numulity i wreszcie występują masowo w ławicach najwyższych. Towarzyszą im skorupki małżów skupione w cienkich ławiczkach oraz rurki ditrup. Spotyka się także kanały utworzone przez organizmy żerujące w osadzie (por. pl. VII, fig. 1 i 2). Szczątki organiczne nie występują równomiernie, lecz są nagromadzone w pewnych ławicach rozdzielonych przez ławice nie zawierające skamieniałości. Skała zawiera prócz klastycznych ziarn dolomitowych niewielką ilość ziaren kwarcowych (zwykle w ilości kilku procent). W dolnej części w piaskowcu występują przewarstwienia materiału żwirowego. Są to otoczki dolomitów o takiej strukturze, jak ziarna piasku dolomitowego w piaskowcu. W najwyższej części zespołu piaskowiec staje się drobnoziarnisty i przechodzi w mułowiec organogeniczny. W ławicach tych, a także w ławicach niżej leżących piaskowców, zaobserwowano występowanie pojedynczych ziaren glaukonitu, o czym wspominał już J. Wyczółkowski (1956).

Polana Molkówka (fig. 9b)

1. Złote dolomity triasu, które wietrzejąc rozpadają się na równoziarnisty piarg. Powierzchnia stropowa nierówna.

2. Zlepieńiec składający się z drobnych (do kilku centymetrów średnicy) okruczków dolomitów z podłoża. Ku górze widać wyraźniejsze uławiczenie oraz stopniowo przybywa piaszczystego materiału dolomitowego.

3. Zlepieńiec stopniowo przechodzący w piaskowiec dolomitowy z pojedynczy-

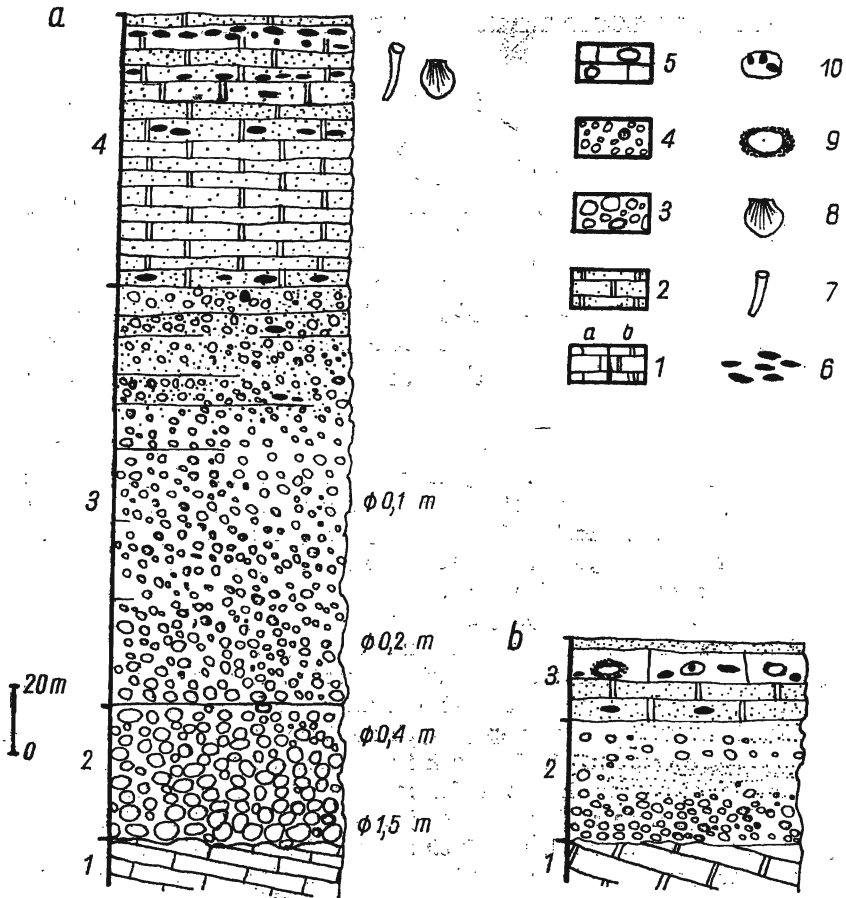


Fig. 9

Profile eocenu numulitowego: *a* — Dolina Kościeliska, *b* — ponad polaną Molkówka

1 podłoże eocenu (*a* wapień liasu choczańskiego, *b* dolomity choczańskie), 2 piaskowce i mułowce dolomitowe, 3 zlepki czerwone, 4 zlepki szare, 5 piaskowce i wapień organodetrytyczne z otoczkami dolomitów, 6 duże otwornice, 7 ditrupy, 8 małże, 9 otoczki z powłokami glonów wapiennych, 10 otoczki z wydrążeniami skałotoczy

Profiles of the Nummulite Eocene: *a* — Kościeliska Valley, *b* — Polana Molkówka

1 substratum of the Eocene (*a* limestones of the Choč Liassic, *b* Choč dolomites), 2 dolomitic sandstones and siltstones, 3 red conglomerates, 4 gray conglomerates, 5 organodetrital limestones and sandstones with dolomite pebbles, 6 large forams, 7 tubes of *Ditrupa* sp., 8 pelecypods, 9 pebbles with algal coatings, 10 pebbles bored by lithophages

mi otoczkami lub nieregularnymi przeławieniami materiału grubszego. Pojawiają się tu duże otwornice.

4. Piaskowiec dolomitowy przechodzący w piaszczysty wapień organodetrytyczny. Otoczki drążone przez skałotocze i pokryte przez powłoki glonowe. Głony stanowią też dużą część materiału skałotwórczego, co szczególnie zaznacza się w najwyższych ławicach.

TYPY LITOLOGICZNE EOCENU NUMULITOWEGO TATR

Zlepieńce

W obrębie eocenu numulitowego Tatr, którego osady mają w większości charakter okruczowy, zlepieńce odgrywają istotną rolę. Z reguły w strefach, gdzie miąższość osadów wzrasta ponad wartość przeciętną, dzieje się to dzięki pojawianiu się grubszych zespołów zlepieńców. W miejscach jednak, gdzie następuje redukcja miąższości, tym ogniwem, które prawie zawsze jest reprezentowane, są również zlepieńce. Kierując się położeniem zlepieńców w profilach, można podzielić je na dwie zasadnicze kategorie.

Zlepieńce spągowe. — Występują one u podstawy eocenu i spoczywają zazwyczaj niezgodnie na starszym podłożu, w związku z czym należy traktować je jako zlepieńce podstawowe. W obrębie zlepieńców spągowych mieszczą się dwie odmiany różniące się charakterem spoiwa, a wyróżnione jeszcze przez V. Uhliga (1898) jako tzw. zlepieńce czerwone i zlepieńce szare.

Zlepieńce górne. — Występują one w wyższych częściach profilów, przy tym najczęściej związane są z IV podpoziomem numulitowym. Usytuowane są one zatem powyżej ogniw zawierających masowo duże otwornice. W zlepieńcach tych spotyka się pojedyncze otoczaki starszych skał eoceńskich zawierające duże otwornice. W przeciwieństwie do zlepieńców spągowych nie stanowią one ciągłych poziomów, ale występują tylko w pewnych obszarach i w bardzo zmiennych ilościach.

Pewną odmianę górnych zlepieńców reprezentują ławice składające się z materiału pochodzącego z Tatr, określane też jako olistostromy (Andrusov 1965), a występujące w obrębie warstw zakopiańskich fliszu podhalańskiego. Główny obszar ich występowania to przedpole Tatr Bielskich (Passendorfer & Roniewicz 1963), choć w mniejszej ilości spotyka się je także na przedpolu regli zakopiańskich, np. w Jaszczurówce i w korycie potoku wypływającego z Doliny Białej Wody.

Wszystkie wymienione typy zlepieńców cechują się ciasnym upakowaniem materiału i niewielką ilością spoiwa typu kontaktowego. Tworzą one zwykle dość masywne ławice. Odmianą kategorię stanowią zlepieńcowate wapienie organodetrytyczne (Roniewicz 1966b) oraz piaskowce węglanowe z domieszkami materiału żwirowego.

Skład litologiczny zlepieńców

Skład litologiczny zlepieńców określony został przez autora na podstawie analiz zespołów otoczek z wybranych punktów wychodni. Zespół taki składał się z reguły ze stu otoczek, tych samych, które służyły do sporządzenia diagramu Zinggga. Ponadto w zlepieńcach o urozmaiconym składzie, np. czerwonych zlepieńcach z Hrubego Regla, zbierane były otoczaki na całym terenie wychodni.

Przynależność stratygraficzna poszczególnych otoczków określona została przez bezpośrednie porównanie ich ze skałami podłoża i z profilami odsłaniającymi się w obrębie jednostek reglowych. Wykorzystane zostały też prace podające opisy litologiczne poszczególnych ogniw mezozoiku Tatr.

Stopień znajomości litologii poszczególnych ogniw stratygraficznych jednostek reglowych jest w chwili obecnej nierównomierny. Tam, gdzie w otoczkach występują szczątki organiczne, określenie ich pochodzenia jest sprawą łatwiejszą. Najwięcej trudności następuje rozpoznanie materiału pochodzącego ze środkowego triasu.

Tabela (Chart) 1 *

Skład zlepieńców z wybranych odsłoneń eocenu numulitowego

Composition of some conglomerates from the Nummulite Eocene

| Odsłonięcie i typ zlepienia (Outcrop and type of conglomerate) | Otoczaki według przynależności stratygraficznej w % (Stratigraphical appurtenance of pebbles in %) | | | | | | | |
|---|--|----|----|----|----|----|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Wysoki Regiel, spąg (bottom) — <i>zd</i> | 1 | 7 | | 10 | | 80 | | 2 |
| Wysoki Regiel, strop (top) — <i>zd</i> | 1 | 10 | 1 | 20 | | 65 | 1 | 2 |
| Sucha Dolinka — <i>zd</i> | 2 | 80 | 2 | 7 | | 1 | | 8 |
| Olczyńska — <i>zd</i> | | 95 | | 4 | | | | 1 |
| Olczyńska — <i>zg</i> | 1 | 90 | | 5 | | | 1 | 3 |
| Hrudy Regiel — <i>zc</i> | 1 | 38 | 12 | 31 | 16 | | | 2 |
| Hrudy Regiel — <i>zs</i> | | 60 | 5 | 21 | 11 | | | 2 |

* 1 — skały klastyczne dolnego i górnego triasu, 2 — dolomity środkowego triasu, 3 — wapień organogeniczne retyku, 4 — wapień i margle liasu, 5 — wapień i skały krzemionkowe doggeru i malmu, 6 — wapień i margle dolnej kredy, 7 — skały eoceńskie. *zd* — zlepieniec dolny, *zg* — zlepieniec górny, *zc* — zlepieniec czerwony, *zs* — zlepieniec szary.

1 — clastics of Lower and Upper Triassic, 2 — dolomites of Middle Triassic, 3 — organodetrital limestones of Rhaetic, 4 — limestones and marls of Liassic, 5 — limestones and siliceous rocks of Middle and Upper Jurassic, 6 — limestones and marls of Lower Cretaceous, 7 — pebbles of Nummulite Eocene. *zd* — lower conglomerate, *zg* — upper conglomerate, *zc* — red conglomerate, *zs* — gray conglomerate.

su. Podział triasu oparty jest w głównej mierze na cechach litologicznych określanych makroskopowo (por. Kotański 1963). Zestaw tych cech wystarcza wprowadzić do utożsamiania poszczególnych ogniw w profilach, jest on jednak mało przydatny przy rozpoznawaniu otoczków, gdzie podstawą stają się szlify mikroskopowe. W trakcie badań natrafiono zaledwie na kilka otoczków zawierających źle zachowane diplopory, które są dla środkowego triasu jedynymi paleontologicznymi wskaźnikami wieku. Z takich przyczyn w tabeli 1 nie zostały wyodrębnione otoczki dla poszczególnych pięter środkowego triasu. W tekście, tam gdzie było to możliwe, podane jest pochodzenie otoczków środkowotriasowych z większą dokładnością. Podobnie przedstawia się sytuacja ze skałami liasu krzyżniańskiego, który nie został dotychczas dokładnie opracowany petrograficznie i mikrofacjalnie.

W trakcie badań nad składem zlepieńców nie natrafiono na otoczaki skał, które mogły pochodzić z trzonu krystalicznego Tatr. Nie stwierdzono też występowania otoczek skał, które w sposób jednoznaczny mogłyby pochodzić z tatrzańskich serii wierchowych, co podkreślał już E. Passendorfer (1951).

Trias dolny i górny. — Należą tu niewątpliwie nieliczne otoczaki żelazistych piaskowców kwarcowych z nielicznymi ziarnami skaleni, oraz okruchy czerwonych mułowców i łupków. Duże podobieństwo litologiczne pomiędzy utworami seisu i kajpru reglowego, oraz stan zachowania otoczek nie zezwalają na ich wzajemne odróżnienie. Dolomity występujące w kajprze i kampilu pod względem cech mikroskopowych są dość podobne i z kolei podobne są też do różnych ogniów dolomitowych środkowego triasu. Praktycznie zatem też nie ma możliwości odróżnienia ich od siebie. Pewna ilość dobrze otoczonych otoczek kwarcu może pochodzić ze zlepieńców kajprowych, a drobne okruszki skał egzotycznych, bardzo nielicznie występujące na przedpolu regli zakopiańskiej, można ewentualnie próbować wiązać z osadami typu zlepieńca z Czarnej Turni.

Trias środkowy. — Podstawowa masa otoczek to różne odmiany dolomitów i wapieni dolomitycznych o strukturach drobno- a rzadziej średniokrystalicznych i ziarnach silnie ze sobą pozazębianych. Na ogół nie stwierdza się w nich żadnych charakterystycznych tekstur ani szczątków organicznych. Na podstawie cech makroskopowych można skały te zaliczać do anizyku i ładynu. Odnosi się to szczególnie do terenu regli zakopiańskiej, dla których istnieje dokładniejszy opis litologiczny triasu środkowego (Kotiański 1963, oraz mapa z przeprowadzonymi w obrębie triasu granicami — Guzik & Kotiański 1963). Z bardziej charakterystycznych ogniów triasowych znalezione zostały pojedyncze otoczki wapieni robaczkowych (anizyk) w Dolinie Olczyńskiej i na Capkach oraz fragmenty brekcji, która może być brekcją podstawową anizyku.

W rejonie występowania triasu choczańskiego występuje materiał, który daje się identyfikować z ogniwami triasu choczańskiego, np. z profilów z Małych i Wielkich Korycisk. Na uwagę zasługują tu źle zachowane szczątki jakichś organizmów, najprawdopodobniej glonów. Dokładniejsze opracowanie tego zagadnienia wymaga jednak wykonania analizy mikrofacjalnej triasu choczańskiego.

Retyk. — Ze względu na urozmaicony charakter litologiczny oraz dużą ilość szczątków organicznych identyfikacja otoczek jest dość prosta. Pomocne stały się tu okazy zebrane przez mgr A. Gaździckiego z retyku Doliny Lejowej, a także opracowanie mikrofacjalne retyku wierchowego (Radwański 1968). Z retyku pochodzą wapienie onkolitowe i oolitowe, wapienie organogeniczne, wreszcie wapienie z koralami. Niektóre odmiany wapieni z dużą ilością krynoidów mogą pochodzić zarówno z retyku, jak i liasu choczańskiego.

Lias. — Lias křiżniański identyfikowany był na podstawie cech makroskopowych. Najczęściej spotykany materiał, to otoczki wapieni krynoidowych (Tatry Bielskie), margli plamistych, ciemnych wapieni w rejonie Doliny Suchej Wody, wreszcie jasnych piaskowców kwarcytowych występujących dość powszechnie, we wschodniej części wychodni eocenu. W zachodniej części wychodni, od Hrubego Regla począwszy, występuje duża ilość otoczek pochodzących z liasu choczańskiego. Należą tu przede wszystkim rozmaite odmiany wapieni krynoidowych o różnym stopniu rozdrobnienia szczątków, oraz różnej proporcji materiału organicznego i spoiwa. Obok krynoidów występują także otwornice. Często są wapienie z muszlami małżów i brachiopodów. Równie ważny typ skał reprezentują wapienie ze spikulami gąbek i wapniste spongiolity. Wszystkie te odmiany otoczek znajdują

swoje odpowiedniki w liasie choczańskim jednostki Bramy Kantaka (por. Grabowski 1967). Trzeba jednak podkreślić, że podobne skały występują w rejonie Doliny Kościeliskiej także w liasie křiżniańskim.

Dogger i malm. — Ogniwa te reprezentowane są głównie przez radiolaryty i wapienie radiolariowe. Według starszych danych (Rabowski & Goetel 1925), radiolaryty z piaszczowiny křiżniańskiej zaliczane były do doggeru. Nowsze dane z zachodniej części Tatr (Gąsiorowski 1959) oraz z Tatr Bielskich (Lefeld 1969) wskazują, że radiolaryty czerwone i zielone należą do oksfordu. Obie te odmiany radiolarytów są dość licznyim składnikiem czerwonych zlepieńców w zachodniej części wychodni eocenu. Z innych ogniw spotyka się tu wapienie organodetrytyczne z radiolariami i sakkokomami, których przynależność stratygraficzną trudno ściśle sprecyzować (mogą się one mieścić w różnych ogniwach środkowej i górnej jury). Spotyka się także różne odmiany wapieni bulastych, np. na Rusinowej Polanie.

Kreda. — Reprezentowana jest ona przez otoczaki margli neokomskich, wapieni murańskich oraz krzemienie z wapieni murańskich (por. Passendorfer 1950).

Oprócz wymienionych typów skał, których otoczaki można z większą lub mniejszą dokładnością zidentyfikować, znaleziono także kilka, które niewątpliwie pochodzą z Tatr, ale nie mają określonej pozycji stratygraficznej. Należą tu np. wapienie z masowo występującymi małżoraczkami. Charakter skały nasuwa przypuszczenie, że może ona pochodzić z liasu choczańskiego, bądź z środkowego triasu reglowego.

Materiał egzotyczny w zlepieńcach

Otoczaki skał nie znanych na terenie Tatr zostały zebrane głównie w eocenie Tatr Bielskich. Niewielkie ilości, szczególnie otoczek skał krzemionkowych i litytów, spotykane są także i w innych rejonach. Lista typów litologicznych egzotyków z krótkimi opisami petrograficznymi podana została przez E. Passendorfera (1958). Poniższe dane stanowią zatem uzupełnienie faktów częściowo już znanych.

W obrębie otoczek egzotycznych wyróżnić można następujące typy litologiczne: dość silnie przeobrażone czarne skały krzemionkowe, przeobrażone w różnym stopniu skały wylewne typu riolitów, skały stojące na pograniczu wylewnych i piroklastycznych o składzie riolitowym, oraz gnejsy. Prawie wszystkie z wymienionych skał są dość silnie zsylikowane.

Lityty. — Czarne skały o dużej twardości. Otoczaki ich są zwykle średnio obtoczone, zaś drobniejsze fragmenty są bardziej kanciaste. Wielkość otoczek waha się od 6 cm w zlepieńcach, do okruchów kilkumilimetrowych spotykanych w piaskowcach typu fliszowego. W obrazie mikroskopowym widoczny jest układ naprzemianległych czarnych i jaśniejszych warstewek zbudowanych z drobnokryształicznego kwarcu. W tych ostatnich widoczne bywają wyraźne kryształy pirytu. Część masy czarnej w laminach czarnych stanowi substancja węglista, lub — co mniej prawdopodobne — bardzo drobnokryształiczne siarczki żelaza. Zazwyczaj skała pocięta jest licznymi żyłkami kwarcowymi, często można obserwować dwie ge-

neracje żyłek. W wielu szlifach widać, jak pierwotna laminacja ulega zagięciu i plastycznym odkształceniom na kontakcie z żyłkami kwarcowymi. W zasadzie żadnych struktur organicznych w badanych szlifach nie udało się zaobserwować. Identyczne w obrazie mikroskopowym otoczaki znane są w Tatrach ze zlepieńców dolnego wurfenu (Borza 1958, Roniewicz 1966a), oraz z liasu wierchowego (Radwański 1959).

Skały wylewne (riolity). — Są to otoczaki różnej wielkości, o średnicy od kilku do 10 cm i różnych kształtach, zazwyczaj uwarunkowanych cechami teksturalnymi. Barwa skał waha się od jasnoróżowej, przez odcienie szare, do zielonkawej. W obrazie mikroskopowym, a czasem także gołym okiem, widoczna jest struktura porfirowa. Tło skalne ma najczęściej charakter drobnokrystalicznej masy kwarcowej, czasem spotyka się drobne kryształy skaleni potasowych. Fenokryształy kwarcu często są popękane lub mają ślady korozji magmowej. Można też obserwować wrostki i wnikanie w nie drobnokrystalicznego tła skalnego tworzącego wąskie zatoki. Obok kwarcu występują skalenie potasowe, zazwyczaj w mniejszym lub w większym stopniu rozłożone. Często są to już tylko serycytowe pseudomorfozy po skałeniach. W niektórych otoczkach znajduje się pojedyncze łuski zazwyczaj rozłożonego biotyту. Wiele okruchów wykazuje cechy bardzo silnego skataklazowania. Pomimo dość znacznych różnic w wyglądzie zewnętrznym, wszystkie te skały robią wrażenie należących do wspólnego pnia wulkanizmu o charakterze riolityowym. Wspólną ich cechą jest silne przeobrażenie i sylifikacja.

Skały metamorficzne. — Obok cytowanych przez E. Passendorfera (1958) łupków chlorytowych, kwarcytów i fylitów, stwierdzono obecność licznych gnejsów składających się z plagioklazów, nielicznych skaleni potasowych, kwarcu i chlorytu. Skały te mają zawsze dość wyraźną teksturę gnejsową, a jednocześnie są silnie strzaskane, czasem wręcz sprawiają wrażenie mylonitów. Skały te podobnie są również bardzo silnie zsylifikowane.

Obok wymienionych typów skał powszechne są otoczaki kwarców żyłowych. Często zachowane są w nich drobne fragmenty łupków chlorytowych lub żelaziste żyłki. W kilku otoczkach natrafiono na kryształki pirytu. Porównując otoczaki egzotyczne eocenu numulitowego z otoczkami dolnego wurfenu (Turnau-Morawska 1955, Borza 1958, Roniewicz 1966a) oraz liasu wierchowego (Radwański 1959) zaobserwować można prawie identyczny ich zestaw litologiczny. Otoczaki znajdowane w eocenie z całą pewnością nie są redeponowane ani z wurfenu, ani z liasu, gdyż zarówno w seisie jałk i liasie występują one w zwięzłych piaskowcach kwarcytowych. Żadne procesy wietrzenia nie doprowadziłyby do wyodrębnienia ich z tych skał. Poza tym przeciętnie średnica otoczek egzotycznych w eocenie jest większa niż w dolnym wurfenu i liasie. Trzeba zatem przyjąć, że materiał egzotyczny znajdujący się w wurfenu, liasie i eocenie pochodzi z obszarów o takiej samej budowie geologicznej — zapewne z masywów hercyńskich zbudowanych ze skał metamorficznych, którym towarzyszył obfity wulkanizm kwaśny. Materiał okruchowy dolnego wurfenu przyniesiony został na obszar Tatr z północy, z Masywu Prakarpackiego (Dżużyński & Gradziński 1960, Roniewicz 1966a). Kierunki transportu w liasie wierchowym wskazują na dostawę materiału z południa (Radwański 1959). Podobnie materiał egzotyczny występujący w eocenie Tatr Bielskich przyniesiony został z południa, z obszaru Tatr,

na co wskazuje jego współwystępowanie z otoczkami skał osadowych pochodzących z Tatr, oraz kierunki odczytane z warstwowań skośnych. Ponieważ w trakcie powstawania tych osadów Tatry były wyspą (Passendorfer 1959, Passendorfer & Roniewicz 1963), trzeba konsekwentnie przyjąć, że materiał egzotyczny został przyniesiony na teren Tatr dużo wcześniej, gdy istniało połączenie lądowe z obszarami mogącymi być potencjalnym źródłem materiału egzotycznego. Takim obszarem źródłowym, według E. Passendorfera (1958), mógł być wtedy obszar Gemeryd.

Kształt otoczek

Wybrane wyniki analiz kształtów z diagramów Zingga, wykonanych dla próbek składających się ze stu otoczek podane są w tabeli 2. Kształt okruchów i otoczek w pierwszym rzędzie zależy od charakteru skały, z której powstaje otoczek — głównie od jej tekstury. Stąd też porównywać można między sobą te próbki, które mają w przybliżeniu podobny skład litologiczny. Należą tu wyniki z czerwonych i szarych zlepieńców z Hrubego Regła, Jaronia i Doliny Lejowej, a także wyniki z dolnych i górnych zlepieńców zebranych w tym samym profilu.

Porównanie rozkładu kształtów z czerwonych i szarych zlepieńców wskazuje, że pod tym względem dwa te typy skał nie różnią się od siebie. Zmienia się wzajemny stosunek otoczek o określonych kształtach od spagu ku stropowi, nie można jednak postawić na tej podstawie jakiegó

Tabela (Chart) 2

Kształt otoczek w wybranych odsłonięciach eocenu numulitowego

Shape of pebbles from some conglomerates of the Nummulite Eocene

| Odsłonięcia * (Outcrops) | Otoczki w % (Pebbles in %) | | | |
|-----------------------------|----------------------------|------------------------|---------------------|----------------------------|
| | elipsoidalne (bladed) | dyskowate (tabular) | kuliste (equant) | wrzecionowate (prelate) |
| Olczyńska — <i>zd</i> | 20,2 | 56,6 | 16,6 | 6,6 |
| Olczyńska — <i>zg</i> | 13,3 | 43,3 | 26,6 | 16,8 |
| Hruby Regiel — <i>zc</i> | 6,0 | 40,0 | 32,0 | 22,0 |
| Jaroniec — <i>zc</i> | 14,0 | 42,0 | 19,0 | 25,0 |
| Jaroniec — <i>zc</i> | 12,0 | 31,0 | 28,0 | 29,0 |
| Jaroniec — <i>zs</i> | 6,0 | 38,0 | 45,0 | 11,0 |
| Lejowa — <i>zs</i> | 12,0 | 38,0 | 27,0 | 23,0 |
| Lejowa — <i>zs</i> | 27,0 | 44,0 | 9,0 | 20,0 |
| Lejowa — <i>zs</i> | 16,0 | 35,0 | 20,0 | 29,0 |

* *zd* — zlepieniec dolny, *zg* — zlepieniec górny, *zc* — zlepieniec czerwony, *zs* — zlepieniec szary.

zd — lower conglomerate, *zg* — upper conglomerate, *zc* — red conglomerate, *zs* — gray conglomerate.

granicy, która odróżniałaby zlepieniec szary od czerwonego. Fakt powyższy wskazuje, że tworzenie się tych dwu typów zlepieńca było procesem ciągłym bez wyraźnej zmiany środowiska sedymentacji.

Szereg diagramów Zingga, wykonanych w czerwonych zlepieńcach na Hrubym Reglu, w obrębie tego samego zespołu ławic po ich rozciągłości (pomiar E. Olempskiej i J. Kraszewskiego nie uwidocznione w tabeli), dał prawie identyczne wyniki. Wskazuje to, że materiał zlepieńca gromadził się dość równomiernie na większej przestrzeni dna, a nie np. w niewielkich nakładających się na siebie stożkach.

Analizy zlepieńca dolnego i górnego z Doliny Olczyńskiej wskazują na przewagę w dolnym zlepieńcu otoczków dyskoidalnych i płaskich, a w górnym kulistych i wrzcionowatych. Zjawisko to, biorąc także pod uwagę znacznie lepszy stopień obtoczenia składników zlepieńca górnego, można interpretować jako wynik wpływu transportu i obróbki mechanicznej otoczków.

Orientacja otoczków

W niektórych odsłonięciach zaobserwować można orientację otoczków płaskich. Obserwacje te potwierdzone zostały przez wykonanie analizy ułożenia otoczków płaskich metodą szczegółowych pomiarów w kilku wybranych regionach. Pod uwagę przy pomiarach wzięte zostały te odsłonięcia, gdzie wykonane diagramy Zingga wykazały odpowiednią ilość otoczków dyskoidalnych. Zazwyczaj ilość takich otoczków wynosi około 40%.

Pomiary wykonywane były w obrębie jednej ławicy lub kilku najbliższych, a przeciętny pomiar obejmował 30 otoczków. Wykonana próba ze 100 otoczków w jednym z odsłonień dała w przybliżeniu taki sam rozkład punktów na siatce, jak próba z 30 otoczków. Otoczki mierzone były w skale bez wydobywania ich, gdyż nie pozwalała na to stopień zacementowania osadu. W związku z tym brano pod uwagę tylko te płaskie otoczki, których stopień obnażenia na powierzchni ławicy lub jej przekroju pozwalał na zorientowanie się w położeniu płaszczyzny *ab* otoczka. Wyniki pomiarów przedstawione zostały w formie projekcji na górnej półkuli siatki równopowierzchniowej. Ponieważ ławice zlepieńców mają nachylenie tektoniczne, przeprowadzony został kład. Ośią obrotu jest linia biegu, a kąt rotacji odpowiada wartości upadu tektonicznego.

Przyjęcie linii biegu jako osi rotacji oparte jest na założeniu, że eocen z położenia pierwotnego wychylony został równomiernie i monoklinalnie. Według F. J. Turnera i L. E. Weissa (1963) założenie takie przy prostych strukturach tektonicznych, których osie są poziome, jest możliwe do przyjęcia. Analiza biegów i upadów eocenu numulitowego wskazuje, że wychylenie eocenu ma na ogół charakter dość prosty. Nie natrafiono na fakty wskazujące na rotację poszczególnych części wychodni. Dla uniknięcia ewentualnych błędów pomiaru ułożenia otoczków wykonane zostały tylko w takich obszarach, gdzie upady zachowują dość stałą wartość w sąsiedztwie punktu pomiarowego.

Biorąc pod uwagę technikę pomiarów, oraz przyjęte założenia przy rotacji, zrozumiąłem jest, że otrzymane wyniki mogą być obciążone pewnymi błędami. Z tego powodu można z nich wyciągać wnioski dotyczące głównie charakteru środowiska, które powodowało orientację materiału okruchowego. Określanie jednoznaczne kierunku transportu może nastąpić dopiero w powiązaniu z innymi cechami zlepieńców, głównie ich składu litologicznego.

Z wykonanych pomiarów przedstawionych na diagramach (*a—f* na fig. 10) wynika, że można wyróżnić kilka typów orientacji otoczeków.

1. Przeważa jeden kierunek nachylenia płaszczyzn *ab* — punkty projekcyjne grupują się w jednej połowce lub nieco węższym sektorze diagramu. Charakterystyczne są tu odsłonięcia w Jarońcu (*f* na fig. 10) i na Wysokim Reglu (*d* na fig. 10). Należy wnioskować, że czynnikiem powodującym orientację był jakiś prąd wodny o określonym zwrocie.

2. Większość otoczeków ma nachylenie w jednym kierunku, ale pojawiają się także nachylenia w kierunkach przeciwnych. Charakter ten mają zlepieńce z Chłabówki (*c* na fig. 10) i zlepieńce czerwone z Hirubego Regla (*e* na fig. 10). Można stąd wnioskować o przewadze jednego kierunku prądu i występowaniu także kierunku o mniejszej intensywności o przeciwnym zwrocie.

3. Otoczki są mniej więcej w jednakowej ilości nachylone w różnych kierunkach. Oznacza to złożony charakter ruchu wody powodujący orientację, np. w zlepieńcu górnym z Doliny Olczyńskiej (*b* na fig. 10).

4. Otoczki leżą w większości płasko, punkty na diagramie skupione są mniej więcej równomiernie blisko centrum diagramu. Płaskie ułożenie może wskazywać na brak działania czynników prądowych, np. w zlepieńcu dolnym z Doliny Olczyńskiej (*a* na fig. 10).

Wspólną cechą wszystkich diagramów orientacji otoczeków płaskich jest duża dyspersja nachyleń, zawierająca się w przedziale blisko 180° , co wskazuje, że czynnik powodujący orientację nie miał ustalonego jednolicie kierunku. Najprawdopodobniej było to zatem falowanie powierzchniowe połączone z działaniem prądów powrotnych wywołanych falowaniem. Jak wiadomo, kierunki falowania w strefie przybrzeżnej są dość zmienne w zależności od kierunków wiatru i zarysu linii brzegowej. Przy założeniu takiej genezy orientacji, różnice uwidaczniające się w diagramach *a—c* (fig. 10), wynikają zapewne z głębokości i siły falowania, które oddziaływało na żwir spoczywający na dnie w strefie przybrzeżnej. Nachylenie w jednym kierunku ku północy (Wysoki Regiel — *d* na fig. 10) odpowiada strefie, gdzie silnie działa fala o typie przyboju, która ustawia otoczki płaszczyzną *ab* w kierunku od lądu. Pozostałe diagramy reprezentowałyby strefy oddziaływania fali napływającej ku brzegowi (nachylenie płaszczyzn *ab* ku północy) oraz działania fali powrotnej, względnie prądów przydennych, które powodowały odwrotną orientację otoczeków. Najogólniej rzecz biorąc, analiza orientacji pozwala na stwierdzenie, że badane zlepieńce tworzyły się w środowisku płytkomorskim, gdzie dominującym czynnikiem ruchu wody było falowanie, a nie prądy litoralne

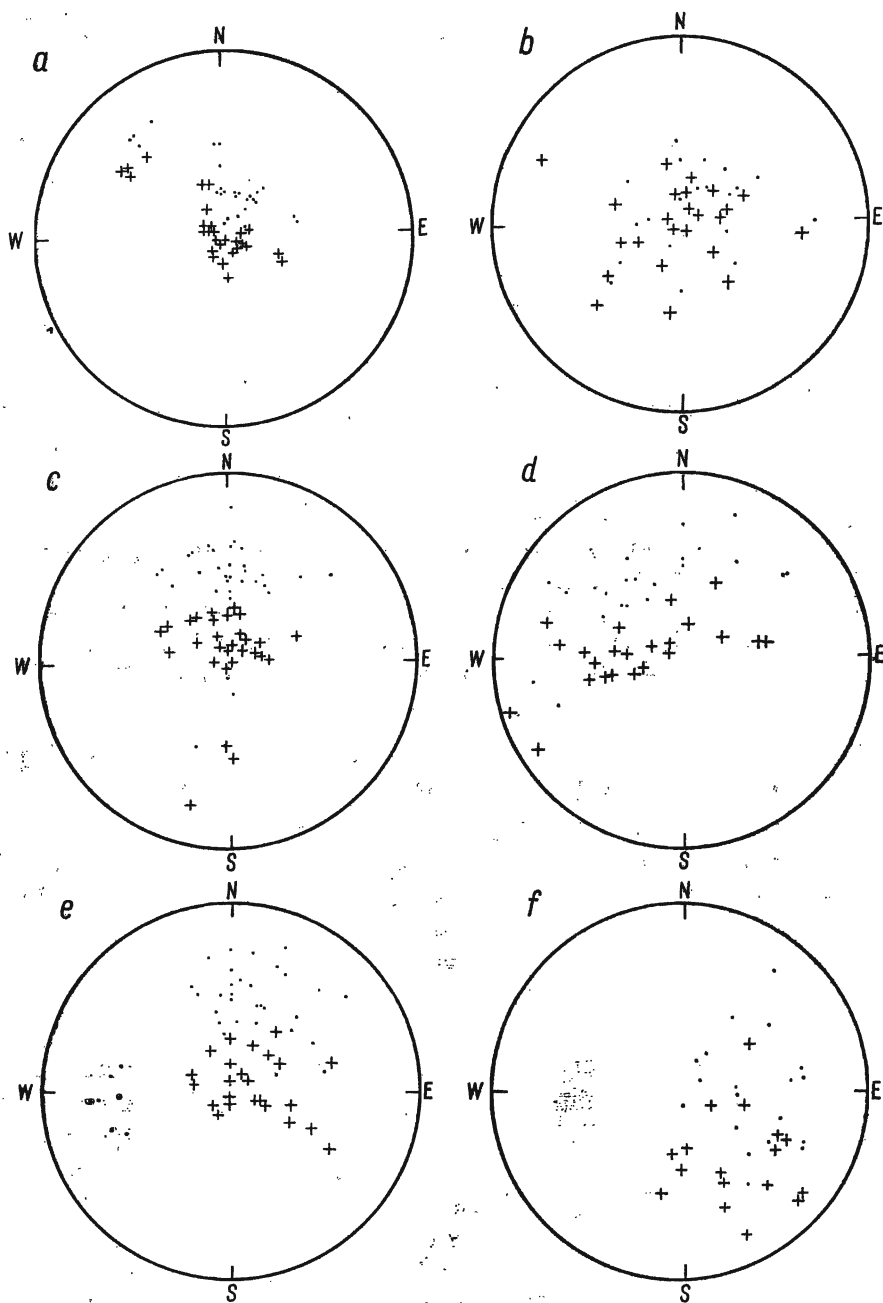


Fig. 10

o stałym kierunku działania, ani też prądy wywołane spływem wód rzecznych do zbiornika morskiego.

Orientacja otoczków w Jarońcu (f na fig. 10) jest jedynym przypadkiem, w którym można podejrzewać, że istniał transport materiału z kierunku południowo-wschodniego.

Zlepiénce spągowe

Zlepiénce spągowe różnią się sposobem wykształcenia w różnych częściach Tatr. Różnice te wywołane zostały budową podłoża, a co zatem idzie, także odmiennym typem wybrzeża w momencie transgresji, kiedy to tworzyły się zlepiénce podstawowe. Analiza tych osadów oparta zostaje na obserwacjach w strefach występowania zlepiénców o większej miąższości. Obszary te zostaną omówione kolejno od wschodu ku zachodowi.

Wysoki Regiel (fig. 11). — Zlepiénce mają tu miąższość rzędu kilku metrów. Zbudowany jest z nich ciąg skałek tworzących od południa stromą ścianę w szczytowej części Wysokiego Regla, gdzie osiągają miąższość maksymalną kilkunastu metrów. Zlepiénce na szczycie Wysokiego Regla spoczywają na marglach kredowych, jednak bezpośredni kontakt nie jest odsłonięty. U podstawy składają się z kanciastych bloków dochodzących do metra średnicy. Są to okruchy margli kredowych, dolomity środkowego triasu, kwarcyty i ciemne wapienie liasowe oraz wapienie murzańskie z rogowcami. W dolnej części zlepiénca okruchy margli kredowych często mają charakter kanciastych fragmentów porozrywanych ławic bez śladów wyraźnej obróbki przy transporcie. Stosunkowo najlepiej

Fig. 10

Diagramy orientacji otoczków płaskich w zlepiénkach. Punkty wyznaczają wychodnie normalnych do płaszczyzn *ab* otoczków, na górnej półkuli siatki równopowierzchniowej, krzyżyki — te same punkty po rotacji wokół linii biegu ławicy o kąt równy upadowi

a zlepiéniec dolny z Doliny Olczyńskiej, *b* zlepiéniec górny z Doliny Olczyńskiej, *c* zlepiéniec dolny w kamieniołomie w Suchej Dolince, *d* zlepiéniec dolny na Wysokim Reglu, *e* czerwony zlepiéniec z Hrubego Regla, *f* szary zlepiéniec z Jarońca

Orientation diagrams of flat pebbles in conglomerates. Distribution of *c* axes of pebbles on the upper hemisphere of an equalarea net, crosses — the same points after rotation over the strike of layer of an angle equal to dip

a lower conglomerate from the Olczyńska Valley, *b* upper conglomerate from the same locality, *c* lower conglomerate in a quarry in the Sucha Valley, *d* lower conglomerate at Mt. Wysoki Regiel, *e* red conglomerate at Mt. Hruby Regiel, *f* gray conglomerate at Jaroniec

obtoczone są dolomity triasowe. W niewielkiej ilości reprezentowane są kwarcyty liasowe, które mają najwyższy stopień obtoczenia w obrębie reprezentowanych tu typów litologicznych. Miejscami w zlepieńcu występują ławice o frakcji piaskowej. Znalezionej zostało jednak kilka otoczków pochodzących niewątpliwie z podobnych ławic, co wskazuje na niszczenie ich już w trakcie sedymentacji wyższych ogniw zlepieńca. Miąższość zlepieńca ku zachodowi stopniowo się zmniejsza, co łączy się

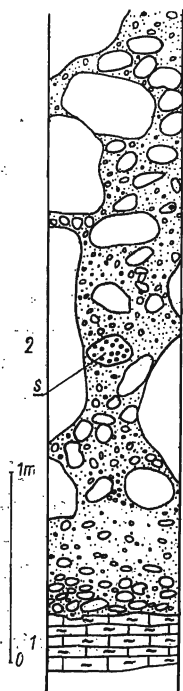


Fig. 11

Fragment profilu zlepieńca (głazowisko allochtoniczne) z Wysokiego Regla

1 podłoże eocenu (margle i wapienie kredowe), 2 zlepieńce (s otoczaki z wydrążeniami *Lithophaga* sp.)

Fragment of a profile of the conglomerate (allochthonous boulder mass) at Mt. Wysoki Regiel

1 substratum of the Eocene (Cretaceous marls and limestones), 2 conglomerates (s pebbles bored by *Lithophaga* sp.)

też ze zmniejszaniem się średnic otoczków. Ku wschodowi zlepieńce zanikają szybciej i zastąpione zostają przez fację eocenu drobnozlepieńcowego charakterystycznego dla strefy, gdzie w podłożu występują wapienie murańskie. W centralnej części odsłoneńc znajdują się pojedyncze otoczki noszące ślady działania skałotoczy, najprawdopodobniej małżów. Wydrążenia występują na wszystkich powierzchniach otoczków, co wskazuje, że otoczki były przemieszczane w trakcie, gdy osiedlały się na nich skałotocze. Otoczki są tutaj względnie dobrze obtoczone, a ujścia wydrążeń są częściowo zabradowane.

Jak widać z przedstawionych danych, zlepieńce z Wysokiego Regla tworzą rodzaj soczewki, która wyklinowuje się wzdłuż wychodni ku wschodowi i ku zachodowi. Osad, składający się z materiału różnego pod względem składu, wielkości i stopnia obtoczenia, powstał przez nagromadzenie okruchów i otoczków pochodzących z różnych stref brzego-

wych, znajdujących się w różnej odległości od miejsca ostatecznej depozycji. Można go zatem określić jako gładowisko allochtoniczne (por. Radwański 1969), czyli osad, który został wyniesiony ze strefy brzegowej o charakterze klifowym w kierunku morza, w formie podłużnego nasypu. Obecne odsłonięcia są mniej więcej poprzecznym przekrojem w stosunku do pierwotnej rozciągłości tego nasypu.

Dolina Suchej Wody. — Zlepieńce są tu odsłonięte w niewielkiej odkrywce na wschodnim zboczu Doliny Suchej Wody oraz w korycie potoku (pl. V, fig. 1). Na zboczu doliny są to masywne wapienie nie wyselekcjonowane, bez śladów uławicenia i spoczywające na nierównej powierzchni ciemnych wapieni liasowych. Składają się one z nie obtoczonych lub słabo obtoczonych bloków wapieni liasowych. Towarzyszą im nieliczne, lepiej obtoczone fragmenty jasnych kwarcytów liasowych. W korycie potoku widocznych jest kilka ławic zlepieńców polimiktycznych składających się z materiału o średnicy od kilku do kilkunastu centymetrów, znacznie lepiej obtoczonego niż w poprzedniej odkrywce. Uławicenie jest tu wyraźne, a w obrębie ławic widoczne są zarysy warstwowania. Niektóre ławice mają tendencję do zmiany miąższości, a nawet do wyklinowywania się. Zjawisku temu też często towarzyszy występowanie niewyraźnych zarysów warstwowania skośnego. W obrębie ławic zlepieńców występują przewarstwienia czarnego glonowego wapienia (pl. V, fig. 2). Podobnego charakteru są też powłoki na niektórych otoczakach (pl. VI, fig. 1 i 2). Pod względem składu litologicznego zlepieńiec ten jest znacznie bardziej urozmaicony niż występujący na zboczu doliny. Obok otoczaków wapieni liasowych występują tu także otoczaki różnego typu skał triasowych, głównie dolomitów. Spotyka się także jasne kwarcyty liasu, a także dobrze obtoczone kwarcze żyłowe.

Sucha Dolinka. — Kontakt zlepieńców z podłożem nie jest tu widoczny, ale na podstawie obserwacji na stokach Kopiańca, oraz w kierunku zachodnim w stronę Jaszczurówki, można sądzić, że odsłonięte w kamieniołomie zlepieńce są najniższym ogniwem eocenu — można je zatem traktować jako zlepieńce spagowe. Zlepieńce te (fig. 12) składają się z materiału stosunkowo drobnego — przeważają otoczaki o wymiarach centymetrowych, rzadsze zaś są kilkunastocentymetrowe. Wszystkie otoczaki są stosunkowo dobrze obtoczone. Wyróżnić można wśród nich dwie kategorie: otoczaki wyjątkowo dobrze obtoczone i wyraźnie gorzej obtoczone, przy czym podział ten nie całkiem pokrywa się ze zróżnicowaniem litologicznym. Zdecydowanie dobrze obtoczone są kwarcze i niektóre kwarcyty liasowe. Natomiast wśród dolomitów spotyka się fragmenty identycznych skał o różnym stopniu obtoczenia, co wskazuje, że materiał ten przechodził różne cykle obróbki przed ostateczną sedymentacją. Rozważane zlepieńce są wyraźnie uławicone, a ławice osiągają miąższość niekiedy do 1 metra. Ławice zlepieńców są przeławicone ławicami pias-

kowców, a granice między nimi są często ostre (pl. VII). W kilku ławicach zlepieńca widoczne jest warstwowanie poziome, wyrażone naprzemianległym występowaniem warstw o różnej frakcji. Spotyka się też niezbyt wyraźne zarysy warstwowań skośnych, z orientacją warstwek skośnych ku północy. Kilka ławic wykazuje tendencję do zmiany miąższości, a nawet wyklinowywania się w obrębie wyrobiska kamieniołomu, co powoduje dość dużą zmienność następstwa ławic. Skład zlepieńca jest dość urozmaicony. Przeważają w nim różne odmiany dolomitów i wapieni triasowych, a występują także kwarcyty liasowe, i czerwone żelaziste piaskowce pochodzące z górnego lub dolnego triasu. Znaleziono zostały też otoczaki kwarców oraz nieliczne okruchy czarnych egzotycznych skał krzemionkowych.

W centralnej części kamieniołomu występuje soczewka mułowca zawierająca szczątki flory lądowej (Sokołowski 1959), które są ułożone w płaszczyźnie warstw. Obecność tego typu osadu rzuca pewne światło na mechanizm powstawania zlepieńców. Mułowce z florą mogły osadzić się tylko w środowisku wody spokojnej i stojącej. Otaczające je ławice zlepieńców powstać mogły jedynie w środowisku o odpowiedniej energii ruchu wody, umożliwiającej transport materiału. Osad składa się też z naprzemianległych ławic zlepieńców i piaskowców, często oddzielonych wyraźnymi granicami, istniała tu zatem swoista rytmika sedymentacji, która polegała na kolejnej dostawie materiału zwirowego, przy większej energii transportu, i piaszczystego przy energii mniejszej. Ławica mułowców z florą zaznacza jakiś okres zupełnego zastoju ruchu wody na dość ograniczonej przestrzeni dna. Takie warunki sedymentacji panować mogły na powierzchni dna dość rozległej platformy akumulacyjnej, w pewnej odległości od linii brzegowej. Charakter sedymentacji regulowało tu falowanie oraz przybrzeżne prądy litoralne.

Dolina Olczyska. — Dolny zlepieniec spoczywa na dolomitach anizyku. W najniższej części składa się wyłącznie z materiału z podłoża, ku górze skład staje się bardziej polimiktyczny. Tworzy on nieregularne ławice o niezbyt równych powierzchniach stropowych i spągowych, i zmien-

Fig. 12

Profil zlepieńców spągowych w kamieniołomie w Suchej Dolince

- 1 zlepienie, 2 piaskowce, 3 piaskowce skośnie warstwowane, 4 piaskowce organogeniczne z numulitami, 5 glony wapienne, 6 małże gruboskorupowe

Profile of the bottom conglomerates in the quarry in the Sucha Valley

- 1 conglomerates, 2 sandstones, 3 cross-bedded sandstones, 4 organogenic sandstones with nummulites, 5 calcareous algae, 6 thick-shelled pelecypods

nej miąższości. Wielkość otoczków jest zmienna. W odsłonięciu po lewej stronie potoku materiał jest nieco drobniejszy niż po prawej. Stopień obtoczenia jest u podstawy bardzo niski. — zlepieniec sprawia tu wrażenie brekcji powstałej ze scementowania piargu. Ku górze, wraz z pojawianiem się składników nie występujących w bezpośrednim podłożu, stopień obtoczenia wzrasta. Pojawiają się tutaj inne odmiany dolomitów triasowych oraz jasne kwarcyty. Ku górze zlepieniec przechodzi w piaskowiec dolomitowy, choć w profilu lewego zbocza pojawiają się kilkakrotnie ławice zlepieńców.

Regle zakopiańskie. — Na odcinku wychodni eocenu, pomiędzy Doliną Bystrego i Doliną Małej Łąki, zlepieniec nie odgrywa istotnej roli. Występuje jednak mniej lub więcej regularnie we wszystkich profilach. Większą miąższość osiągają na zachodnim zboczu Doliny Bystrego, przy ścieżce pod regłami (fig. 6b). Brak ich czasem zupełnie w niektórych punktach w kamieniołomach Pod Capkami. Dalej ku wschodowi, począwszy od Doliny Białego, zlepieniec występuje cienką i dość regularną warstwą, a skład ich dość ściśle zależy od litologii podłoża. Pewien wzrost miąższości zlepieńca spagowego widoczny jest w obrębie izolowanego płatu eocenu występującego na wschodnim zboczu Doliny Małej Łąki (fig. 8h).

Począwszy od Doliny Małej Łąki ku zachodowi, osady zlepieńcowe są bardzo obficie rozwinięte. Maksimum miąższości przypada na Hrubby Regiel, gdzie w niektórych przekrojach osiągają miąższość około stu metrów. Strefa dużych miąższości ciągnie się aż poza Dolinę Lejową. Właśnie w tym rejonie wyróżnione zostały (Uhlig 1898, Wyczółkowski 1956, Sokołowski 1959) dwa odrębne typy zlepieńców w oparciu o ich barwę, wynikającą z charakteru spoiwa: zlepieniec spagowe, czerwone, o spoiwie węglanowo-żelazistym, oraz występujące wyżej zlepieniec szare o spoiwie węglanowym. Większość autorów podkreśla, że między tymi dwoma odmianami występuje ostra granica. J. Wyczółkowski (1956) stwierdził ponadto dość istotne różnice w składzie litologicznym i strukturze obu odmian zlepieńca. Wydaje się, że między zlepieńcem czerwonym i szarym istnieją jednak stopniowe przejścia, co więcej — znane są soczewki zlepieńców czerwonych w szarych i odwrotnie.

Czerwony zlepieniec pomiędzy Doliną Małej Łąki i Doliną Lejową. — Występuje on z reguły jako najniższe ogniwo eocenu bezpośrednio na podłożu reglowym, które w omawianym regionie zbudowane jest ze skał liasów choczańskich, kredy krzyżniańskiej, lokalnie retyku, a począwszy od Doliny Lejowej środkowego triasu choczańskiego reprezentowanego głównie przez dolomity. Budowa podłoża wywiera wyraźny wpływ na skład litologiczny zlepieńca.

Niewiele jest odsłoneń, w których można by zaobserwować stosu-

nek czerwonego zlepieńca do podłoża. Jedynie w rejonie Hrubego Regła w kilku punktach na zboczach nachylonych w kierunku Doliny Kiościeliskiej, na skałkach liasowych, taki kontakt jest widoczny. Na wapieniach krynooidowych i wapieniach z rogowcami liasu choczańskiego silnie impregnowanych tlenkami żelaza, strzaskanych tektonicznie i nie wykazujących wyraźnego uławicenia, spoczywa tam osad składający się z okruchów tych samych skał. Ze względu na silne strzaskanie tektoniczne trudno jest często ustalić, gdzie kończy się lias i zaczyna się zlepieniec eoceni. Dopiero w odległości kilku metrów od wspomnianej strefy można zaobserwować w zlepieńcu słabe zarysy uławicenia. Dodać można, że w obrębie niewątpliwych skał liasowych pojawiają się brekcje tektoniczne, które podobne są do najniższych ogniw zlepieńca. W górnej części Staników Żlebu czerwony zlepieniec spoczywa na liasie nierówną granicą. W wapieniach liasu widoczne są wyraźne zagłębienia o genezie krasowej wypełnione brekcją o spoiwie żelazistym, bardzo podobną do najwyższych ogniw czerwonego zlepieńca. Czerwony zlepieniec wykazuje zmienność w profilu pionowym i po rozciągłości. Zmiany te wyrażają się w składzie litologicznym, wielkości okruchów oraz w ułożeniu materiału. Zmienność po rozciągłości wynika głównie ze zmiany składu w związku z budową podłoża, na którym zlepieniec powstawał. Ku górze stopień obtoczenia wzrasta, maleje zaś średnica materiału i następuje pewne ujednoczenie składu okruchów — uniezależnienie składu od budowy bezpośredniego podłoża.

Pochodzenie czerwonej barwy zlepieńca. — Czerwone zabarwienie spoiwa zlepieńca interpretowane było przeważnie jako wynik wietrzenia jego składników w środowisku lądowym, a co za tym idzie, czerwony zlepieniec uznany został za utwór kontynentalny (Wyczółkowski 1956). Rozpatrując charakter czerwonych zlepieńców na terenie całych Tatr, a także w obszarach sąsiednich, np. w Pucowie na Orawie (por. Andrusow 1965), stwierdzić można, że występują one zazwyczaj tam, gdzie w bezpośrednim sąsiedztwie, najczęściej wprost w podłożu, znajdują się skały pierwotnie żelaziste. W rejonie Hrubego Regła są to wapienie liasowe o czerwonym zabarwieniu, w niektórych strefach dość silnie przepojone hematytem; ponadto występują tu skały górnego triasu, żelaziste piaskowce, oraz mułowcowe łupki. Na zachód od Hrubego Regła lias choczański występuje w niewielkich strzępach, a miąższość czerwonych zlepieńców zmniejsza się w tym kierunku. W izolowanym płacie eocenu na Rusinowej Polanie, gdzie także występuje czerwony zlepieniec, widać, że barwę nadają mu otoczaki wapieni bulastych oraz fragmenty mułowców i łupków żelazistych pochodzących zapewne z górnego triasu.

Rozpatrując poszczególne otoczaki w omawianym zlepieńcu stwierdzić można, że na ogół nie mają one silniej zaczerwienionej zewnętrznej strefy, co powinno nastąpić w przypadku, gdyby ulegały one wietrzeniu krasowemu na powierzchni łądu. Czerwone zabarwienie wnika wprawdzie czasem w okruchy żółtych dolomitów triasowych, ale wiąże się to zazwyczaj z drobnymi szczelinkami. Poza tym otoczaki są powleczone z wierzchu żelazistym spoiwem, co nadaje barwę całemu osadowi. Ciekawe, że nawet niektóre otoczaki wapieni, zawierające rozproszone kryształki pirytu, zawierają go w stanie nie zmienionym blisko swej powierzchni.

Obserwacje powyższe skłaniają do przypuszczenia, że czerwona barwa zle-

pieńca jest w pierwszym rzędzie wywołana obecnością tlenków żelaza w skałach, z których zlepieniec powstał. Spoiwo, mające najczęściej charakter kontaktowy, składa się z materiału piaszczystego, ilastego, tlenków żelaza i węgla wapnia. Powstało ono z rozmywania skał o typie łupków górnego triasu, a także z wietrzenia żelazistych wapieni, głównie liasowych. W ten sposób czynnik klimatyczny nie musiał wcale odgrywać istotnej roli w powstawaniu zabarwienia zlepieńca, i nie ma istotnych podstaw do jednoznacznego stwierdzenia, że czerwony zlepieniec jest osadem w całości utworzonym na powierzchni lądu.

Biorąc pod uwagę wszystkie z wymienionych cech czerwonego zlepieńca można przyjąć, że tylko najniższe części tego osadu z Hrubego Regła, występujące na nierównym skrasowiałym podłożu, mogą reprezentować zwietrzelinę lądową, która nie uległa przerobieniu i redepozycji w środowisku morskim. Wyższa część zlepieńców, charakteryzująca się mniej lub bardziej wyraźnym uławiceniem, jest osadem transportowanym i złożonym ostatecznie w zbiorniku morskim.

Szary zlepieniec pomiędzy Doliną Małej Łąki i Molkówką. — Zlepieniec czerwony w tym rejonie przykryty jest przez zlepieniec szary, który obok barwy spoiwa różni się od czerwonego mniejszymi rozmiarami otoczków, wyższym przeciętnie stopniem obtoczenia, oraz składem. W przeciwieństwie do zlepieńca czerwonego, przewagę mają tutaj otoczki różnego typu dolomitów pochodzące ze środkowego triasu jednostek reglowych. Szary zlepieniec stopniowo przechodzi w piaskowiec dolomitowy, np. w Staników Żlebie (por. fig. 14), na zboczach Doliny Kościeliskiej (fig. 9a), w Jarońcu, Dolinie Lejowej, na Molkówce (fig. 9b) i dalej ku zachodowi w kolejnych profilach aż po Dolinę Bobrowiecką. Biorąc pod uwagę wymienione cechy szarego zlepieńca można stwierdzić, że jego powstanie było kontynuacją sedymentacji czerwonego zlepieńca przy povolnej zmianie środowiska i sposobu gromadzenia się osadu. Zlepieniec ten powstawał w strefie przybrzeżnej z materiału przytransportowanego od linii brzegowej. Transport mógł czasem odbywać się tutaj także wzdłuż linii brzegowej, lub skośnie do niej, jak wskazuje orientacja otoczków płaskich w Jarońcu. Pewną rolę przy gromadzeniu osadów odgrywały prądy, jak na to wskazuje obecność warstwowań skośnych w ławicach zlepieńca pomiędzy Jarońcem i Doliną Lejową. Dalszy rozwój transgresji doprowadził do ciągłego przejścia od sedymentacji szarych zlepieńców do piaskowców dolomitowych.

Na zachód od Doliny Chochołowskiej występuje w spągu zlepieniec składający się wyłącznie z okruchów dolomitów chochańskich, takich samych, jak występujące w podłożu zlepieńca. Miejscami zlepieniec ten przechodzi w słabo uławiconą brekcję, która otula skałki dolomitowe. Zlepieniec ten jest, podobnie jak zlepieniec spągowy z Olczyskiej, przykładem osadu powstałego ze scementowania zwietrzelin bez większego ich przemieszczenia przez czynniki transportowe.

Zlepieńce górne

Zlepieńce górne na obszarze Tatr Polskich znane są z Suchej Dolinki, Doliny Olczyńskiej (pl. III, fig. 2), oraz z Cappek. We wszystkich wymienionych stanowiskach zlepieńce górne reprezentują najwyższe ogniwa eocenu numulitowego (por. Bieda 1963). Z reguły powyżej ławic zlepieńcowych pojawia się kilka ławic o charakterze piaskowców dolomitowych, po których następują już łupki fliszowe. Można zatem ogólnie stwierdzić, że górne zlepieńce stanowią jeden z ostatnich aktów sedymentacji eocenu numulitowego, po którym następuje zmiana sedymentacji na typ fliszowy, reprezentowany przez warstwy zakopiańskie.

Rozpatrując skład litologiczny omawianych górnych zlepieńców, można stwierdzić, że nie różnią się one w sposób istotny od zlepieńców dolnych występujących w spągu tych samych profilów. Zawierają one podobny zestaw materiału jak ławice zlepieńców spągowych położone w pewnej niewielkiej odległości od podłoża. Przeważa w nich materiał występujący w danym rejonie w podłożu eocenu, towarzyszą otoczalki jasnych kwarcytów liasowych, identyczne jak w zlepieńcach spągowych. Elementem nowym są otoczalki pochodzące z eocenu często zawierające duże otwornice. Ilość tych otoczaków jest jednak niewielka i nie stanowią one elementu skałotwórczego. Materiał jest trochę lepiej obtoczony, niż w zlepieńcu spągowym. Na Capkach ławice górnego zlepieńca tworzą fałd utworzony w wyniku osuwiska podmorskiego.

Z przedstawionych faktów wynika, że górne zlepieńce w Suchej Dolince, w Dolinie Olczyńskiej i na Capkach utworzone zostały z redepozycji żwiru tworzącego się w strefie przybrzeżnej. Materiał ten pochodził ze strefy położonej na południe od obecnych wychodni zlepieńców spągowych w tych profilach, jednak ze strefy o takiej samej budowie podłoża, jak wskazuje skład litologiczny podobny do składu zlepieńców spągowych. Obecne odkrywki omawianych górnych zlepieńców są przekrojami poprzecznymi podłużnych nasypów żwirowych, jakie językami w pewnych punktach rozciągały się od linii brzegowej ku morzu. Taka interpretacja tłumaczy sporadyczne występowanie odkrywek górnych zlepieńców. Złożony w językowatych nasypach materiał znajdował się w strefie oddziaływania falowania, co powodowało niekiedy orientację otoczaków płaskich (np. Dolina Olczyńska).

Zgodnie z definicją, zlepieńce z Tatr Bielskich zaliczyć trzeba do zlepieńców górnych, gdyż poniżej nich występuje zespół osadów (por. fig. 5) zawierających numulity IV podpoziomu (Bieda *in* Passendorfer 1959). Charakter tych zlepieńców przedstawia profil wykonany na zboczu na północ od szosy koło Bachledowej Doliny (fig. 13). Podobny zresztą charakter mają zlepieńce widoczne w skałkach na południowych stokach Tokarni (pl. I). Nieco innego typu są zlepieńce w linii przekroju wzdłuż

szosy do Zdziaru (por. profil *in* Passendorfer & Roniewicz 1963); różnica polega głównie na obecności dużych bloków łupków ilastych pochodzących z osadów eoceńskich o typie zilustrowanym na profilu (fig. 5).

Uogólniając zebrane obserwacje, można wyróżnić szereg cech charakteryzujących górne zlepienie z obszaru Tatr Bielskich. We wszystkich odsłonięciach zlepienie tworzą tam ławice, które różnią się od siebie

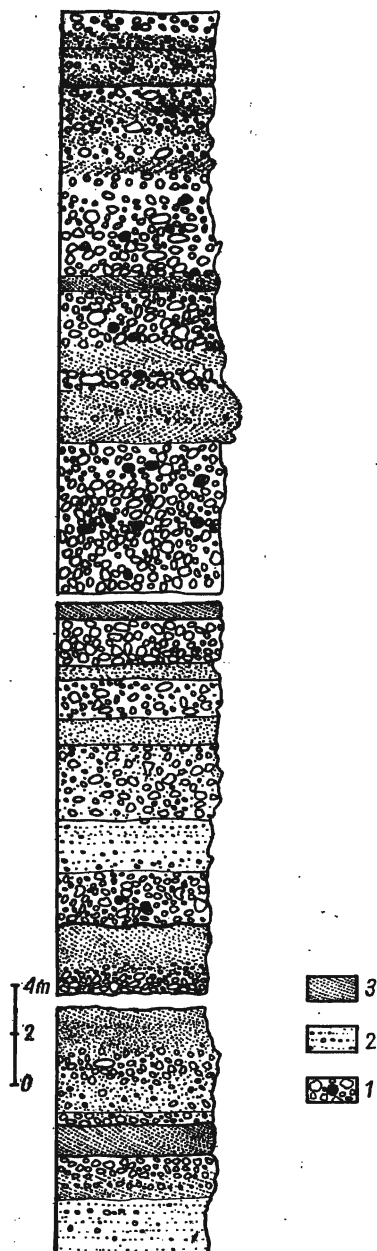


Fig. 13

Fragment profilu górnego zlepienia z rejonu Bachledowej Doliny w Tatrach Bielskich

1 zlepienie (zaczernione — otoczaki egzotyczne), 2 piaskowce zlepieniowate, 3 piaskowce skośnie warstwowane

Fragment of a profile of the upper conglomerate from the area of the Bachledowa Valley in the Bielskie Tatras

1 conglomerates (shaded — exotic pebbles), 2 conglomeratic sandstones, 3 cross-bedded sandstones

wielkością materiału. Selekcja pod względem wielkości jest lepsza na Tokarni i w rejonie (Bachledowej Doliny. W odsłonięciach przy szosie niektóre ławice zawierają natomiast bloki łupków o wymiarach do 3 m. Ławice zlepieńców przedzielone są osadem drobniejszym, piaskowcami, czasem z domieszkami grubszej frakcji. Ławice te z reguły są skośnie warstwowane, a nachylenie warstwek skośnych wskazuje na transport materiału z południa, od Tatr. Na powierzchni kilku ławic zanotowano występowanie zmarszczek przetworzonych. Otoczaki w ławicach zlepieńca nie wykazują wyraźnej orientacji i w większości ułożone są bezładnie. W kilku przypadkach nawet ułożenie ma charakter wyjątkowo bezładny, co w połączeniu z brakiem selekcji stwarza wrażenie, że transport odbył się tu szybko i w jednym etapie, na zasadzie zsuwu lub gwałtownego namycia.

Przedstawione cechy strukturalne wskazują na istnienie w obrębie serii zlepieńcowej rytmiki sedymentacyjnej, czy może nawet pewnej cykliczności wywołanej rytmicznie zmieniającymi się siłami transportu. Ogólnie trzeba stwierdzić, że we wszystkich ławicach zlepieńce mają charakter wybitnie polimiktyczny. Dominują otoczaki dolomitów triasowych, a obok nich występują kwarcytoczne i żelaziste piaskowce oraz okruchy mułowców, pochodzące zapewne z werfenu. Wapienie ciemne, z licznymi przekrojami brachiopodów, reprezentują retyk. Okruchy i otoczaki wapieni krynooidowych wiązać należy z liasem. Różne odmiany wapieni oraz radiolarytów czerwonych i zielonkawych pochodzą z malmu. Wapienie organogeniczne zawierające m.in. przekroje gruboskorupowych małżów znajdują odpowiedniki wśród wapieni murańskich.

Jak widać, w składzie otoczaków w zlepieńcach górnych reprezentowane są praktycznie wszystkie ogniwa stratygraficzne mezozoiku Tatr Bielskich. Nie prowadzono ścisłej analizy składu kolejnych ławic, tym niemniej na podstawie wyrywkowych analiz można stwierdzić, że w większości ławic inwentarz otoczaków jest podobny, zmienne mogą być natomiast wzajemne proporcje składników.

Fakty powyższe wskazują, że materiał zlepieńców górnych gromadzony był ze znacznego obszaru, na którym odsłaniały się wychodnie serii reglowych Tatr Bielskich. Jest to cecha w sposób istotny różniąca zlepieńce tego regionu od większości zlepieńców dolnych, a także od górnych zlepieńców z okolic Zakopanego.

Sądząc z charakteru otoczaków, stopnia obtoczenia i ich wielkości, przyjąć można, że większość materiału mogła powstać na lądzie jako zwietrzelina, która następnie została przetransportowana do morza. Niektóre jednak bloki wapieni murańskich, dolomitów, a także fragmenty ławic łupków eocieńskich, ze względu na wymiary i brak obtoczenia, nie można zaliczyć do zwietrzelin. Musiały one powstać pod wpływem silnej abrazji lub obrywów w strefie brzegowej. Intensywność tych zjawisk

nasuwa przypuszczenie, że w górnym eocenie powstawały tu dyslokacje nieciągłe. Dyslokacyjnie wyniesione strefy brzegowe i obszary dna pokryte zdiagenezowanymi osadami starszego eocenu były intensywnie niszczone (Passendorfer 1958). Materiał ten dostawał się do osadów widocznych w dzisiejszych odsłonięciach. Echem tych zjawisk w rejonie Żalko-panego jest wzrost ilości materiału okruchowego i energii transportu, co doprowadziło do lokalnego powstania zlepieńców górnych w Jaszczurówce, Dolinie Olczyskiej i na Capkach.

Piaskowce

W obrębie różnorodnych skał okruchowych niepoślednią rolę odgrywają tzw. dolomity detrytyczne (Tokarski & Oberc 1953), określane także jako piaskowce dolomitowe (Wyczółkowski 1956). Skały takie występują we wszystkich rejonach odsłoneń, przy czym różnią się często składem i wielkością ziaren a nawet położeniem w profilach. W kamieniołomie Pod Capkami reprezentują one np. najniższe ogniwa eocenu numulitowego (fig. 7), a w Dolinie Kościeliskiej spoczywają ponad zlepieńcami spagowymi (fig. 9a) i reprezentują II i III podpoziom numulitowy (Bieda 1963). Wśród składników bardziej gruboziarnistych odmian piaskowców rozpoznać można różne skały pochodzące z jednostek reglowych, przy czym dominują ziarna rozmaitych dolomitów i wapieni dolomitycznych pochodzących ze środkowego triasu (pl. IX). Składniki te reprezentują niewątpliwie typowy przykład „*recycled dolomite grains*” (por. Friedman & Sanders 1967). W niektórych strefach odsłoneń piaskowce składają się z drobnych okruchów innych skał, np. wapieni murańskich (pl. X, fig. 1), lub margli liasowych. Najbardziej rozpowszechnione są jednak piaskowce, w których zdecydowanie przeważają ziarna dolomitowe, a tylko jako domieszki występują drobne okruchy innych skał węglanowych, ziarna kwarcu, nieliczne łuski muskowitu oraz materiał organodetrytyczny.

Charakter piaskowców dolomitowych poznać można najlepiej analizując profil w kamieniołomie Pod Capkami (fig. 7) bądź cały rejon położony od Doliny Małej Łąki ku zachodowi. Największą miąższość piaskowce te osiągają na Hrubym Reglu, np. w profilu Staników Żlebu (fig. 14). Te same ogniwa odsłonięte są w Dolinie Kościeliskiej i dalej w Jarońcu i Dolinie Lejowej. Rozprzestrzenienie ich jest w ogólnych zarysach przedstawione na arkuszach Hrubý Regiel i Furkaska mapy w skali 1 : 10 000. Widać tam, że miąższość piaskowców stopniowo zmniejsza się od Hrubego Regla ku zachodowi, choć występują one aż po Dolinę Bobrowiecką. Dobre ich odsłonięcia w żlebie położonym na wschód od Doliny pod Turkiem ukazują podobny charakter osadu jak na Hrubym Reglu i w Dolinie Kościeliskiej.

Piaskowce dolomitowe w omawianych rejonach występują ponad szarymi zlepieńcami, przy czym przejście między nimi jest stopniowe. W górnej części zlepieńców przybywa stopniowo materiału piaszczystego w obrębie spoiwa, a w pewnym momencie otoczki zaczynają pływać w drobnoziarnistym tle. Jeszcze wyżej grubszy materiał pojawia się tylko

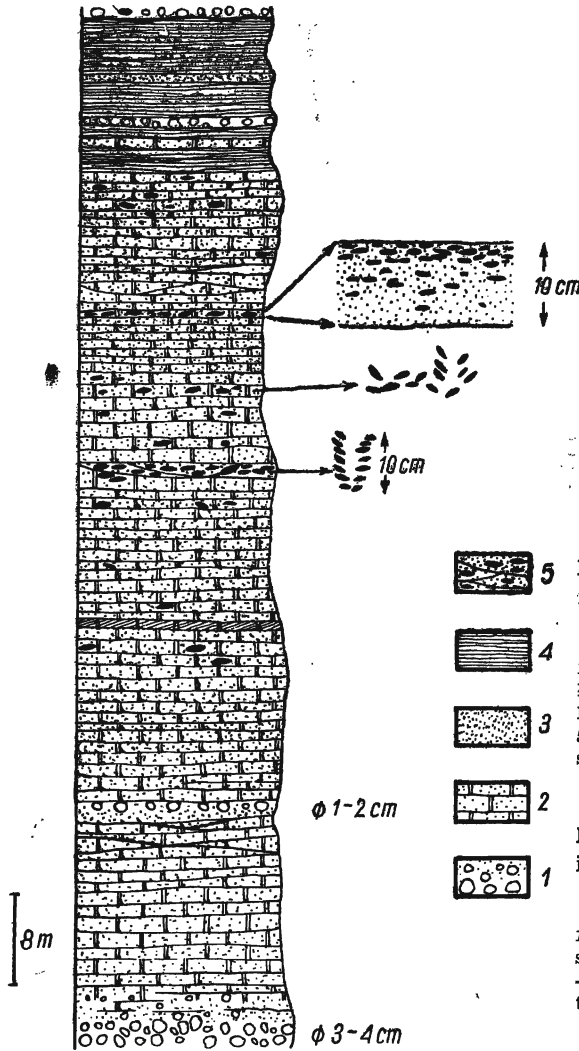


Fig. 14

- 5 Profil piaskowców dolomitowych ze Stanilków Półoku na Hrubym Reglu
- 4 1 szare zlepieńce, 2 piaskowce i mułowce dolomitowe, 3 piaskowce dolomitowo-kwarcowe, 4 łupki ilaste, 5 piaskowce dolomitowe przepelnione skorupkami dużych otwornic, skośnie warstwowane
- 2 Profile of the detrital dolomites in the Stanilków stream at Mt. Hruby Regiel
- 1 1 gray conglomerates, 2 dolomitic sandstones and siltstones, 3 quartz-dolomite sandstones, 4 shales, 5 detrital dolomites abundant in large forams, cross-bedded

w postaci smug i przewarstwień. W poziomie tym występują dość często warstwowania skośne widoczne między innymi na południowym stoku pod szczytem Hrubego Regla (fig. 15), w ławicach o sumarycznej miąższości około 3 metrów.

W miarę oddalania się od spągu ziarno piaskowca staje się stopniowo coraz drobniejsze, choć kilkakrotnie pojawiają się jeszcze ławice

o grubszym ziarnie, a nawet przewarstwienia zlepieńca. Przewarstwień tego typu jest znacznie więcej w tych rejonach, gdzie miąższość piaskowców dolomitowych jest mała.

Piaskowce dolomitowe z Hrubego Regła w dolnej części profilu mają ławice o miąższości przekraczającej 0,5 m, ku górze zaś miąższość ławic stopniowo się zmniejsza. Pierwsze duże otwornice pojawiają się mniej więcej w połowie miąższości całego zespołu. Otwornice zrazu występują pojedynczo, po czym stopniowo ich jest coraz więcej aż do nagromadzeń masowych w ławicach typu „jarzec”, gdzie skorupki stanowią

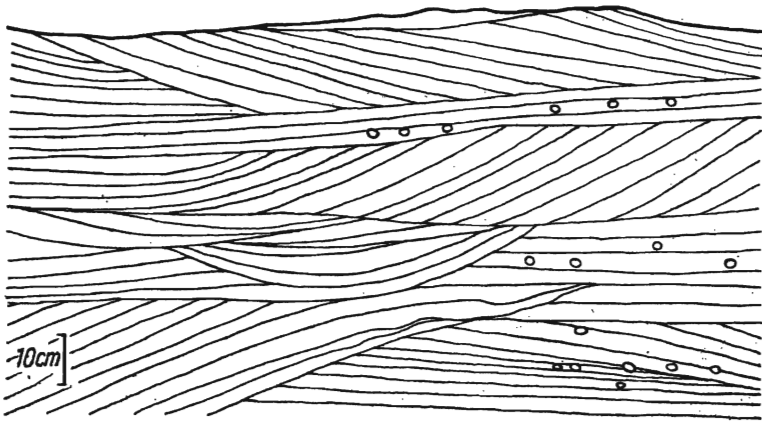


Fig. 15

Schematyczny szkic warstwowania skośnego w piaskowcach dolomitowych na Hrubym Reglu

Schematic sketch of cross-bedding in the detrital dolomites at Mt. Hruby Regiel

większość materiału skałotwórczego. Na uwagę zasługuje ławica, w której obserwuje się wyraźny stopniowy wzrost ilości otwornic ku stropowi (por. fig. 14). Nagromadzenie to powstało zapewne dzięki usuwaniu przez prąd materiału piaszczystego, przy czym prąd był na tyle słaby, że nie przemieszczał samych skorupek, a prowadził jedynie do ich kondensacji. W obrębie niektórych ławic przepelniczonych numulitami widoczne jest słabo zaznaczone warstwowanie skośne — wskazujące, iż nagromadzenia te mają charakter wtórny, a nie są skupieniami o charakterze przyżyciowym.

Obok dużych otwornic w piaskowcach dolomitowych występują także liczne drobne otwornice. W górnych częściach profilu występują one w ilościach do kilku sztuk w powierzchni szlifu mikroskopowego. Niektóre skorupki są wypełnione glaukonitem, a znacznie rzadziej pirytem. W kilku ławicach spotyka się tutaj także rurki ditrup o identycz-

nej budowie jak formy z Cappek, ale o mniejszych rozmiarach. Na uwagę zasługuje znalezienie kilku poziomów, w których występują szczątki flory. Są one rozdrobnione i spoczywają w płaszczyźnie warstw, a więc niewątpliwie były one tutaj napławione. Poziomy z florą występują stratygraficznie niżej od znanych warstw z florą z Hrubego Regła, opisanych przez W. Kuźniara (1910).

Zarówno w profilu Staników Żlebu jak i w innych punktach na zboczach Hrubego Regła, w piaskowcach dolomitowych, znalezione zostały ławice przepełnione skorupkami brachiopodów. Reprezentowany jest tu, według oznaczenia doc. dr W. Barczyka, jeden gatunek *Terebratula picta* Schafhäütl, któremu towarzyszą bardzo rzadkie numulity i pojedyncze ostrygi. Skorupki terebratul występują jedna obok drugiej, a nawet widoczna jest orientacja skorupiek leżących w płaszczyźnie warstw.

W górnej części profilów piaskowce dolomitowe przechodzą w sposób ciągły w mułowce dolomitowo-wapienne. I tutaj, w obrębie większych ziarn mułowców rozpoznać można fragmenty dolomitów triasowych. Drobniejsze ziarna składające się z pojedynczych kryształów zapewne także mają charakter detrytyczny, choć nie można wykluczyć, że część ich mogła być także produktem sedymentacji chemicznej związanej ze zmianą chemizmu wód wywołaną rozpuszczaniem skał i detrytusu dolomitowego.

Z przedstawionych powyżej faktów wnioskować można, że powstawanie piaskowców dolomitowych było kontynuacją sedymentacji szarych zlepieńców, z tym że następowała tu dalsza ewolucja warunków sedymentacji. Ewolucja ta polegała na stałym i stopniowym zmniejszaniu się frakcji materiału okruchowego, oraz stopniowym zanikaniu dostawy innych okruchów poza otoczkami i ziarnami dolomitów triasowych. Można sądzić, że sedymentacja piaskowców odbywała się w środowisku bardziej spokojnym niż zlepieńców, najprawdopodobniej dalej od brzegu zbiornika. Materiał okruchowy, z którego powstawały piaskowce, pochodził z wietrzenia mechanicznego dolomitów triasowych, a także z rozdrabniania i obróbki mechanicznej otoczek dolomitowych. Materiał o frakcji piaskowej tworzący się na lądzie i w płytkiej przybrzeżnej strefie był wynoszony przez prądy i falowanie do strefy bardziej oddalonej. W ten sposób żwirzy przybrzeżne pozbawiane były frakcji drobniejszych, które dawały początek sedymentacji piaskowców. W miarę sedymentacji tego osadu można obserwować zmniejszanie się udziału prądów i spadek ich siły transportowej: zmniejsza się mianowicie ilość grubszych frakcji w piaskowcu ku górze profilu, zmniejsza się grubość poszczególnych ławic, a także następuje zmiana charakteru warstwowań skośnych. Typ warstwowania w bliskim sąsiedztwie zlepieńców wskazuje na dość gwałtowne prądy działające ze znaczną siłą i dość długotrwałe. Nie jest

wykluczone, że ławice te reprezentują pod względem genetycznym nasypy piaszczyste strefy litoralnej, zbliżone charakterem do wałów brzegowych, a może raczej do rew opisanych z współczesnych stref przybrzeżnych. W wyższych ogniwach warstwowania skośne cechują się mniejszymi i cieńszymi zespołami skośnymi, co wskazuje na mniejszą siłę i mniejszą długotrwałość prądów. Tempo sedymentacji piasku dolomitowego zmniejsza się w miarę rozwoju sedymentacji, gdyż zmniejsza się grubość ławic, a w osadzie pojawiają się szczątki organiczne. Brak dużych otwornic w niższych częściach piaskowców dolomitowych wywołany został najprawdopodobniej przez szybką sedymentację połączoną z ciągłym przemieszczaniem osadu po dnie zarówno przez prądy, jak i przez falowanie. W takich warunkach mogły egzystować tylko organizmy zakopujące się w osadzie, których ślady działania spotykane są w piaskowcach pozbawionych otwornic (pl. XII, fig. 2 i 3). Ogólne zwolnienie tempa sedymentacji umożliwia stopniowy rozwój fauny bentonicznej. W górnej części piaskowców dochodziło w niektórych momentach do bardzo znacznego zwolnienia dostawy piasku. Dno ulegało konsolidacji i dochodziło wtedy do rozwoju zespołów brachiopodowych. Wznowienie sedymentacji stało się zapewne przyczyną śmierci organizmów, które zostały zasypane przez piasek dolomitowy.

Z podobnym zjawiskiem zwolnienia sedymentacji mamy do czynienia w przypadku masowego nagromadzenia skorupiek otwornic w stropach ławic piaskowców. Być może, dodatkowym czynnikiem było tu wymywanie przez słaby prąd piasku pomiędzy skorupkami otwornic, co powodowało dodatkową ich kondensację.

Zjawisko wzrostu wapniistości piaskowców dolomitowych ku górze profilów wynika ze zmniejszania się dostawy piasku i mułu dolomitowego, dzięki czemu wzrastał procentowy udział węglanu wapnia pochodzącego z sedymentacji chemicznej i organogenicznej. Tam, gdzie sedymentacja okruchowa zamarła, pojawiła się sedymentacja organogeniczna. Warto podkreślić, że zasięg sedymentacji piaskowców dolomitowych w pionie nie jest jednakowy we wszystkich profilach Hrubego Regła. W linii Stanilków Zlebu rozwój facji organogenicznej jest bardzo skromny, i można w zasadzie przyjąć, że sedymentacja piaskowców dolomitowych zastąpiona została bezpośrednio przez sedymentację materiału fliuszowego (piaskowce i mułowce kwarcowe z minką i skaleniami, oraz łupki ilaste). W innych punktach, jak np. w Jarońcu, facja organodetrytyczna rozwija się wcześniej. Można sądzić, że piaski dolomitowe wyoszczędzone były od brzegu w postaci podłużnych językowych nasypów, pomiędzy którymi dochodziło do sedymentacji innego typu, najczęściej o charakterze organicznym.

Dla całości obrazu warunków sedymentacji istotnym wydaje się stwierdzenie, że piaszczysty materiał dolomitowy przez długi okres za-

chowywał się jako osad luźny, nie ulegał cementacji, podobnie jak piaski we współczesnych strefach przybrzeżnych. Wskazuje na to występowanie warstwowań skośnych, a z drugiej strony brak powierzchni rozmyć o typie twardego dna. Działanie prądów o różnej sile i napięciu powodowało jedynie tylko przysypywanie osadu. Powyższe uwagi o powstawaniu piaskowców, oparte głównie na obserwacjach piaskowców dolomitowych, odnoszą się w dużym zakresie także do innych odmian skał detrytycznych o frakcji piaskowej.

Skały organogeniczne

Skały organogeniczne występują w wyższych częściach eocenu numulitowego. W zależności od tego, jakie szczątki organiczne stanowią główny składnik skał, wydzielić można wśród nich różne odmiany, jak wapienie glonowe, wapienie numulitowe czy dyskocyklinowe itp. Biorąc pod uwagę stan zachowania szczątków, skały organogeniczne eocenu dzielą się na dwie wyraźne kategorie: skały organogeniczne, w których szczątki zachowane są w całości, oraz skały organodetrytyczne składające się ze szczątków pokruszonych. W pierwszym typie można częściej spotkać nagromadzenia szczątków jednego rodzaju, które stanowią główny składnik skały. W drugim typie najczęściej wymieszane są szczątki wszystkich występujących w eocenie grup zwierzęcych i roślinnych, co wskazuje, że skały te powstawały na drodze redepozycji materiału przynoszonego z różnych stref przybrzeżnych zbiornika.

Ogniwo przejściowe pomiędzy skałami okruchowymi i organicznymi reprezentują zlepieńcowate wapienie organodetrytyczne, występujące ponad zlepieńcem spagowym na Wysokim Reglu, w reglach zakopiańskich — pomiędzy Doliną Białego i Doliną Małej Łąki, oraz na zachód od Doliny Chochołowskiej. Składają się one z okruchów i otoczków dolomitów, z których część nosi ślady działania skałotoczy. Okruchy te tkwią gęściej lub rzadziej w masie wapienia organodetrytycznego (pl. XVI, fig. 3 i 4), a niekiedy występuje także domieszka piasku dolomitowego. Osad tego typu powstawał w strefie, gdzie nie następowała intensywne dostawa materiału okruchowego z lądu i gdzie panowały dogodne warunki do rozwoju życia organicznego. Cały osad był poddawany wpływowi falowania i prądów, co doprowadziło do pokruszenia szczątków i ich wymieszania, oraz umożliwiło powstawanie regularnych powłok glonowych na otoczkach. Zlepieńcowate wapienie organodetrytyczne powstawały zatem w sąsiedztwie płaskich brzegów, na płytkiej platformie przybrzeżnej — w miejscach, gdzie nie było silnej akumulacji materiału zwierowego, względnie w pewnej odległości od brzegu, poza strefą tworzenia się typowych osadów zlepieńcowych.

(WYSTĘPOWANIE SZCZĄTKÓW ORGANICZNYCH
W EOCENIE NUMULITOWYM TATR

Krótką charakterystyka składników organicznych osadu

Głony wapienne

W skałach eocenu numulitowego reprezentowane są glony wapienne z rodziny Corallinaceae, wśród których wyróżniono dotychczas 10 gatunków (Małecki 1956). Glony spotyka się w skałach okruczowych (pl. XVII, fig. 1) oraz w organogenicznych i organodetrytycznych (pl. XX, pl. XXI oraz pl. XXII, fig. 2 i 3). Glony często porastają przedmioty denne (Małecki 1956), którymi mogą być otoczaki (pl. X, fig. 1; pl. XVI, fig. 2; pl. XVIII, fig. 2) oraz skorupki dużych otwornic (pl. XVIII). Powłoki glonowe mogą mieć charakter asymetrycznych narośli, gdy powstawały na otoczaku spoczywającym na dnie, względnie — regularnych koncentrycznych powłok, gdy otoczek był przemieszczany przez falowanie i prądy. Pomiedzy powłokami tego typu występuje zazwyczaj znaczna ilość drobnego materiału organodetrytycznego. Charakter powłok i stopień ich rozwoju może być miarą intensywności ruchu wody w środowisku (Roniewicz 1966b).

Wapienie glonowe, w których glony wapienne stanowią główny element skałotwórczy, są bardzo rzadkie i tworzą ciała o niewielkich rozmiarach. Znacznie częściej pokruszone szczątki glonów stanowią jeden ze składników wapieni organodetrytycznych. Wskazuje to, że wzrastające zarosła glonowe znajdowały się w strefie niezbyt głębokiej i zazwyczaj ulegały pokruszeniu przez falowanie i prądy.

Utworki glonowe w zlepieńcach

Jak wspomniane zostało w poprzednich rozdziałach, w obrębie zlepieńców w Dolinie Suchej Wody występują przeławiczenia czarnego bitumicznego wapienia o wyraźnej laminacji (pl. V) poziomej w obrębie ławicy, a układającej się koncentrycznie wokół otoczek. Powłoki podobnego wapienia na otoczkach znalezione zostały także w rejonie Doliny Bystrego (fig. 6b). Często otoczaki dolomitowe mają powierzchnie pod powłoką wapienia w charakterystyczny sposób skorodowaną (pl. VI, fig. 2).

W obrazie mikroskopowym laminy wapienia mają dość zróżnicowaną strukturę. Wyróżnić można laminy zbudowane z warstewek bardzo drobnokrystalicznego kalcytu zabarwione na przemian na kolor ciemnobrunatny i jasnobrunatny. Warstewki ciemne często nie są ciągłe, lecz składają się z soczewek wygiętych brzegami ku górze, a w przerwy między nimi wnika osad jaśniejszy. Zespół takich

warstewek pod względem geometrycznym upodabnia się trochę do stromatolitu. Obok warstewek laminowanych występują też warstwy złożone z żółtego kalcytu, w którym występują nieregularne skupienia zabarwione na kolor brunatny. W centrum niektórych skupień widoczne są czasem pory wypełnione przezroczystym kalcytem. Jeszcze inny typ reprezentują warstewki zbudowane z jasnego kalcytu o budowie pryzmatycznej. Od lamin pryzmatycznych oddzielają się tu ich fragmenty tworząc nabrznięcia, względnie formy koncentryczne upodabniające się do oolitów. W podobny sposób od warstewek laminowanych mogą oddzielać się fragmenty tworzące formy podobne do onkolitów i stromatolitów.

W kilku z badanych szlifów stwierdzono obecność w drobnokrystalicznym lub mikrytowym tle obecność rozgałęziających się utworów o budowie rurkowej (pl. VIII, fig. 2). W dużym powiększeniu widać, że rurki te widoczne są dzięki występowaniu brunatnej substancji w obrębie kryształków kalcytu. Żadnych śladów budowy komórkowej nie udało się tu zaobserwować. W kilku przypadkach widać, że rurki przenikają także przez laminy zbudowane z pryzmatycznego kalcytu. Można przypuszczać, że opisana struktura jest szczątkiem jakichś organizmów roślinnych. Innym typem struktury, zapewne glonowego pochodzenia, są przekroje koliste w centrum wypełnione kalcytem, dookoła którego zarysowuje się rurka zbudowana z żółtego pryzmatycznego kalcytu (pl. VIII, fig. 3).

Opisany osad wapienny powstał najprawdopodobniej w strefie sublitoralnej, przy udziale organizmów roślinnych. Jest on pod wieloma względami zbliżony genezą do stromatolitów, a także do pewnych typów tzw. węglanowych skał plażowych.

Istotną rolę w tworzeniu się współczesnych osadów tego ostatniego typu odgrywają sinice, zieleńce i krasnorosty, a także bakterie, przy czym struktura komórkowa prawie zawsze ulega szybkiemu zatarciu na skutek intensywnie przebiegającej diagenety (Chilingar et al. 1961). Glony odgrywają w środowisku sedymentacji dwojaką rolę. Na skutek swych procesów życiowych powodują kolejno wytrącenie węglanu wapnia i jego rozpuszczenie w rytmie dobowym procesów fotosyntezy (Ginsburg 1957). Wytrącony węgiel wapnia może być mechanicznie wiązany przez śluzowate powierzchnie sinic i glonów łącznie z drobnym materiałem detrytycznym. Zmiany pH wywołane czynnościami życiowymi organizmów powodują w okresach obniżenia pH rozpuszczanie osadu, a także występujących w podłożu, czy sąsiedztwie, skał węglanowych. Powoduje to szybkie zacieranie pierwotnej struktury osadu i specyficzny typ rekrytalizacji prowadzącej często do przekształcenia osadu w mikryt o brunatnym zabarwieniu.

Jak widać z przedstawionych danych, wapienie ze zlepieńców eocénskich pod wieloma względami odpowiadają swoimi cechami wymienionym powyżej typom osadów. Zawierają one jakieś szczątki roślinne wyraźnie zniszczone przez procesy rekrytalizacji, i obserwuje się w ich sąsiedztwie zjawiska korozji otoczek węglanowych. Bitumiczność oraz obecność nieznacznych ilości pirytu nasuwa przypuszczenie, że osad tworzył się w niewielkich izolowanych od wpływu silnego falowania zbiornikach, lub jego zagłębieniach. Wapienie powstawały najprawdopodobniej w formie mat glonowych, które pokrywały części przybrzeżnej platformy akumulacyjnej zasłanej żwirami. Maty te oblekały nierówności podłoża, wnikały pomiędzy otoczki, a także pochłaniały te otoczki, które zostały

przytransportowane na powierzchnię maty. Brak większej ilości materiału detrytycznego w wapieniu, oraz skąpa ilość otoczaków występujących w obrębie ławicy wskazuje, że tworzyła się ona w jakimś miejscu na tyle spokojnym, że nie był tu transportowany piasek i otoczaki z podłoża. Mogły być to reliktowe zbiorniki wody zachowujące się w czasie odpływów, lub raczej może zagłębienia pomiędzy przybrzeżnymi nasypami żwiru utworzonymi w nieco wcześniejszej fazie sedymentacji.

Duże otwornice

Poniższe uwagi dotyczą dużych otwornic potraktowanych jako składniki osadów, które — podobnie jak luźny materiał okruchowy — podlegają działaniu różnych czynników środowiska sedymentacyjnego, a skutkiem których stała się m.in. orientacja skoruppek oraz powstanie niektórych typów ich nagromadzeń. Obserwując ułożenie skoruppek dużych otwornic w osadach eocenijskich stwierdzić można, że generalnie rzecz biorąc w obrębie skał drobnoziarnistych o frakcji piaskowej i mułowej skorupki zazwyczaj ułożone są swym największym przekrojem równoległe do powierzchni ławic i warstw. W osadach zlepieńcowych dość często obserwować można ułożenie bezładne. Wynika owo z tego, że na dnie zasłanym żwirem otwornice zajmowały takie położenie, na jakie pozwalała konfiguracja dna. Jako składniki dosyć drobne, łatwo dostawały się one między otoczaki i okruchy, przyjmując przypadkową orientację.

W piaszczowcach i mułowcach spotyka się dość często pewne specjalne nagromadzenia skoruppek, połączone często z dość regularną ich orientacją. Obserwacje terenowe tych nagromadzeń wskazują, że nie mają one pierwotnego, przyżyciowego charakteru, ale zostały wywołane czynnikami środowiska sedymentacji. Czynniki te to działanie ruchu wody, spełzywanie osadów drobnoziarnistych, a także wpływ organizmów penetrujących świeży osad na dnie w celu znalezienia w nim schronienia, względnie pożywienia.

Orientacja szczątków organicznych, zwierzęcych i roślinnych, jest zjawiskiem dość częstym w różnych środowiskach sedymentacji (por. Książkiewicz 1961). Z osadów fliszowych znana jest m.in. orientacja skoruppek małżów i szczątków roślinnych (Kuenen & Sanders 1956). A. Seilacher (1959) szczegółowo omawia przyczyny orientacji skoruppek turritelli z oligocenu i tentakulitów z eiflu Niemiec oraz hieroglifów *Rusophycus* z kambru Pakistanu.

W eocenie Basenu Paryskiego można obserwować występującą na dużą skalę orientację skoruppek cericjów. Orientacja ta może być dwojakiego rodzaju: wynikająca z przyżyciowej orientacji organizmów żyjących w strefie prądu (reotaksja), względnie — wywołana transportem szczątków organicznych na takiej samej zasadzie, jak innych składników osadu.

W eocenie tatrzańskim wyodrębnić można kilka typów nagromadzeń i orientacji wywołanej ruchem wody. Stosunkowo częste jest dachówko-

we ułożenie skorupki (fig. 16), które polega na skośnym ustawieniu szeregu skorupki tworzących ciąg o długości dochodzącej niekiedy do kilkunastu centymetrów. Ułożenie to nasuwa analogię z orientacją płaskich otoczków w zlepniach. Często skośnie ułożone skorupki układają się w zespoły powtarzające zarysy warstwowania skośnego. Orientacja taka

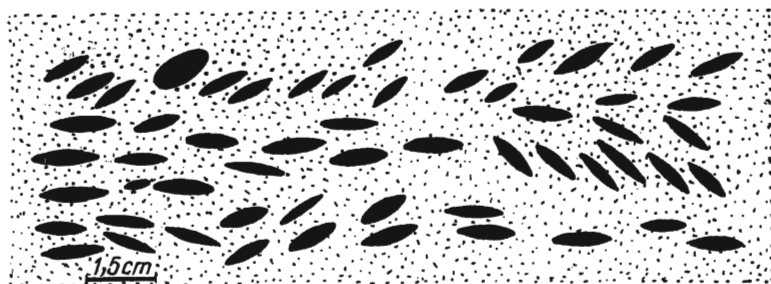


Fig. 16

Dachówkowate ułożenie skorupki numulitów powtarzające zarysy zespołów skośnych; kamieniołom Pod Capkami

Imbrication formed by nummulite tests, repeating outlines of cross-bedded sets; Pod Capkami quarry

genetycznie jest podobna do pseudoimbrykacji. Zarysy warstwowania skośnego spotyka się czasami w warstwach przepelnionych skorupkami numulitów („jarzec”), którym jest najczęściej *Nummulites perforatus* (Montfort).

Inną kategorię tworzą gniazdowe nagromadzenia skorupki w spągowych częściach ławic piaskowców (fig. 17 oraz pl. IX, fig. 1). Skorupki

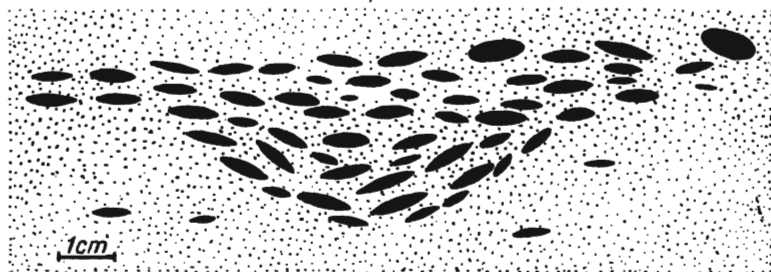


Fig. 17

Soczewkowate nagromadzenie skorupki numulitów w spągu ławicy piaskowca dolomitowego na Hrubym Reglu

Lenticular concentration of nummulites at the bottom of detrital dolomite at Mt. Hruby Regiel

najczęściej są tu ułożone współkształtnie do zarysu nagromadzenia mającego kształt soczewki płasko-wypukłej. Nagromadzenia te powstały przez wypełnienie jamek wirowych skorupkami i osadem, namiecionymi przez falowanie i prądy. Jamki wirowe były tu swoistymi pułapkami, do których skorupki dostawszy się zostawały na miejscu¹. Takie skupienia występują m.in. w kamieniołomie Pod Capkami, na Nosalu i Hrubym Reglu. Często w zespołach tych pojawia się również skośne warstwowanie.

W zlepieńcowatych wapieniach organodetrytycznych dość często są nagromadzenia skorupek w sąsiedztwie większych okruchów i otoczków. Skorupki występują zazwyczaj po jednej stronie otoczka. Sprawia to wrażenie, że nagromadziły się one w jego cieniu (fig. 18 oraz pl. XXVI) za przeszkodą, podobnie jak tworzą się zasy pyłowe czy pręgi podłużne.

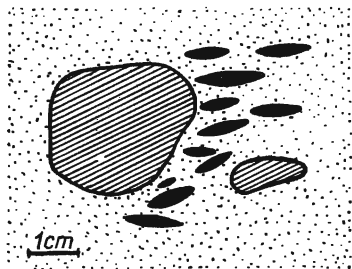


Fig. 18

Nagromadzenie skorupek numulitów w sąsiedztwie otoczka dolomitu; północne stoki Nosala

Concentration of nummulite tests close by a dolomite pebble; northern slopes of Mt. Nosal

Zaburzenia spływowe występują w osadach drobnoziarnistych o typie mułowców węglanowych, w wyższych częściach eocenu numulitowego, blisko kontaktu z osadami fliszowymi. W tego typu skałach dość powszechnie występują skorupki dyskocyklin, które w swym ułożeniu powtarzają układ warstewek osadu tworzącego drobne asymetryczne fałdy. Zjawiska takie najlepiej widoczne są w odkrywkach na terenie Liptowa, obserwować można je także w mniejszej skali na północnym brzegu Tatr.

Nagromadzenia i orientacja skorupek otwornic w eocenie tatrzańskim świadczą, że w wielu przypadkach skorupki te były redeponowane. Na ogół trudno w przybliżeniu nawet ocenić wielkość tej redepozycji. Musiała ona być znaczna w przypadkach, gdy skorupki mają wyraźne ślady obrotowania. Również nagromadzenia polegające na pojawianiu się warstewek przepelnionych skorupkami o jednakowej frakcji przedzielonych warstewkami płonnyymi nasuwa przypuszczenie, że nastąpiła tu selekcja pod względem wielkości, która wiązać musiała się z dłuższym transportem. Z punktu widzenia oceny środowiska sedymentacji, opisane zjawiska przywiązane do pewnych określonych typów osadów są jednym ze wskaźników określających dynamikę środowiska sedymentacji.

¹ Nagromadzenia szczątków organicznych o podobnych zarysach i genezie znane są np. z liasu Niemiec (Häntzschel & Reineck 1968).

Korale

W skałach eocenu numulitowego znalezione zostały jedynie pojedyncze korale *Balanophyllia* sp. Występują one w zlepieńcowatych wapieniach organodetrytycznych, a także w wapieniach i piaskowcach węglanowych z glonami. Ciekawe jest, że w obrębie utworów eoceńskich Tatr nie stwierdzono dotychczas większych nagromadzeń koralii. Widocznie warunki panujące w środowisku nie sprzyjały ich rozwojowi. Być może, główną przeszkodą była dość szybka sedymentacja.

Stułbiopławy

W kilku profilach, w wapieniach organodetrytycznych, znalezione zostały szczątki należące najprawdopodobniej do stułbiopławów (por. pl. XXV, fig. 3).

Wieloszczety

Dość powszechne w piaskowcach dolomitowych, a także w skałach organodetrytycznych są szczątki wieloszczetów *Ditrupa* sp. Są to lekko wygięte rurki, o długości do 5 cm i średnicach od 2 do 5 milimetrów, podobne do form zilustrowanych przez W. Schmidta (1955, pl. IV, fig. 8—10). Zbudowane są z dwu warstw kalcytu, wewnętrznej zabarwionej na ciemno i zewnętrznej jasnej (pl. XXI, fig. 1 i 2). Ponieważ analogiczne rurki określane też były jako należące do łódkonogów *Dentalium* (vide Cita 1965, pl. LXVIII, fig. 1), autor porównał budowę mikroskopową dentaliów z paleogenu Basenu Paryskiego i miocenu Gór Świętokrzyskich oraz ditrup z miocenu Gór Świętokrzyskich. Budowa form z eocenu Tatr jest identyczna z budową rurek ditrup miocenijskich.

Ditrupy z kamieniołomu Pod Capkami są nieco większe, niż występujące w piaskowcach dolomitowych na Hrubym Reglu.

Brachiopody

Występują one pojedynczo w piaskowcach dolomitowych i wapieniach organogenicznych w reglach zakopiańskich, przy czym najczęściej spotykana jest *Terebratula kicksi* Galeotti. Okazy mają dość dobrze zachowane skorupy i aparat ramieniowy. W piaskowcach dolomitowych na Hrubym Reglu znalezione zostały natomiast masowe nagromadzenia *Terebratula picta* Schafhäutl.

Mszywioty

Reprezentowane są jedynie przez pokruszone szczątki występujące w wapieniach organodetrytycznych i współwystępują najczęściej ze szczątkami glonów wapiennych. Z uwagi na stan zachowania, oznaczenie ich jest bardzo trudne. Ogólnie stwierdzić można, że przeważają tu formy z rzędu Cyclostomata.

Mięczaki

Reprezentowane są głównie przez małże. Stan zachowania jest zły. Formy cienkoskorupowe zachowane są zazwyczaj w formie odcisków pojedynczych skorup. Gruboskorupowe małże są najczęściej pokruszone, czasem ze śladami wydrzeń skałotoczy.

Szkarłupnie

Szkarłupnie reprezentowane są przez pojedyncze trochity liliowców i nieliczne jeżowce. Spotyka się także izolowane płytki węzowideł (Głazek & Radwański 1968, pl. 4, fig. 6).

Ryby

W piaskowcach dolomitowych i skałach organodetrytycznych spotyka się pojedyncze zęby należące do ryb spodoustych.

Zjawiska diagenetyczne w skałach organogenicznych

Stan zachowania szczątków organicznych obserwowanych w szlifach jest na ogół dobry. Są one w bardzo niewielkim stopniu zmienione przez procesy diagenetyczne. Zjawiska rekrytalizacji, czy mikrytyzacji są bardzo rzadkie i rozwinięte szczątkowo. Najbardziej charakterystyczna jest korozja szczątków wywołana wzajemnym ich naciskiem, co doprowadzało do rozpuszczania ich wzdłuż powierzchni styku (por. Bieda 1960b, Radwański 1965). W przypadku numulitów i dyskocyklin zachodziło wtedy częściowe zniszczenie skorupki (pl. XIII, fig. 2; pl. XXV, fig. 1; pl. XXVI). Dość częste jest też rozwarstwianie się skorupki numulitów (pl. XIX, fig. 1; pl. XXV, fig. 2), na co zwrócił uwagę F. Bieda (1963).

Ślady działalności życiowej organizmów

Ślady pozostawione w osadzie jako wynik różnych czynności życiowych organizmów są w eocenie numulitowym dość rozpowszechnione.

Do najistotniejszych zjawisk należą drażnienia skałotoczy w otoczkach (Roniewicz 1966b), oraz ślady mułotoczy utworzone w miękkim osadzie.

Mułotocze

Ślady mułotoczy, zachowane w postaci różnego rodzaju kanałów wypełnionych osadem, występują w różnych typach skał o frakcji drobnoziarnistej, najczęściej w piaskowcach i mułowcach.

W piaskowcach dolomitowych spotyka się m.in. dwa typy kanałów widocznych na przekroju ławicy. Pierwszy typ (pl. XII, fig. 2) to kanał o widocznym dolnym zakończeniu, średnicy do 0,5 cm, a przebiegający prostopadłe do powierzchni ławicy i warstwowania. Jego ujście na powierzchni ławicy daje obraz śladu typu *Monocraterion* sp. Ślady takie są najprawdopodobniej miejscami zamieszkania; należą zatem do typu *Domichnia* według systematyki A. Seilachera (1953).

Drugi typ śladów reprezentuje kanał o nieco większej średnicy, a przebiegający skośnie przez ławicę (pl. XII, fig. 3). Brak jego zakończenia nasuwa przypuszczenie, że kanał ten jest znacznie dłuższy. Wydaje się, że utworzony został on w celu penetrowania osadu za pożywieniem; jest to zatem ślad typu *Cubichnia* według systematyki A. Seilachera (1953).

Oba typy kanałów wypełnione są materiałem takim samym, z jakiego zbudowana jest otaczająca je skała.

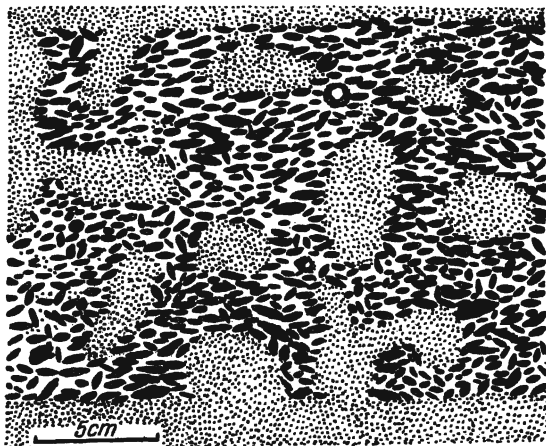
Obecność powyższych śladów w dolomitach świadczy, że osadzały się one w zbiorniku jako luźny osad piaszczysty. W domniemaniu tym utwierdza fakt występowania warstwowań skośnych w tych skałach.

Innym przykładem śladów są kanały w wapieniach numulitowych znalezione m.in. w okolicach Važca (fig. 19 oraz pl. XI, fig. 2). Z charak-

Fig. 19

Schematyczny szkic kanałów mułotoczy wypełnionych mułowcem dolomitowo-kwarcowym, widocznych na przekroju warstwy wapienia numulitowego w kamieniołomie koło Važca

Schematic sketch of bottom-dwellers' channels filled with quartz-dolomitic siltstones, as seen in layer section in the quarry near Važec



teru ich przekroju można wnioskować, że mają one kształt cylindryczny i że nie są prostolinijne. Charakterystyczne jest zgęszczenie skoruppek numulitów na brzegach kanałów, co wskazuje, że skorupki te były rozpychane w trakcie powstawania kanału. Przestrzeń kanału jest wypełniona osadem drobnoziarnistym, takim samym jaki występuje w warstwie przykrywającej. Zgęszczenie kanałów i ich powyginane zarysy nasuwają przypuszczenie, że powstały one w wyniku zerowania w osadzie. Ślady te należą zatem do typu *Fodichnia* według systematyki A. Seilachera (1953). Są one przywiązane na ogół do skał drobnoziarnistych o typie mułowców i margli. Podobne formy znajdowane były m.in. w mułowcach zawierających szczątki zwęglonej flory na Hrubym Reglu, a także w Suchej Dolince.

Dość specyficzny typ śladów, dający się prześledzić głównie dzięki widocznej orientacji skoruppek dużych otwornic, został zaobserwowany

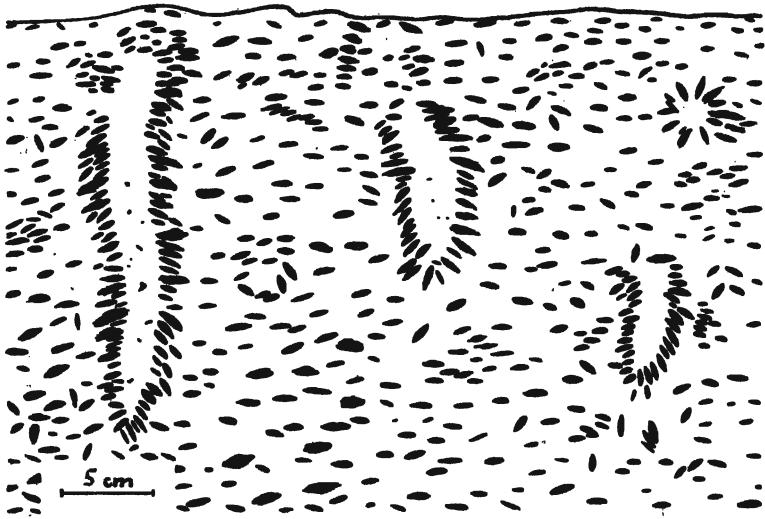


Fig. 20

Orientacja skoruppek dużych otwornic wywołana najprawdopodobniej przez organizmy zagrzebujące się w osadzie; Hruby Regiel

Orientation of large forams caused probably by bottom dwellers; Mt. Hruby Regiel

przez J. Kraszewskiego na wschodnim stoku Hrubego Regla (fig. 20 oraz pl. XI, fig. 1). W ławicach drobnoziarnistych piaskowców i częściowo mułowców węglanowych, przepchniętych skorupkami numulitów a także dyskocyklin, widoczne są na przekroju prostopadłym do powierzchni ławic charakterystyczne „kieszenie”, których ścianki zbudowane są z ustawionych jedna nad drugą skorupkek otwornic. Wewnątrz tych kieszeni brak skorupkek, lub występują one bardzo nielicznie. Skorupki tworzące

zarysy kieszeni są lekko nachylone ku środkowi kieszeni. Obok form określonych jako kieszenie widać także zarysy mniej regularne, które jednak są przekrojami formy kieszeniowej ustawionej nie całkiem prostopadle do powierzchni.

Rozpatrując możliwości powstania tak specjalnego ułożenia skorupki w osadzie, trzeba zwrócić uwagę na pewne podobieństwo opisanej formy z kanałami z Važca. W obu przypadkach występuje nagromadzenie skorupki wokół przestrzeni tych skorupki pozbawionej. W pierwszym przypadku rozepchnięcie skorupki wywołane zostało przez organizm ryjący w osadzie. Przyjmując, że na podobnej drodze mogły powstać kieszenie z Hrubego Regla, wykonano zostało poniższe doświadczenie.

W szklanym naczyniu ułożone zostały płasko (podobnie jak skorupki w ławicy na zewnątrz od kieszeni) w piasku skorupki numulitów. Następnie w osad ten wtykano podłużne przedmioty. Gdy przedmiot wciskany był dostatecznie delikatnie, ruchem obrotowo-wahadłowym, to widać było przez ścianę naczynia, że skorupki ustępują na boki koncentrując się na brzegu wierconego otworu.

Można przyjąć, że podobny mechanizm spowodował powstanie ułożeń skorupki w osadzie eoceńskim. Czynnikiem rozpychającym go był jakiś organizm, który wygrzebywał się w dnie. Byłby to zatem w tak przyjętej interpretacji ślad typu *Domichnia* według systematyki A. Seilachera (1953).

Skalotocze

Wydrążenia skalotoczy zamotowane zostały w okruchach i otoczkach (pl. XIII), nie stwierdzono ich dotychczas na powierzchni skał podłoża eocenu. Wydrążenia najliczniej występują w otoczkach żółto wietrzejących dolomitów triasowych (najczęściej ladyńskich), występujących jako oddzielnie tkwiące elementy w wapieniach organodetrytycznych. Poza opisanymi stanowiskami w reglach zakopiańskich (Roniewicz 1966b) odnotować należy nowe stanowiska, na zboczach Doliny Małej Łąki, powyżej połany Molkówka, a mniej liczne ślady skalotoczy motowane są także na północnych stokach Nosala, Wysokiego Regla oraz na Zadnich Kosarzyškach.

Interesujące jest stwierdzenie wydrążeń małżów w nielicznych otoczkach także w obrębie dolnego zlepieńca na Wysokim Reglu.

Na podstawie kształtów i wielkości wydrążeń można stwierdzić, że najpowszechniejszymi skalotoczami były w eocenie gąbki *Cliona celata* Grant, *Cliona vastifica* Hancock, *Cliona albicans* Volz. Mniej licznie reprezentowane są wieloszczety *Polydora ciliata* (Johnston) i *Potamilla reniformis* (O. F. Müller). Najrzadsze są wydrążenia małżów *Lithophaga* sp.

Wydrążenia skalotoczy są najczęściej puste, a rzadziej są wypełnione

osadem. Znalezione też kilka okazów, gdzie zachowane są jedynie wypełnienia wydrzeń, a reszta otoczaka uległa zwiertzeniu. Stopień zniszczenia otoczków przez skałotocze jest różny. Od pojedynczych wydrzeń, przez całkowite sperforowanie powierzchniowej części aż po stan taki, że zachowują się jedynie zarysy ogólne otoczaka.

Otoczaki niszczone były przez skałotocze nie w miejscu ich obecnego występowania. Wskazuje to na współwystępowanie obok siebie okruchów podrażonych i nie podrażonych. Współczesne obserwacje (Volz 1939) wykazują, że skałotocze na ogół zasiedlają wszystkie okruchy, które znajdują się w strefie dogodnej dla ich życia. Wiele fragmentów skał podrażonych ma powłoki glonowe (pl. XVI, fig. 2), a ujścia wydrzeń są często zabrudzone. Oba te fakty wskazują, że okruchy drażone odbyły pewien transport. Ślady skałotoczy spotyka się także w skorupkach dużych otwornic (Bieda 1963), a czasem także w grubych skorupach małżów.

Szczałki flory lądowej

Szczałki flory lądowej występują w różnych typach osadów i zajmują różne położenie w profilach. Flora znaleziona przez M. Raciborskiego w Dolinie pod Turkiem występuje w spągu osadów eocenu. W Suchej Dolinie mułowce z florą występują w obrębie zlepieńców spągowych, a także kilkakrotnie wyżej w profilu (por. fig. 2). Na Hirubym Reglu warstwy z florą występują w górnej części profilu w obrębie piaskowców dolomitowych (Kuźniar 1910, Sokołowski 1959). Dobrze zachowane szczątki flory znane są także z warstw zakopiańskich przy skoczni narciarskiej, blisko stropu eocenu mumulitowego. Gatunki i rodzaje występujące w Suchej Dolinie są podobne jak w eocenie z Geiseltal (Szafer 1958), co wskazuje, że w eocenie panował klimat ciepły. Szczałki flory pojawiają się zresztą dość regularnie w obrębie fliszu podhalańskiego (Bąkowski 1968).

We wszystkich przypadkach sposób zachowania szczałków wskazuje, że zostały one napławione. Dobry stan zachowania może sugerować, że nie odbyły one zbyt długiego transportu, co jest jednym z pośrednich dowodów wskazujących na istnienie wyspy tatrzańskiej utrzymującej się także w czasie sedymentacji dolnych ogniw fliszu podhalańskiego.

PRZEBIEG TRANSGRESJI EOCENSKIEJ W TATRACH

Ogólny rys paleogeograficzny Karpat Wewnętrznych w eocenie

Po zakończeniu sedymentacji mezozoicznej, która w Tatrach przypada na różne piętra górnej kredy, w całych Karpatach Wewnętrznych następuje okres silnych ruchów szariażowych, w czasie których kształto-

wały się wszystkie główne jednostki tektoniczne o typie płaszczowinowym. W tym samym czasie w morzu Karpat Zewnętrznych, począwszy od linii pasa skałkowego ku północy, trwała nieprzerwana sedymentacja o charakterze fliszowym (por. Birkenmajer 1965, tabl. 1). Po ruchach szarżowych nastąpił w Karpatach Wewnętrznych okres lądowy, który przerwany został dopiero transgresją eoceńską. W warunkach lądowych nastąpiło intensywne wietrzenie, rozwijały się procesy krasowe, których skutki obserwować można m.in. w Mojtnie; tworzyły się też złoża boksytów, np. w Markuszowcach i Mojtnie (por. Andrusov 1965).

Transgresja eoceńska wkroczyła od północy z obszaru morza Karpat Zewnętrznych. Jej postępy są wyraźnie widoczne na podstawie pojawiania się coraz to młodszych ogniw eoceńskich od północy ku południowi (por. Andrusov 1965, tabl. 8). Paleogen myjowski w pobliżu Pienin rozpoczyna się paleocenem, przy czym stanowi on typ przejściowy od paleogenu magurskiego do paleogenu typowego dla Karpat Wewnętrznych (Andrusov 1965). Na obszar Podhala przy brzegu Tatr, a także na Orawę, Liptów i Spisz transgresja wkroczyła w lutecie. W końcu lutetu dotarła ona do północnego brzegu Gemeryd, które jednak przez cały paleogen pozostały obszarem lądowym.

Powierzchnia, na którą wkroczyła transgresja, była nierówna. Masywy Tatr, Niżnych Tatr i innych były obszarami bardziej wyniesionymi, między nimi zaś istniały obniżenia, w które transgresja wkraczała najpierw. W strefach tych następowała szybsza subsydencja, dzięki czemu tworzyły się zbiorniki, w których po początkowej sedymentacji litoralnej, powodującej powstanie osadów o typie eocenu numulitowego (warstwy sułowskie), nastąpiła sedymentacja fliszowa. Postępująca subsydencja doprowadziła z czasem do zniknięcia wyspy tatrzańskiej, co nastąpiło na początku tworzenia się warstw chochołowskich, gdyż w tych typowo fliszowych osadach brak jakiegokolwiek materiału okruchowego z Tatr, a także nie daje się zauważyć wpływu wyspy tatrzańskiej na rozkład kierunków transportu prądami zawiesinowymi (Radomski 1958, Marszałko & Radomski 1960).

Wygląd Tatr w momencie transgresji eoceńskiej

Tatry w momencie transgresji eoceńskiej stanowiły obszar wyniesiony w stosunku do obszarów przyległych i — jak wynika z obecności ławic zlepieńców na przedpolu Tatr Bielskich ((Passendorfer & Roniewicz 1963) — zachowały charakter wyspy w trakcie tworzenia się warstw zakopiańskich fliszu podhalańskiego. Kształt i rzeźba Tatr z tego okresu nie mają nic wspólnego z dzisiejszym ich obrazem. W zlepieńcach spągowych brak materiału z trzonu i jednostek wierchowych. Trzon krystaliczny musiał być zatem ukryty pod płaszczem skał osadowych wierchowych i re-

głowych. W okresie lądowym poprzedzającym transgresję płaszcz ten ulegał miszczeniu. W miejscu, gdzie był on cieńszy, np. na Zadnich Kosarzyskach lokalnie został zdarty i na powierzchni odsłonił się granit, który ulegał rozpadowi ziarnistemu. Ponieważ zwietrzelina granitowa zachowana jest w spagu eocenu, to należy przypuszczać, że teren musiał być tu dość płaski, w przeciwnym bowiem razie luźny materiał uległby zmyciu. Sytuacja była tu zatem podobna, jak w momencie początków sedimentacji dolnego triasu np. na obszarze Szerokiej Jaworzyńskiej (Roniewicz 1963). Ponieważ materiału granitowego nie spotyka się w spoczywającym na zwietrzelinie zlepieńcu, trzeba przyjąć, że zlepieniec powstawał tu w obniżeniu, gdzie osłonięty był zwietrzały granit. Do obniżenia znoszone były okruchy dolomitów triasowych, które w sąsiedztwie tworzyły wtedy ciągłą pokrywę na powierzchni trzonu. Oprócz Zadnich Kosarzysk objawy wietrzenia przedeoceńskiego występują na Hrubym Reglu, w postaci lejów krasowych wypełnionych brekcjami, które przechodzą w sposób ciągły w czerwony zlepieniec.

Brak większej ilości objawów wietrzenia lądowego w podłożu eocenu wynika z faktu, że na większości obszaru odpowiednie osady, o ile nawet istniały, uległy rozmyciu i przerobięciu w momencie transgresji. Zachować mogły się tylko wtedy, gdy był odpowiedni układ rzeźby terenu jak na Zadnich Kosarzyskach, który sprzyjał szybkiemu pokryciu powierzchni lądu przez osad. We wschodniej części Tatr występowały dość grube pokrywy żwirowe, przyniesione w okresie lądowym z południa z obszaru Gemeryd i wymieszane z materiałem miejscowym (Passendorfer 1958, 1959). Z materiału tego w późniejszym okresie powstawały górne zlepieńce w Tatrach Bielskich. Przedstawione fakty wskazują, że Tatry w momencie transgresji były masywem o niewielkich różnicach wysokości i bez ostrej rzeźby, pokryte warstwami zwietrzelin miejscowych, a niekiedy żwirami allochtonicznymi.

Wkraczanie morza eoceńskiego na teren Tatr

Na podstawie danych stratygraficznych (Bieda 1963) sądzić można, że transgresja eoceńska w strefie obecnych wychodni skał eocenu numulitowego wkraczała w różnych podpoziomach numulitowych (fig. 4). Najpierw zalew objął obszar pomiędzy Doliną Suchej Wody i Capkami oraz rejon Hrubego Regla; wyznacza go zasięg I podpoziomu numulitowego. Na zachód od Hrubego Regla aż po granicę państwową, a sądząc z podobieństwa profilów po słowackiej stronie, aż do południka Zadnich Kosarzysk, zalew wkroczył w II podpoziomie numulitowym. W Tatrach Bielskich oraz pomiędzy Spadowcem i Doliną Strążycką morze wkroczyło na początku III podpoziomu.

Trzeba jednak pamiętać, że obraz ten wynika jedynie z zasięgu

występowania zespołów dużych otwornic, te jednak nie występują zwykle od samego spągu osadów w każdym profilu. Łatwo też sobie wyobrazić, że w pewnych warunkach układu linii brzegowej, morfologii dna i układu hydrodynamicznego, pomimo że morze już istniało na danym terenie, mogły jednak nie istnieć warunki dogodne dla rozwoju dużych otwornic. Zastrzeżenie to odnosi się szczególnie do stref o bardzo silnej redukcji miąższości osadów pomiędzy strefami o pełnym zasięgu profilów, np. w rejonie dużej skoczni na Krokwi oraz w profilach dolinek Suchego Żlebu, Za Bramką i Małego Żlebu. Wydaje się, że w tych trzech ostatnich profilach transgresja mogła wkroczyć nieco wcześniej niż w IV podpoziomie.

Nie można wykluczyć, że najniższe części osadów w facji łupków zakopiańskich mogą być w niektórych przypadkach równowiekowe z osadami eocenu numulitowego. Nie istnieje tu praktycznie żadna możliwość korelacji stratygraficznej. Wiele faktów wskazuje jednak, że osady łupkowe tworzyły się przed powstaniem górnych zlepieńców i wapieni glonowych (Tatry Bielskie). Wydaje się, że charakter powstającego osadu zależał w głównej mierze od kształtu linii brzegowej, rzeźby łądu oraz głębokości zbiornika.

Najbardziej ogólnie rzecz biorąc można ująć w ten sposób, że — gdy w pobliżu brzegu istniała odpowiednio szeroka platforma akumulacyjna — tworzyły się na niej osady litoralne, jak cały eocen numulitowy. W układzie, gdy blisko brzegu znajdowała się większa głębina, a układ linii brzegowej oraz charakter pobliskiego łądu nie sprzyjały dostawie materiału okrucowego, odbywała się sedymentacja mułowcowo-ilasta, charakterystyczna dla warstw zakopiańskich. Takim mechanizmem należy chyba tłumaczyć zjawiska, gdy w pobliskim sąsiedztwie dłuższych profilów eocenu numulitowego następuje szybka redukcja miąższości, jak dzieje się to przy dużej skoczni, czy w rejonie Doliny Bystrego, a także w obszarach pomiędzy Potokiem Łężnym, Doliną Filipki i Łysą Skałką.

Charakter brzegu w momencie transgresji w Tatrach

Ocena charakteru brzegu, przyległego łądu i strefy sublitoralnej w momencie transgresji opiera się na analizie powierzchni podłoża osadów eocenijskich oraz najniższych ławic osadów, głównie spagowych zlepieńców podstawowych, spoczywających na podłożu. Na tej podstawie wyróżnić można brzegi niskie oraz brzegi wysokie.

Na podstawie danych przedstawionych w poprzednich rozdziałach można przyjąć następujący rozkład wymienionych typów brzegów. W Tatrach Bielskich dominował brzeg płaski, pokryty miejscową zwietrzeliną lub namytą z najbliższego sąsiedztwa. Zwietrzelina ta nie ulegała większemu przerobieniu przy wkraczaniu morza i stała się z czasem zle-

pieńcem spagowym (warstwa 2 na fig. 5). Ocena typu brzegu pomiędzy Łysą Polaną a Potokiem Łężnym może być tylko bardzo ogólna ze względu na szczupłość odsłoneń i redukcję eocenu numulitowego. Z charakteru zlepieńców można wnosić, że brzeg był tu niski, a zlepieniec powstał z przerobienia zwietrzelin. Prawdopodobnie platforma przybrzeżna, na której mogły tworzyć się osady w facji eocenu numulitowego, była tu bardzo wąska. Dalej istniała strefa głęboka, w której tworzyły się, być może synchronicznie z powstawaniem osadów eocenu numulitowego na sąsiednich obszarach, łupki ilaste warstw zakopiańskich. W każdym razie teren lądowy musiał być dość płaski skoro nie napływało z niego dużo materiału okruchowego, gdyż brak przewarstwień osadów okruchowych w łupkach zakopiańskich. Dalej ku zachodowi, na podłożu wapieni murańskich brzeg był niski, i brak tu także materiału obcego oprócz okruchów bezpośredniego podłoża.

Obecność głązowiska allochtonicznego na Wysokim Reglu wskazuje, że w niedalekim sąsiedztwie mógł istnieć wysoki brzeg podlegający abrazji. Głązowisko powstało przez wymieszanie głązów pochodzących z bezpośredniej abrazji z blokami i otoczkami obtoczonymi w strefie kipieli, na których w strefie przybrzeżnej osiedlały się skałotoczce. Wysoki brzeg istniał też zapewne w rejonie Doliny Suchej Wody. Dalej ku zachodowi aż po Dolinę Bystrego brzeg był prawdopodobnie płaski i w różnym stopniu pokryty zwietrzeliną. W rejonie Suchej Dolinki zwietrzeliny było więcej, nie wykluczone, że występowały tu również pokrywy zwirowe na lądzie. Wskazuje na to występowanie dobrze obtoczonych otoczek w sąsiedztwie gorzej obtoczonych, powstałych z takich samych typów litologicznych. W Dolinie Olczyskiej na płaskim brzegu spoczywały miejscowe zwietrzeliny. Podobnie działo się na północnych stokach Nosala.

Znacznie bardziej złożona sytuacja w momencie transgresji panowała na północnych zboczach Krokwi, pomiędzy Doliną Bystrego a Doliną Białego. W linii brzegowej istniały dwa występy wysunięte ku północy, w sąsiedztwie których sedimentacja była bardzo zwolniona. Jeden znajdował się na linii Doliny Bystrego, a drugi w miejscu, gdzie obecnie znajduje się duża skocznia narciarska. Pomiedzy tymi strefami znajdowała się płytka zatoka o nieco głębszym dnie, w której tworzyły się osady odsłonięte w kamieniołomie Pod Capkami. Jest to strefa, w której przyjęte zostało istnienie wysokiego brzegu klifowego (Passendorfer 1951). Podstawą do takiej interpretacji stało się nagromadzenie głązów i bloków dolomitów ladyńskich oraz dużych obtoczonych głązów kwarcytów liasowych. Jak powiedziano we wcześniejszym opisie, cały ten materiał okruchowy nie stanowi ciągłego poziomu, ale występuje w postaci nagromadzenia, które można by określić jako głązowisko rozproszone. Duże elementy okruchowe tkwią w masie piaskowca z domieszkami zwirowymi

i występują tylko w strefie największej miąższości profilu, wywołanej zapewne istnieniem bruzdy w podłożu. Wydaje się, że gładzowisko to powstało z luźnych bloków i obtoczonych gładzów, które znajdowały się na powierzchni terenu w momencie wkraczania zalewu. Ponieważ ogólnie w tej strefie osadem spoczywającym na lekko falistej powierzchni podłoża są gruboziarniste piaskowce z domieszkami grubszego materiału w postaci smug i soczewek, a w piaskowcach spotyka się cienkie zespoły warstwowane skośnie, sądzić należy, że nie było tu strefy silnego niszczenia brzegu, i że był on raczej dość płaski. Wkraczający zalew powodował sedymentację drobnego materiału pomiędzy gładzami i blokami. Przy silniejszym falowaniu niektóre gładze mogły ulegać niewielkim przemieszczeniom, co tłumaczy ich występowanie nie tylko przy samym spągu, ale także powyżej podłoża triasowego.

Dalej ku wschodowi brzeg był również płaski, przy czym występowały na nim zwietrzeliny, które przekształcone zostały w ciekłą warstewkę zlepieńca spągowego. Taki charakter brzegu utrzymuje się aż po prawe zbocze Doliny Małej Łąki. Istnieją tu oczywiście lokalne różnice w ukształtowaniu brzegu, wywołane głównie budową geologiczną podłoża — w miękkich skałach liasu widoczne są większe nierówności podłoża, niż w strefie występowania dolomitów środkowego triasu.

W rejonie Hrubego Regła, jak podkreślił S. Sokołowski (1959), musiało istnieć znaczne obniżenie, w które transgresja wkroczyła najwcześniej. Zastała ona teren dość silnie zwietrzały, pokryty zwietrzelinami. Brak tu dowodów na istnienie szerokich stref abrazyjnych. Najniższy osad, czerwony zlepieniec, powstawał w pierwszym etapie z przerabiania materiału zwietrzelinowego, oraz w późniejszym okresie — ze zmywania podobnego materiału z ładu położonego ku południowi. Brzeg zatoki Hrubego Regła jest wyraźnie widoczny od jej wschodniej strony, gdzie widać, jak kolejne ogniwa eoceńskie przytykają do podłoża (Sokołowski 1959). Od strony zachodniej zatoka miała mniej wyraźny zarys.

Wydaje się, że budowa tego obszaru w momencie transgresji, przedstawiała się zupełnie inaczej, niż wynikałoby to ze stanu zachowanego do czasów dzisiejszych. Jak wynika z analizy zlepieńców szarych i piaskowców dolomitowych, powstały one z rozkruszenia dolomitów środkowego triasu. W obecnym obrazie wychodni widać, że ogniwa środkowego triasu krizniańskiego, od linii Doliny Małej Łąki, cofają się ku południowi, a na zapleczu wychodni eocenu odsłonięte są utwory kredowe ze strzępami ogniwa płaszczowiny choczańskiej (głównie liasu), występującymi blisko granicy wychodni eocenu. Ogniwa triasu choczańskiego występują obecnie w podłożu eocenu i na jego zapleczu dopiero od linii Doliny Lejowej. Wydaje się, że w momencie transgresji eoceńskiej pokrywa choczańska rozciągała się dalej ku zachodowi mniej więcej aż po południk Hrubego Regła. W pierwszym momencie niszczeniu ulegały ogniwa liasu, z czego

powstawał czerwony zlepieniec, następnie odsłonięte zostały ogniwa triasowe, które stały się źródłem dla powstania szarego zlepieńca i piaskowców dolomitowych. Za istnieniem pokrywy płaszczowiny choczańskiej na tym terenie przemawia istnienie strzępów erozyjnych triasu na Cisowej Turni, a także występowanie wśród otoczków szarego zlepieńca składników podobnych litologicznie do dolomitów triasowych choczańskich, występujących w rejonie Wielkich i Małych Korycisk. Szczególnie charakterystyczne są odmiany dolomitów o strukturze krystalicznej, które przy wietrzeniu rozpadają się na piasek dolomitowy. Te ogniwa triasu dawały materiał dla powstawania piaskowców dolomitowych. Piaskowce dolomitowe pojawiają się w większych ilościach w strefie występowania triasu choczańskiego, na zachód od Doliny Chochołowskiej. Maksymalne ich miąższości na Hrubym Reglu są pośrednim dowodem, że w eocenie istniała tu pokrywa triasu choczańskiego. Obecne strzępy płaszczowiny choczańskiej (reprezentowane przez lias) zachowały się dzięki ich głębokiemu wciśnięciu w podłoże kredy kriżniańskiej. W momencie transgresji eoceńskiej pokryte one były warstwą zwietrzelin, spod których zostały odsłonięte przez abrazję. W tym momencie mogły powstać lokalne strefy skalistych wybrzeży, starsza zwietrzelina stała się materiałem dla najniższych ogniów czerwonych zlepieńców o typie fanglomeratów, widocznych np. na lewym brzegu Doliny Kościeliskiej. Ogólnie jednak w całym rejonie brzeg był raczej płaski.

Brzeg o typie skałkowym istniał na zachód od Doliny Chochołowskiej. W linii brzegu wystawały tu skałki dolomitów choczańskich, w sąsiedztwie których tworzył się zlepieniec. Dalej ku zachodowi, poza granicą państwa, jak wynika z przeglądowych obserwacji kontaktów i zlepieńców spągowych na Turku, Jeżowym Wierchu w Dolinie Bobrowieckiej — brzeg był raczej płaski. W Kremonej Dolinie pod Osobitą oraz w Brestowej, na nierównej powierzchni spoczywa typowy zlepieniec zwietrzelinowy składający się wyłącznie z materiału podłoża. Strefa abrazyjna istniała natomiast w obszarze dzisiejszego kamieniołomu w Zuberku.

Przebieg sedymentacji eocenu numulitowego w Tatrach

W Tatrach Bielskich, po dość spokojnie przebiegającej transgresji, nastąpiła sedymentacja drobnego materiału okrucowego i wapieni z numulitami (fig. 5). Sedymentacja była przerywana krótkimi epizodami rozmowywania złożonych osadów, na co wskazują nierówne erozyjne powierzchnie niektórych zespołów. Stopniowo przeważał materiał coraz drobniejszy z epizodyczną dostawą większych okruców dolomitów wnoszonych ze strefy brzegowej. Później doszło do powstania zespołu ławic o charakterze fliszowym, co wskazuje na względne pogłębienie zbiornika

i jego odcięcie od dostawy węglanowego materiału okruchowego z ładu. Po osadzeniu zespołu mułowców i piaskowców nastąpiła gwałtowna zmiana warunków wyrażona powstawaniem zlepieńców górnych, których charakter wskazuje, że w strefie brzegowej rozpoczęły się ruchy tektoniczne. Wymoszony brzeg i części dna, pokryte wcześniej złożonym osadem, były wynoszone i podlegały silnej erozji. Gromadzący się materiał okruchowy wynoszony był od linii brzegowej w głąb zbiornika. Z charakteru osadów można wnioskować, że sposób transportu był różny dla poszczególnych typów zlepieńca. W grę wchodziły tu osuwiska, transport w gęstej zawieszynie (fluksoturbidity). W ten sposób powstawały osady w bliższej brzegu strefie. Do dalszej zaś strefy wynoszony był materiał przez prądy i składany tam w postaci nasypów, których przekroje widzimy dziś jako naprzemianległe ławice zlepieńców i piaskowców (pl. I).

Utwory o genezie podobnej, jak górne zlepieńce z Tokarni, występują w Pucowie na Orawie (Andrusov 1965). Nie wykluczone, że duża miąższość zlepieńców w Zuberku, a także w rejonie Hut w Masywie Chochozańskim, należy wiązać z istnieniem w tych obszarach jakichś stref czynnych tektonicznie.

Mechanizm powstania zlepieńców górnych jest dość podobny, jak zlepieńców w osadach kulmu w Centralnej Depresji Sudeckiej przy uskoku Domanowa (Teisseyre 1966).

Ruchy w strefie brzegowej w Tatrach Bielskich trwały także w czasie powstawania warstw zakopiańskich, o czym świadczy występowanie w nich ławic brekcoji i zlepieńców. Transport materiału odbywał się tu szybko i gwałtownie na zasadzie jednorazowego napływu czy zsuwu, co odpowiadało skokowym etapom tworzenia się dyslokacji w strefie brzegowej. W okresach względnego spokoju odbywała się sedymentacja materiału ilastego z przelawiczeniami piaskowców kwarcowych, przynoszonych wzdłuż osi zbiornika podhalańskiego z zachodu (Radomski 1958). Przebieg tworzenia się osadów eocেনskich w Tatrach Bielskich ma dość swoisty charakter, niepowtarzalny w pozostałych regionach Tatr. Swoiste piętno wycisnęła tu śródeocenska aktywność tektoniczna, którą D. Andrusov (1965) wiąże z ilyrską fazą tektoniczną. Nie wykluczone, że brak niższych ogni w rejonie Tatr Bielskich wynika ze zniszczenia ich w trakcie ogólnej erozji wywołanej tworzącą się strefą uskolków.

Można przyjąć, że w strefie położonej dalej ku zachodowi, pomiędzy Łysą Polaną a Potokiem Łężnym, gdzie eocen numulitowy zredukowany jest do sporadycznie występujących ławic zlepieńców, sedymentacja warstw zakopiańskich rozpoczęła się wcześniej — być może synchronicznie z powstawaniem eocenu numulitowego w Tatrach Bielskich i na Wysokim Reglu. Warunki dla rozwoju sedymentacji okruchowej powstawały tu w strefie, gdzie brzeg zbudowany był z utworów kredowych (wapienie murańskie i margle). Pełny rozwój facji zlepieńcowatych wapieni organodetrytycznych nastąpił na Wysokim Reglu powyżej zlepieńców

spagowych. Dalej ku zachodowi, na Koziarczyskach, obserwuje się zmniejszanie ilości materiału okruchowego. Przeważają tu skały o typie piaskowców i wapieni organodetrytycznych, co wskazuje na sedymentację w płytkiej strefie przybrzeżnej przy malejącej dostawie materiału okruchowego.

Interesująca ewolucja środowiska sedymentacji widoczna jest w miejscu, gdzie wychodnie eocenu przekraczają koryto Suchej Wody. Po etapie abrazji strefy brzegowej nastąpiła tu sedymentacja zlepieńca polimilktycznego, którego składniki nanoszone były przez zespół prądów litoralnych w formie nasypów. Gromadzenie żwiru było nierównomierne, zaś okresy intensywnej dostawy były przedzielane chwilami zastoju, gdy tworzyły się wapienie glonowe. Podobny charakter miała sedymentacja zlepieńców w Suchej Dolince. Wydaje się, że nie istnieją wystarczające dowody dla przyjęcia, iż materiał zlepieńców w tym obszarze gromadził się w stożku napływowym u ujścia rzeki, jak sądzono dawniej (Passendorfer 1958). Z charakterystyki zlepieńców widać, że jest to raczej osad złożony w strefie przybrzeżnej, gdyż zlepieńce nie tworzą wyraźnej formy soczewkowej, jaką w przekroju poprzecznym powinien dać stożek napływowy.

Po utworzeniu się zlepieńców w rejonie Suchej Dolinki nastąpiła sedymentacja piaskowców i mułowców dolomitowych, a lokalnie tworzyły się także wapienie glonowe. Obecność szczątków flory lądowej dwukrotnie pojawiających się w profilu (fig. 3) wskazuje na bliskość strefy lądowej. W miarę rozwoju sedymentacji drobnoziarnistej wzrastała ilość materiału organicznego, głównie skorupki dużych otwornic i pokruszonego materiału glonowego. Kilkakrotnie pojawiają się w profilu ławice zlepieńców, co wskazuje na wzrost sił transportowych i rozprzestrzenianie się pokryw żwirowych w formie nasypów, ciągnących się od linii brzegowej w kierunku strefy głębszej i bardziej od brzegu oddalonej. Podobny charakter ma sedymentacja w rejonie Doliny Olczyskiej. Na uwagę zasługuje tu bardzo silny rozwój zespołów otwornic. Maksymalne ich nagromadzenia występują w ławicach poniżej warstwy z glaukonitem. Ten odcinek profilu jest prawie identyczny, jak w kamieniołomie Pod Capkami, co świadczy o pewnym ujednoczeniu się warunków sedymentacji. W całym rejonie następuje potem zmiana warunków wyrażona powstaniem górnych zlepieńców. Jedynie w Jaszczurówce, dzięki lokalnej konfiguracji dna, powstają mniej więcej w tym samym czasie wapienie przepelnione drobnymi otwornicami (skałka przy kapliczce Witkiewicza). Istniała tu strefa bardziej osłonięta, co uniemożliwiało dostawę materiału okruchowego.

Na terenie północnych zboczy Nosala, po utworzeniu cienkich zlepieńców spagowych, rozwijała się sedymentacja w facji zlepieńcowatych wapieni organogenicznych, lokalnie zastępowana przez piaskowce węgl-

nowe z licznymi szczątkami organicznymi. Działy tu dość regularnie niezbyt silne prądy, które przemieszczały osad po dnie. Świadczą o tym nagromadzenia skorupki numulitów w formie soczewek i drobnych zespołów skośnych. Numulity były także wymywane ze strefy litoralnej i przemieszczane do osadów ilastych warstw zakopiańskich, gdzie występują w sąsiedztwie siczki roślinnej.

W rejonie kamieniołomu (Pod Capkami) obserwuje się stałe zjawisko zmniejszania się frakcji osadu i zanikania warstwowań skośnych ku górze profilu, co świadczy o stopniowym zamieraniu sił transportu. Ostatnie zjawisko należy wiązać ze stopniowym oddalaniem się linii brzegowej od strefy reprezentowanej przez dzisiejsze wychodnie, czemu towarzyszył wzrost ilości szczątków organicznych i zmiany w ich składzie. W górnej części profilu występują ławice składające się prawie wyłącznie z numulitów, a rzadziej z dyskocyklin. Te ostatnie występują w osadzie o frakcji mułowej i pelitowej. W piaskowcach występują tutaj natomiast nagromadzenia skorupki przegrzebków oraz pojedyncze skorupy ostryg. Spotyka się również pojedyncze brachiopody *Terebratula kicksi* Galeotti. W drobniejszych piaskowcach pewną rolę odgrywają pokruszone szczątki glonów. Powyżej ławic przepelnionych numulitami występuje zespół mułowców, w którym wyróżnione zostały warstwy z glaukonitem redeponowanym i powstałym na miejscu (Turnau-Morawska & Lindner 1959). Według opinii wymienionych autorek, występowanie tych osadów jest świadectwem bardzo zwolnionej sedymentacji w strefie morza głębszego. Charakter rozwoju sedymentacji potwierdza taki pogląd. O zahamowaniu dostawy materiału okruchowego i sedymentacji w strefie morza otwartego świadczy zresztą także występująca w sąsiedztwie ławica łupków wapienistych, zawierających planktoniczne otwornice (Alexandrowicz & Geroch 1963). Ponieważ glaukonit pojawia się w podobnym położeniu w Dolinie Olczyskiej, na Capkach, a także w stropie piaskowców i mułowców dolomitowych na Hrubym Reglu, sądzić można, że sedymentacja w tym okresie odbywała się w znacznej odległości od brzegu, a układ linii brzegowej i dostawa materiału okruchowego nie miały istotnego wpływu na charakter powstających osadów. Na Capkach, podobnie jak w Dolinie Olczyskiej, następuje potem gwałtowna zmiana warunków wyrażona powstaniem górnych zlepieńców. Takie pogłębienie zbiornika widoczne jest także w Tatrach Bielskich, gdzie wyraziło się przez powstanie zespołu osadów o typie warstw zakopiańskich. Następujący potem na obu tych obszarach wzrost ilości materiału okruchowego ma przyczynę tektoniczną.

W rejonie regli zakopiańskich, począwszy od Doliny Białego ku zachodowi, po transgresji ustaliła się sedymentacja w facji zlepieńcowatych wapieni organodetrytycznych. Istrniała tu dość rozległa strefa płytkich wód przybrzeżnych, do której niezbyt intensywnie donoszony był materiał okruchowy, a rozwinięte było bogate życie organiczne. Powstający

na dnie osad poddawany był działaniu prądów i falowania, na co wskazują pokruszone szczątki organiczne, soczewkowate skupienia skoruppek dużych otwornic, warstwowania skośne we wkładkach dolomitów detrytycznych, powłoki glonowe na otoczakach itp.

W rejonie Hrubego Regła i dalej na zachód aż po Dolinę Lejową dominowała sedymentacja okruchowa. Podobnie jak w kamieniołomie Pod Capkami, w następstwie osadów widać ewolucję od sedymentacji przybrzeżnej do sedymentacji w strefie głębszej, położonej w większej odległości od brzegu. Wyraża się to przez spadek tempa sedymentacji, zmianę charakteru prądów i stopniowe zanikanie ich działania, wreszcie przez wzrastający udział szczątków organicznych w osadach.

Gromadzące się osady okruchowe wszystkich typów wypełniały stopniowo obniżenie układając się w formie stref równoległych do brzegu, od których wysuwały się językowate nasypy w kierunku od brzegu. Ten układ osadów na dnie miał wpływ na zróżnicowanie sedymentacji najwyższych ogniw eoceńskich reprezentowanych przez facje organodetrytyczne, wapienie organiczne i warstwy mułowców z florą.

Przejście od sedymentacji eocenu numulitowego do warstw zakopiańskich jest szybkie i można je obserwować w obrębie kilku metrów miąższości osadów. Pierwszym wskaźnikiem zmiany jest pojawienie się wkładek piaskowców kwarcowych z pojedynczymi ziarnami skaleni, łuszczyków i fragmentów skał krystalicznych. Wkłładki te występują w obrębie ciemnych łupków ilastych. Miejsce w którym pojawiają się takie przewarstwienia, można umownie przyjąć za górną granicę eocenu numulitowego. Materiał, z którego składają się piaskowce, jest podobny jak w ławicach piaskowców warstw chochołowskich. Sądzić należy zatem, że przyniesiony on został z zachodu. Zagadnienie pochodzenia materiału łupków warstw zakopiańskich jest trudne do rozstrzygnięcia. Materiał ten mógł także być przynoszony z zachodu, choć nie można wykluczyć, że zawarte w nim mogą być najdrobniejsze frakcje osadów pochodzących z Tatr, powstałych np. z rozdrabniania margli kredowych. Podobnie ławice dolomitowe i soczewki sferodolomitów występujące w warstwach zakopiańskich (Gołąb 1959) mogły powstać z rozтворów pochodzących z rozpuszczania skał dolomitowych triasu tatrzańskiego oraz detrytycznych ogniw eoceńskich (por. Grzybek & Halicki 1958).

Rozwój sedymentacji fliszowej następuje stopniowo po osadzeniu eocenu numulitowego i pełny wyraz znajduje dopiero w okresie powstawania warstw chochołowskich, co wiąże się w czasie ze zniknięciem wyspy tatrzańskiej. Nie wykluczone, że właśnie obecność wyspy tatrzańskiej utrzymującej się w okresie sedymentacji warstw zakopiańskich utrudnia pełny rozwój sedymentacji o typie fliszowym.

Porównując charakter osadów eocenu numulitowego Tatr z innymi obszarami sedymentacji eoceńskiej, znaleźć można szereg bardzo bliskich analogii. Na przykład w eocenie Alp Nadmorskich, którego sedymentacja

obejmuje podobny jak w Tatrach odcinek czasowy (Blondeau et al. 1968), znaleźć można szereg podobieństw w wykształceniu osadów i ich następstwa. Niektóre profile z tego regionu wykazują duże podobieństwo z profilami północnych skłonów Tatr (por. Bodelle et al. 1968). Podobieństwa istnieją także z eocenem występującym na brzegu Pirenejów, a także z południowych Karpat Rumuńskich.

*Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warszawa, w marcu 1969 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. & GEROCH S. 1963. Zespół małych otwornic w eocenie tatrzańskim (Association de petits foraminifères dans l'Éocène de la Tatra). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 22, z. 1—3. Kraków.
- ANDRUSOV D. 1965. Geológia Československých Karpát, vol. 3. Bratislava.
- ARKELL W. J. 1933. The Jurassic System of Great Britain. Oxford.
- BAKOWSKI Z. 1968. Phoenix sfaferi sp. nov. z górnego eocenu Podhala (Phoenix sfaferi sp. nov. from the Podhale region). — Prace Muzeum Ziemi, nr 10. Warszawa.
- BIEDA F. 1929. Numulity eocenu tatrzańskiego z okolic Zakopanego (Nummulites de l'Éocène tatrique des environs de Zakopane). Pam. III Zjazdu Słow. Geogr. i Etnogr. w Polsce (1927). Kraków.
- 1938. O gatunku Nummulina puschi d'Archiac. — Biul. P.T.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 3. Warszawa.
- 1946. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic (La stratigraphie du Flysch des Carpates centrales polonaises basée sur les grands foraminifères). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 16. Kraków.
- 1951. Starszy trzeciorzęd. — Reg. Geologia Polski, t. 1, z. 1. Kraków.
- 1957. Fauna velkých foraminifer vrchného eocenu Slovenska. — Geol. Sborn., roč. 8, čís. 1. Bratislava.
- 1959. Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego (Paleontological stratigraphy of the Tatra Eocene and of the Podhale flysch). — Biul. Inst. Geol. 149. Warszawa.
- 1960a. Fauna numulitowa w eocenie tatrzańskim (Nummulite fauna in the Tatra Eocene). — *Ibidem*, 141.
- 1960b. Velké foraminifery priútesového flyša na východnom Slovensku (Foraminiferen des Klüppennahen Flysch in der Ostslowakei). — Geol. Práce, zoš. 18. Bratislava.
- 1963. Duże otwornice eocenu tatrzańskiego (Larger foraminifers of the Tatra Eocene). — Prace Inst. Geol., t. 27. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. 1965. Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego Polski. — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 35, z. 3. Kraków.
- BLONDEAU A., BODELLE J., CAMPREDON R., LANTEAUME M. & NEUMANN M. 1968. Répertoire stratigraphique des grands Foraminifères de l'Éocène dans les Alpes-Maritimes (franco-italiennes) et les Basses-Alpes. — Mém. Bur. Rech. Géol. Minér., no. 58. Paris.
- BODELLE J., CAMPREDON R. & LANTEAUME M. 1968. Excursions dans les Alpes-Martimes et les Basses-Alpes. — *Ibidem*.

- BORZA K. 1958. Triasove a liasove kremence Belanskych Tatier a masivu Sirokej (Die tradischen und liassischen Quarzite des Gebirges Belanske Tatry). — Geol. Sborn., roč. 9, čís. 1. Bratislava.
- CHILINGAR G. V., BISSELL H. J. & WOLF K. H. 1967. Diagenesis of carbonate rocks. In: *Developments in Sedimentology*, vol. 8. Amsterdam — London — New York.
- CITA M. B. 1965. Jurassic, Cretaceous and Tertiary microfacies from the southern Alps (Northern Italy). — *International sedimentary petrographical series*, vol. 8. Leiden.
- DZUŁYŃSKI S. & GRADZIŃSKI R. 1960. Source of Lower Triassic clastics in the Tatra Mts. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 8, no. 1. Varsovie.
- FRIEDMAN G. M. & SANDERS J. E. 1967. Origin and occurrence of dolostones. In: *Developments in Sedimentology*, vol. 8. Amsterdam — London — New York.
- GAŚSIOROWSKI M. 1959. Nowe dane o wieku radiolarytów serii reglowej dolnej w Tatrach (On the age of radiolarites in sub-tatric series in the Tatra Mts.). *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, no. 2. Warszawa.
- GLĄZEK J. & RADWAŃSKI A. 1968. Determination of brittle star vertebrae in thin sections. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 16, no. 2. Varsovie.
- GOLĄB J. 1959. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala (On the geology of the western Podhale flysch area). — *Biul. Inst. Geol.* 149. Warszawa.
- GRABOWSKI P. 1967. Budowa geologiczna choczańskich łusek Uplazu, Kończystej i Bramy Kantaka na wschód od Doliny Kościeliskiej (Geology of the Chocz scales of Uplaz, Kończysta and Brama Kantaka east of the Kościeliska Valley). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, no. 4. Warszawa.
- GRZYBEK K. & HALICKI B. 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim (Submarine slides in the Podhale flysch, Carpathians). — *Ibidem*, vol. 8, no. 3.
- GUZIŃK K. & KOTIAŃSKI Z. 1963. Tektonika regli zakopiańskich (La tectonique de la zone subtrique de Zakopane). — *Ibidem*, vol. 13, no. 3/4.
- KOTIAŃSKI Z. 1963. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich (Stratigraphie et lithologie du Trias subtrique de la région de Zakopane). — *Ibidem*.
- HÄNTZSCHEL W. & REINECK H. E. 1968. Fazies-Untersuchungen im Hettangium von Helmstedt (Niedersachsen). — *Mitt. Geol. Staatsinst.*, Bd. 37. Hamburg.
- KOSZARSKI L. & SIKORA W. 1966. Komunikat wstępny o występowaniu olistolitów w warstwach zakopiańskich w Jaszczurówce. — *Kwartalnik Geol.*, t. 10, z. 2. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1961. O warunkach życia w basenach fliszowych (Life condition in Flysch Basins). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 31, z. 1. Kraków.
- KUENEN PH. H. & SANDERS J. E. 1956. Sedimentation phenomena in Kulm and flötzlee des graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany. — *Amer. J. Sci.*, vol. 254. New Haven.
- KULIKOWSKI A. 1967. Budowa geologiczna Nosala (The geology of Mt. Nosal — Western Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, no. 4. Warszawa.
- KUŹNIAR W. 1908. Eocen tatrzański. — *Spraw. Komis. Fizjogr. PAU*, t. 42. Kraków.
- 1910. Eocen Tatr i Podhala (Das Eozän der Tatra und des Podhale). — *Ibidem*, t. 44.
- 1911. W sprawie transgresji eocenu w Tatrach (Sur la transgressivité du Nummulitique dans la Tatra). — *Kosmos*, t. 36. Lwów.

- KUŹNIAK C. 1913. Skały osadowe tatrzańskie (Les roches sédimentaires des Hautes Tatras). — Rozpr. Pol. Akad. Um., A 53 (ser. III, 13). Kraków.
- LEFFELD J. 1969. The Upper Jurassic carbo-silite sequence in the lower sub-tatric succession in the eastern Tatra. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 17, no. 1. Varsovie.
- LITMANOWSKI M. 1910. Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu, czy został przywleczony z dala (Le Nummulitique de la Tatra est-il autochtone ou charrié). — Kosmos, t. 35. Lwów.
- LUGEON M. 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Carpathes. — Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne. Lausanne.
- MAŁECKI J. 1956. Glony wapienne eocenu Tatr (The calcareous algae of the Tatra Eocene). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 25, z. 2. Kraków.
- MARSZALKO R. & RADOMSKI A. 1960. Wstępne wyniki badań nad kierunkami transportu materiału w basenie fliszowym centralnych Karpat (Preliminary results of investigation of current direction in flysch basin of the Central Carpathians). — *Ibidem*, t. 30, z. 3.
- PASSENDORFER E. 1950. Materiały do geologii Tatr. I. O zlepieniu koperszadzkiem. II. O wapieniu murańskim (Matériaux pour la connaissance de la géologie des Tatras. I. Sur le conglomérat de Koperszady. II. Sur le calcaire de Murań). — *Ibidem*, t. 19.
- 1951. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — *Ibidem*, t. 20.
- 1958. W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego (About sedimentation of the Eocene in the Tatra). — Acta Geol. Pol., vol. 8, no. 3. Warszawa.
- 1959. Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu (Eocene paleogeography of the Tatra island). — Bull. Inst. Geol. 149. Warszawa.
- 1961. Rozwój paleogeograficzny Tatr (Evolution paléogéographique des Tatras). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 30. Kraków.
- PASSENDORFER E. & RONLEWICZ P. 1963. Jeszcze w sprawie wyspy tatrzańskiej w eocenie (Additional notes on an Eocene island in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. 13, no. 1. Warszawa.
- PICHA F. 1964. Výsledky sedimentologického výzkumu v paleogénu centrálních Karpat (Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen im Paläogen der Zentralkarpaten). — Sborn. Geol. Véd., Zap. Karpaty, sv. 2. Bratislava.
- PUSCH B. 1837. Polens Paläontologie. Stuttgart.
- RABOWSKI F. & GOETEL W. 1925. Budowa Tatr. Pasma reglowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtratique). — Spraw. P. I. G. (Bull. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. 3, nr 1—3. Warszawa.
- RADOMSKI A. 1958. Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego (The sedimentological character of Podhale flysch). — Acta Geol. Pol., vol. 8, no. 3. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. 1959. Z badań nad petrografią liasu wierchowego (Researches on petrography of the high-tatric Lias). — Przegląd Geol., nr 8. Warszawa.
- 1965. Procesy wciskowe w osadach klastycznych i oolitowych (Pitting processes in clastic and oolitic sediments). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 35, z. 2. Kraków.
- 1968. Studium petrograficzne i sedymentologiczne retyku wierchowego Tatr (Petrographical and sedimentological studies of the high-tatric Rhaetic in the Tatra Mountains). — Studia Geol. Pol., vol. 25. Warszawa.
- 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich, strefa zatok i ich przedpola (Lower Tortonian transgression onto the

- southern slopes of the Holy Cross Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 19, no. 1. Warszawa.
- RONIEWICZ P. 1963. Okruchy granitu i szczątki flory w seisie wierchowym Tatr (Flora remnants and fragments of granite in the high-tatric Seis in the Tatra Mts.). — *Biul. Geol. U.W.*, t. 3. Warszawa.
- 1966a. Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach (Lower Werfenian — Seisian — clastics in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, no. 1. Warszawa.
- 1966b. New data on sedimentation of Eocene organodetrital limestones in the Tatra Mts. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 14, no. 3. Varsovie.
- SCHMIDT W. J. 1955. Die tertiären Würmer Österreichs. — *Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl., Bd. 109, Abh. 7.* Wien.
- SEILACHER A. 1953. Studium zur Palichnologie. Über die Methoden der Palichnologie. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 98, 99.* Stuttgart.
- 1959. Vom Leben der Trilobiten, — *Naturwissenschaften*, Jg. 46. Berlin — Göttingen — Heidelberg.
- SOKOŁOWSKI S. 1959. Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich, sprawozdanie wstępne (Geological map of Nummulitic Eocene Region, northern margin of the Polish Tatra. Preliminary report). — *Biul. Inst. Geol. 149.* Warszawa.
- STRACZEWSKA-KOZIOŁOWA A. 1961. Kontakt serii reglowej z eocenem na Krokwi w okolicy Zakopanego (Contact of sub-tatric series with the Eocene on Krokiew hill near Zakopane). — *Kwartalnik Geol.*, t. 5, z. 1. Warszawa.
- SZAFER W. 1958. Nowa flora eocenska w Tatrach, wiadomość wstępna (New Eocene flora in the Tatra Mts.). — *Ibidem*, t. 2, z. 1.
- TEISSEYRE A. K. 1966. Lower Carboniferous breccias on northern margin of the Intrasudetic Basin. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 14, no. 1. Varsovie.
- TOKARSKI J. & OBERC A. 1953. Z petrografii eocenu Tatr — kamieniołom Pod Capkami (Contribution to the petrography of the Eocene of the Tatra Mts.). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 21, z. 4. Kraków.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1955. Uwagi o sedymetacji werfenu tatrzańskiego (Remarks concerning sedimentation of the Werfen Beds in Tatra). — *Ibidem*, t. 23.
- TURNAU-MORAWSKA M. & LINDNER M. 1959. Mułowce glaukonitowe eocenu tatrzańskiego (Glaucanitic siltstones in the Tatra Eocene). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, no. 2. Warszawa.
- TURNER F. J. & WEISS L. E. 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York — San Francisco — Toronto — London.
- UHLIG V. 1897. Geologie des Tatragebings. — *Anz. Akad. Wiss., math. nat. Kl.* Bd. 64. Wien.
- 1899. Geologische Karte des Tatragebings. III—IV Th. — *Ibidem*, Bd. 68.
- 1911. Tatry. Mapa geologiczna z objaśnieniami polsko-niemieckimi. Nakład PAU, wyd. Mil. Geogr. Inst. Wiedeń.
- VOLZ P. 1939. Die Bohrschwämme (Clioniden) der Adria. — *Thalassia*, vol. 3, no. 2. Bolzano.
- WYCZOLKOWSKI J. 1956. Z badań litologicznych nad utworami eocenskimi Doliny Kościeliskiej w Tatrach (About some lithological investigation on the Eocene deposits of the Kościeliska Valley in the Tatra Mts.). — *Biul. Inst. Geol. 149.* Warszawa.

SUMMARY

ABSTRACT: Lithological and sedimentological problems of what is known as the Nummulite Eocene stretching along the northern margin of the Tatra Mts. and which occurs in the bottom of the inner-Carpathian flysch are discussed in the present work. The character of sediments and their variability in individual parts of the belt of outcrops are examined in detailed lithological profiles. Basal conglomerates, among which several varieties with a different genesis (conglomerates composed of waste material or regoliths, boulder masses of different types, conglomerates formed of a material deposited in the form of regular layers on a near-shore accumulation platform, etc.) have been distinguished, are the lowermost lithological member. Detrital dolomites formed by the accumulation of mechanically crumbled dolomites and other carbonate sub-tatric substratal rocks, as well as conglomeratic organodetrital limestones and various organogenic rocks (algal, nummulitic and discocyclinid limestones, siltstones with terrestrial plant remains, etc.) are overlying lithological members. Attention has been attracted to the accumulations of nummulite tests caused by waving and currents, as well as to the orientation of these tests brought about by the movement of water and the activity of organisms dwelling in the deposit. The palaeomorphology of the coastline, littoral zone and land area during the transgression has been characterized on the basis of a sedimentary contacts of the bottom of the Nummulite Eocene deposits. The course of the sedimentation of the littoral Nummulite Eocene deposits in the entire area of the Tatra Mts. has been presented.

INTRODUCTION

The Nummulite Eocene of the Tatra Mts. is a littoral deposit composed of detrital rocks coming from the destruction of sub-tatric rocks and from organogenic sediments. These sediments pass upwards into the Podhale flysch of which the Zakopane Beds, consisting mostly of shales (Gołab 1959), are the lowermost member, occurring above the Nummulite Eocene.

The Eocene transgression entered the territory of Inner Carpathians from the north from the area of the sea of Outer Carpathians and gradually advanced southwards up to the northern end of the Gemericid massif which maintained their continental character throughout the Palaeogene. The course of the Eocene transgression was determined by the terrain morphology shaped by earlier tectonic movements and the denudation which took place after these movements and before the transgression. The area of the Tatra Mts., as well as other inner massifs was a terrain elevated above the surrounding territory. The Tatra Mts. maintained the character of an island in the Eocene sea up to the end of the formation of the Zakopane Beds (Passendorfer & Roniewicz 1963). After the sedimentation of the inner flysch has been completed, the area of the Tatra Mts. was uplifted which caused an inclination of Eocene deposits and flysch near the margin of the Tatras. An occurrence zone of the Nummulite Eocene, running along the northern margin of these mountains, was formed by a subsequent erosion. On the northern side, the occurrence zone of the Nummulite Eocene does not form a continuous belt since, in this area, the Tatras are cut off by a fault and thick covers of Quaternary deposits of a glacial origin occur in the place in which the occurrence zone should be situated.

STRATIGRAPHICAL REMARKS

Stratigraphically, the Tatra Eocene includes the Upper Lutetian and Lower Bartonian (Bieda 1946, 1963) and is divided into four Nummulite subzones (hemeras *sensu* Bieda 1963) (cf. fig. 4). These subzones are contained in zones V and VI distin-

gished for the area of the entire Carpathians (Bieda 1946). On the basis of occurrence ranges of individual subzones in different occurrence regions of the Nummulite Eocene of the Tatras (fig. 4), one may conclude that the transgression entered the area of the present occurrence zone nonsynchronously and particular profiles do not represent identical periods. Since large forams rarely occur from the very bottom of the profiles and the thickness of deposits devoid of fossils is different in particular profiles, the conclusions, based only on the occurrence of the assemblages of large forams representing individual subzones, may be, in particular during the estimation of the age of transgression, erroneous. Circumstances advantageous to the life of large forams need not necessarily exist under the sublittoral conditions which on the whole accompanied the formation of the lowermost members of deposits.

The observation may frequently be made that in higher members of the Eocene the tests of forams were redeposited which affects the estimation of the age of particular sets of deposits. It is impossible to correlate the Nummulite Eocene deposits and shales of the Zakopane Beds. Many facts indicate that these two types of sediment were, in some areas, formed simultaneously and alternated each other (fig. 5).

LITHOLOGY

Conglomerates

On account of their situation in profiles, two types of conglomerates have been distinguished: the lower (basal) and upper conglomerates.

The lower conglomerates occur, in varying quantities, in the entire occurrence zone of the Nummulite Eocene, resting at the base of profiles directly on a substratum built of various rocks which belong to the Mesozoic of the sub-tatric units. Upper conglomerates occur above the deposits which contain large forams, usually in subzone IV, contain pebbles of Eocene rocks, frequently with nummulites, and do not form continuous strata. They occur most abundantly in the Bielskie Tatras (fig. 11) and also are known in two localities in the Olczyńska Valley (marked 8 in fig. 6a; see also pl. III, fig. 1) and the Pod Capkami quarry (10 in fig 7).

Conglomerates consist of rocks of various types coming from the sub-tatric units, mostly Middle Triassic dolomites (cf. chart 1). An exotic material, mostly found in upper conglomerates from the Bielskie Tatras, also occurs in them but is rather rare and consists of rhyolite pebbles and tuffs and metamorphic rocks such as, gneisses, chlorite schists and black silica rocks. The composition of this exotic material is similar to that in the Lower Werfenian (Turnau-Morawska 1955, Borza 1958, Roniewicz 1966a) and high-tatric Liassic (Radwański 1959) deposits. This material could not be redeposited from the members referred to above since, both in the Lower Werfenian and Liassic, it is scarce and occurs only within compact quartzitic sandstones. In all cases, the material came from the Hercynian massifs and, in the case of the Eocene, it was transported from the south, i.e., from the area of the Gemeridian massif to the territory of the Tatra Mts. before the Eocene transgression, deposited in the form of gravel masses and thence subsequently reached the Eocene conglomerates (Passendorfer 1958). No rocks coming from the high-tatric units or from the crystalline massif have been found in conglomerates.

Two varieties of basal conglomerates, differing in type of their cement have been distinguished (Uhlig 1898, Kuźniar 1910, Wyczółkowski 1956), namely, red with a calcareous-ferruginous and gray with a carbonate cement. Red conglomerates

occur in the bottom of the Eocene deposits of Mt. Hruby Regiel and west of it, as well as in an isolated path of the Eocene at Rusinowa Polana. They are considered a continental deposit formed by the accumulation of a weathered material under the conditions of a warm climate prior to the transgression (Wyczólkowski 1956).

As results from the present writer's observations, these conglomerates occur only in the areas in which the substratum contains the rocks initially red colored and even frequently strongly mineralized with iron oxides. In the environs of Mt. Hruby Regiel, these are Choč Liassic limestones, as well as Upper Triassic shales and mudstones. The cement of conglomerates was formed as a result of the reworking of these rocks. Fragments of other rocks, initially non-ferruginous and having no weathering peel, are only coated with a thin envelope of matrix which sometimes, along fissures and fractures, penetrates inside. They were not, therefore, subject to the laterite-type weathering which took place ashore. Only the lowermost parts of the conglomerate, preserved in the hollows of a rough, karstified surface of the Liassic limestones may be a remainder of a material weathered ashore. Higher members of conglomerate marked by a selection of material, indistinct bedding and sometimes orientation of flat pebbles (fig. 10e) were formed, near shore in a marine basin, of a material transported from inland areas. Upwards, the red conglomerate gradually passes into a gray conglomerate (fig. 9a). Several types clearly differing in their genesis may be distinguished among the gray basal conglomerates as, for instance, a fine-detrital conglomerate composed almost entirely of fragments of the Anisian dolomites occurring in the substratum and which has been found in the Olczyska Valley (fig. 6a). This material is only slightly rounded and indistinctly bedded. This is a conglomerate formed by the cementation of a weathered material which almost rested in place. Conglomerates, similar in character and genesis to those described above, occur in the environs of Zakopane (marked 2 in figs. 8a—h), as well as in the Kremena Valley at the foot of Mt. Osobita and in the quarry at Brestova in Slovakia.

On Mt. Wysoki Regiel, the conglomerate forms an extensive, flat lens and consists of a material variable in size (fig. 11) and degree of rounding. Specimens with borings of lithophags occur among pebbles. The conglomerate of such type was formed by the cementation of an allochthonous boulder mass whose components were formed during the abrasion of a high shore, transported as a result of waving and currents and deposited in the form of a tongue-like bank. The present outcrop of the conglomerate represents a section transverse to the stretch of this bank. A conglomerate which was formed by the cementation of blocks and boulders deposited directly on the surface of the shore destroyed by abrasion occurs in the Sucha Woda Valley.

Another type of conglomerate is represented by the outcrop in the Sucha Valley (fig. 12) in which the deposit consists of alternating banks of conglomerate and sandstones separated from each other by fairly sharp boundaries (pl. VIII, fig. 1). Cross bedding and streaking-out banks are here and there (pl. VIII, fig. 2). The material is fairly well-rounded, some of its components displaying even a very high degree of rounding. A mudstone lens with the remains of flora, preserved in it, occurs in this conglomerate. Banks of dark algal limestone occur in a similar conglomerate in the Sucha Woda Valley (pl. V, figs. 1 and 2). Particular pebbles in the conglomerate are coated with this limestone (pl. VI, figs. 1 and 2).

Similar coatings are observed on the pebbles which also occur in a basal conglomerate in the Bystry Valley (fig. 6b). A distinct lamination (pl. VI, figs. 2 and 3; pl. VIII, fig. 1) is visible in a black limestone. Outlines which may represent cross sections of poorly preserved algae (pl. VII, figs. 2 and 3) are observed in some laminae. A fundamental mass of the limestone consists of a dark-colored calcimi-

crete. These laminae are frequently similar geometrically to those occurring in stromatolites (pl. VII, fig. 1). Most likely, this sediment was formed in the near-shore zone as a total product of the carbonate sedimentation and of the growth of primitive green and blue-green algae and, therefore, it is related genetically to stromatolites and some types of carbonate beach rocks.

Conglomerates with algal limestones and mudstone lenses containing remains of terrestrial flora were formed, in the near-shore zone, of the accumulations of gravels transported from land and shifted as a result of waving and currents in the near-shore zone. The supply of the material was determined by variable forces of transportation. Sometimes, when the rate of material transportation dropped, a cover was formed of algal limestones and the sedimentation of mud with plant remains occurred. This took place in the zones located between gravel heaps which for some time were screened by these heaps from a stronger waving and action of currents. Gray conglomerates occurring above the red ones were formed likewise, but in this case — as results from the fact that the cross bedding more frequently occurred in conglomerates — a greater role was played by water currents.

Upper conglomerates in the Bielskie Tatras reach a thickness of the order of about 100 m. In regard to bedding (pl. I), they are fairly similar to basal conglomerates from the Sucha Valley (cf. figs. 12 and 13). They consist of pebbles coming from all members of the Mesozoic of the Bielskie Tatras. Blocks of the Zakopane shales a few meters in size and pebbles of limestones with nummulites also occur in this region. Clearly, then, conglomerates were formed of a material transported from a fairly extensive area of outcropping Mesozoic rocks, as well as a result of the destruction of Eocene sediments which were deposited and diagenized earlier. The nature of some members of conglomerates indicates that the transportation of the material took place suddenly in the form of slumps and rapid creeping. All these facts point out that upper conglomerates were formed in the neighborhood of the near-shore zone which was subject to tectonic movements. A fault system which caused a strong abrasion and erosion of the littoral zone and of the elevated zones of the bottom of the basin, on which Eocene deposits were formed earlier, was developed in this place.

Upper conglomerates found in the Olczyńska Valley and in the Pod Capkami quarry are composed similarly as basal conglomerates from these same or adjoining profiles. Pebbles of Eocene rocks with large forams make up an additional component. They were formed by the transportation of the detrital material from the littoral zone situated somewhat further south of the present outcrops of basal conglomerates occurring in these same profiles and by the erosion of earlier formed and diagenized Eocene deposits. An increase in the supply of the detrital material to the zone situated further from the shore should be ascribed to tectonic movements which took place on the territory of the Bielskie Tatra Mts.

Remarks on the shape and orientation of pebbles in conglomerates

It is clear from Zingg's diagrams that there are no distinct differences in shape of pebbles between the gray and red conglomerates (chart 2), as well as that the shape of pebbles in basal conglomerates with a small degree of rounding depends primarily on the lithological composition. An increase in the number of spherical and spindle-like pebbles in the upper conglomerate from the Olczyńska Valley as compared to those in the basal conglomerate from this same profile

and which have a similar lithological composition, results from the effects of the rounding of the material during its transportation.

A considerable dispersion (within a range of 180°) of inclination directions of the *ab* planes of flat pebbles is a common feature of the diagrams which depict the orientation of such pebbles. Since measurements were taken within limits of one or at most a few layers in a restricted zone along their extent, we can suppose that the force which caused the orientation was not uniformly directed. The waving which caused the inclination of the *ab* plane to the north was this force. An opposite inclination in the diagrams in which northern inclinations predominate was caused by the action of return currents evoked by the inflow of waves in the zone of near-shore shoals. Thus, the diagrams which do not display opposite inclinations (fig. 10d) indicate that no return currents occurred in this place and that the orientation was only a result of the inflow of waves towards the shore. A diagram prepared for gray conglomerates from Jaroniec is the only one which may indicate that the orientation was caused by a current flowing from SE. Such a conclusion is confirmed by a fairly frequent appearance of cross bedding in gray conglomerates of this region.

Detrital carbonates

Sandstones occurring in the Nummulite Eocene consist of grains formed by the crumbling of various carbonate rocks of the sub-tatric Mesozoic (pl. XIII and XIV). This is clearly visible in coarse-grained sandstones in which particular grains may be easily identified as parts of sub-tatric rocks of different types. Detrital dolomite grains are the main components of sandstones. The largest thicknesses of sandstones are recorded in Mt. Hruby Regiel where the sedimentation of sandstones clearly makes up a continuation of the sedimentation of gray conglomerates. The components of these sandstones bear, therefore, the character of recycled dolomite grains (cf. Friedman & Sanders 1967).

In the lower part of the profile in Mt. Hruby Regiel (fig. 14), the sandstones are thick-bedded, do not contain organic remains and interbedding of the gravel material is observed in them. Cross bedding (fig. 15) of a nature met with in near-shore lows-and-balls frequently occurs in a set of such layers. Towards the top of the profile, the thickness of layers decreases, gravel intercalations disappear and the cross bedding occurs less frequently, the sets of cross strata being thinner and displaying a smaller inclination. Gradually, grains in sandstones become finer and finer and sometimes a silty fraction begins to predominate in them. Halfway the profile, tests of large forams begin to appear gradually, their number increasing here and there to such an extent that they become a main component of some layers. These accumulations have, in some cases, the outlines of cross bedding. In the present writer's opinion they were formed as a result of a condensation, that is, washing out of a fine-grained sediment by a weak current which could not transport the tests and consequently considerable amounts of these tests were accumulated. Small forams, polychaete tubes (*Ditrupa* sp.) and intercalations containing charred remains of terrestrial flora appear in the uppermost parts of dolomitic sandstones, together with scattered grains of glauconite and increasing amounts of grains of quartzite.

Mass accumulations of shells of *Terebratula picta* Schafhäütl accompanied by few oysters are also encountered within the range of sandstones. The tests of terebratulids display a certain degree of orientation in relation to the plane of layers.

Dolomite sandstones were formed — in the zone which was more distant from the shore than the underlying conglomerates — of a sandy material produced by Triassic dolomites weathering ashore and by crumbling of dolomite pebbles. This material, washed out by waving and currents from the zone of accumulation of gravels, was transported to the zones more distant from the shore. At first, the sedimentation was fairly rapid and took place with the participation of strong currents but its rate gradually dropped together with a decrease of strong currents in the accumulation of the sandy material. A rapid sedimentation and shifting of the sand over the bottom did not favor the development of the benthonic life, except for the organisms dwelling in the sediment which might live here as shown by the traces of their activity met with in lower members of sandstones (pl. XIII, figs. 2 and 3). The gradual drop in the rate of sedimentation facilitated the development of large forams and brachiopods. An increase in the amount of organic components caused an increase in the calcium content of sandstones. Here and there, the organic components are so numerous that sandstone or dolomite mudstone are replaced by organogenic rocks. In other places, sandstones and dolomite mudstones gradually pass into flysch strata. Dolomite sandstones are replaced by mudstones and quartz sandstones intercalated by clayey shales. In addition to Mt. Hruby Regiel, a similar course of sedimentation of the detrital dolomites may be observed in the Pod Capkami quarry and on the territory of Slovakia (Bobrowiecka Valley region). On the basis of different ranges of detrital dolomites in profiles we may draw the conclusion that they were accumulated in the littoral zone in the form of tongue-like heaps, the same as conglomerates which occur in some regions. The deposits of other types, overlying sandstones in profiles, gradually disappeared in the localities in which these heaps reached further from the shore and were thicker. Organogenic deposits might be formed in zones situated between the heaps which screened them from the action of currents.

Conglomeratic organodetrital limestones

Rocks of this type, described in a previous work (Roniewicz 1966b), occur over basal conglomerates in the environs of Zakopane (figs. 8e—h), over a conglomerate in Wysoki Regiel and in Zadnie Kosarzyska (cf. fig. 1). They do not occur in the zones in which dolomite sandstones display a large thickness.

The sediment under study consists of single pebbles and yellow Ladinian dolomites embedded in an organic mass (pl. XVI, fig. 4) in which such material may be distinguished as frequently crumbled tests of large and small forams, fragments of calcareous algae and bryozoans, crinoid ossicles and pelecypod valves (frequently oysters).

Some fragments and pebbles of yellow dolomites are bored by lithophags (pl. XVI, figs. 1—3). On the basis of the shape of these borings (cf. Volz 1939, Roniewicz 1966b, Radwański 1969), it was possible to state that these lithophags were represented by sponges of the species *Cliona celata* Grant, *Cliona vastifica* Hancock and probably also *Cliona albicans* Volz, polychaetes *Polydora ciliata* (Johnston) and *Potamilla reniformis* (O. F. Müller), as well as pelecypods of the genus *Lithophaga*.

Not all of the fragments of rocks are bored by lithophags and the degree of destruction of those which are bored varies from channels on the surface of a pebble up to a complete perforation so that a general outline of a pebble is only preserved, its structure resembling that of slag. In some pebbles the apertures of

channels, bored by lithophags, are abraded. The latter fact indicates that lithophags did not destroy pebbles in the locality of their present occurrence but that the already bored pebbles were transported from a zone situated nearer the shore in which conditions existed more favorable to the life of lithophags.

Algal coatings are frequently observed on pebbles bored by lithophags (pl. X, fig. 1; pl. XII, fig. 2). We may distinguish coatings uniformly covering pebbles and those asymmetrically growing on one side only. Concentric coatings were formed when a pebble was rolled over the bottom and asymmetric ones — when it rested on the bottom. All these facts indicate that the conglomeratic organodetrital limestones were formed in a relatively shallow littoral zone and in the places in which the supply of a detrital material was slow and in which a rich organic life was developing. The sediment of such type was deposited in a shallow littoral zone, which was not very intensively supplied with the detrital material transported from a nearby shore (Roniewicz 1966b).

Organogenic rocks

Organogenic rocks, which occur in higher parts of the Nummulite Eocene, do not form continuous horizons and pass laterally into organodetrital rocks. Algae of the family Corallinaceae are a fairly common component of the organogenic deposits (Małecki 1956). We may distinguish the limestones in which algae occur in life position, are accompanied by large forams, single branched corals, thick-shelled pelecypods, etc. but which usually do not contain a coarse detrital material and the limestones, in which algae crumbled up to a sandy fraction and, accompanied by a detrital and organodetrital material, make up a main component (pl. XVIII, figs. 1 and 2; pl. XIX, fig. 1; pl. XXII, fig. 2; pl. XXIII, fig. 2; pl. XXIV, fig. 2). Algae developed in shallow parts of the basin, in the places in which there was no intensive detrital sedimentation. In the course of time, when conditions changed, the algal structures thus formed were destroyed and detrital rocks with a high content of algal detritus were formed in their neighborhood.

Nummulite and discocyclinic limestones and sandstones

Large forams are a component of the rocks of almost all types except for massive conglomerates. In some layers, they become, however, a main rock-building component. Layers consisting mostly of the tests of *Nummulites perforatus* (Montfort) are one of such varieties. These layers are sometimes cross-bedded which indicates that the accumulation of forams was caused by currents (fig. 16). Other accumulations which occur in top parts of the layers of dolomite sandstones were formed as a result of a condensation which consisted in finer parts of the sediment being removed by a weak current. Large accumulations of discocyclines are related with mudstone-type layers (pl. XXVI). Disorders in the arrangement of sediment caused by the creeping of an unconsolidated sediment are visible in these layers.

Tests of large forams frequently form lenslike accumulations in the bottom of layers (fig. 17; pl. IX, fig. 1). This takes place as a result of washing the tests by current and waving which drive and deposit them in bottom hollows. Disorders may also be observed in the arrangement of such tests caused by bottom-dwelling organisms (fig. 20; pl. XII, fig. 1).

In many cases, the tests of large forams are slightly dolomitized. This process most likely took place when the sediment was not yet cemented or when it was in the initial stage of cementation.

Sediments with terrestrial flora

The drifted remains of flora, some of them charred, occur in various parts of profiles both in basal conglomerates (Sucha Velley), in which the species and genera are similar and in the Eocene of Geiseltal (Szafer 1958) and, therefore, this is a flora characteristic of a warm climate. Remains of flora are also observed in carbonate sandstones and mudstones which occur in upper parts of the Nummulite Eocene (Hruby Regiel — Kuźniar 1910). The best preserved remains are met with in mudstones and clayey shales of the Zakopane Beds which occur over the Nummulite Eocene. A very good state of preservation of these remains is indicative of a not very long distance of their transportation. These facts make up an additional proof for the validity of the hypothesis that the Tatra island existed not only after the deposition of the Nummulite Eocene. The remains of flora also occur in the flysch members of the Podhale Palaeogene (Bąkowski 1968).

Remarks on diagenetic processes

The detrital material of the Eocene rocks was only to a small extent changed by the diagenetic processes. The phenomenon of dissolution and recrystallization is met with sometimes in fine-grained sandstones and carbonate mudstones. Organic remains are preserved unchanged. On the other hand, also frequent is the phenomenon of a mutual pressing-in of the tests of nummulites combined with their dissolution in the place on which pressure is exerted (pl. XIX, fig. 2; pl. XXV, fig. 1; pl. XXVII). Similar phenomena are observed on pebbles which are parts of massive conglomerates.

THE COURSE OF THE EOCENE TRANSGRESSION IN THE TATRA MTS.

After the completion of the Mesozoic sedimentation in the Cenomanian in the high-tatric series and in the same time in the sub-tatric series, the charriage movements took place, during which the main nappe-type tectonic units of the Tatra Mts. were formed. After these movements, during the land period, a surface was shaped which the Eocene transgression entered in the Upper Lutetian. It is clear from the lithological composition of pebbles that neither the crystalline massif, nor the sedimentary rocks of the high-tatric series were subject to erosion and, therefore, they were covered by the rocks of the sub-tatric units. It was only in Zadnie Kosarzyska that the crystalline massif was outcropped on the surface and granite was strongly weathered before the incoming of the transgression. We may suppose that at this moment, the entire Tatra region was not mountainous in character but formed a certain convexity without deep valleys and relative altitude differences. We may conclude from the nature of different varieties of conglomerates that the terrain surface was in many places covered with a weathered

material and, here and there, gravel masses. Most likely, the entire area had a rich vegetal cover.

First, the marine transgression invaded the area between the Sucha Woda Valley and the Pod Capkami quarry, as well as the region of Mt. Hruby Regiel. In further stages, it gradually covered the area which is represented by the rest of the present occurrence zone.

In the first of the areas referred to above, the shore was on the whole flat and the abrasion zones were situated SE of Mt. Wysoki Regiel, which may be guessed on the basis of the presence of the allochthonous boulder mass and in the Sucha Woda Valley in which the abrasive conglomerate overlies a rough surface of Liassic limestones.

Further to the west, the shore is rather flat and a considerable amount of gravel material, deposited in the form of heaps in a zone of an extensive near-shore platform, is accumulated in the littoral zone. In this area, sediments of dark algal limestones and intercalations of mudstones with the remains of flora are formed within conglomerates.

Sandstone- and mudstone-type sediments, in which the remains of flora occur in a few places, were formed after the formation of conglomerates. Conglomerates also appear in a few places of the profile (cf. fig. 3). Nearby, in the Olczyska Valley (fig. 6a), basal conglomerates are thin and weathered. In the profile of overlying sediments, conglomerates appear in a few places in the form of not very thick layers. In the upper part of the profile, a very abundant development of large forams is observed and the formation of upper conglomerates terminates the sedimentation.

In the nearby Jaszczurówka, a limestone, full of small benthonic forams occurs in a position of the upper conglomerates (pl. XXIII, figs. 2 and 3). Clearly, then, the sedimentation of upper members of the Nummulite Eocene was more strongly differentiated.

West of the Olczyska Valley, on the slopes of Mt. Nosal, after the formation of a thin layer of basal conglomerates, detrital dolomites were formed which upwards are gradually replaced by the organogenic and organodetrital sedimentation.

Probably, in the region of the quarry at Pod Capkami, the shore was also low and longitudinal depressions occurred in the substratum. Angular Ladinian dolomite boulders coming from the substratum and rounded blocks of Liassic quartzites which were transported earlier are deposited in one of these depressions (pl. II). A fine-detrital sedimentation which, as indicated by the nature of cross beddings, took part with the participation of not very strong currents, was started amidst this scattered boulder mass. Some of these boulders were periodically displaced by a stronger waving and, consequently, at present not all of them occur in the bottom itself but are scattered in the sediment over a few meters of thickness. The detrital sedimentation gradually faded out, a finer and finer material was deposited and, at the same time, the part of the organogenic material increased. In this area, practically all groups of animals from foraminifers up to the vertebrates (teeth of sharks) are represented together with calcareous algae.

Mudstone deposits with planktonic foraminifers and mudstones with glauconite were formed after the formation of layers with nummulites and discocyclines. An increase in the rate of the supply of detrital material, marked by a local formation of the upper conglomerate, completes the sedimentation.

East of the quarry (fig. 6b) and west of them, in the vicinity of the great ski jump, there are zones with a considerably decreased thickness of sediments.

(pl. III, fig. 1). Elevations of the bottom and salients in the shoreline which delayed the increase in detrital deposits, were probably situated in this area.

A distinct depression marked by its reaching the substratum by successive members of the Nummulite Eocene in its eastern end (Mała Łąka Valley) occurred at Mt. Hruby Regiel. In this vicinity, the shore was low and the surface covered with weathered rocks which, washed out, provided material for red conglomerates. Dolomite sandstones and, still later, organogenic rocks and layers with flora were formed after the formation of a thick set of gray and red conglomerate with a total thickness of 100 m.

The area between Mt. Hruby Regiel and the Pod Capkami quarry was invaded by the transgression somewhat later. The shore was then fairly flat, sedimentation fairly slow and the conglomeratic organodetrital limestones represented a predominant facies. West of Mt. Hruby Regiel, the transgression entered a flat terrain and an extensive platform covered with gravel, of which conglomerates were formed, was developed near the shore. In the western end of this zone, in which Choč dolomites occur in the substratum rocklets are scattered along the shoreline (pl. XV, figs. 1 and 2). The shoreline is here strongly developed and a characteristic deposit, consisting of a dolomite waste and abraded dolomite rocks, is formed between rocklets. Sediments of dolomite sandstones alternating with organogenic and organodetrital sediments occur above conglomerates. A sedimentation of a similar character is observed over an area from the state frontier to Mt. Osobita in Slovakia.

At Zadnie Kosarzyska, the marine transgression entered, among other areas, a zone in which a weathered granite was outcropped. Since a fairly rapid sedimentation of the dolomite conglomerate, devoid of components from the crystalline substratum, occurred in this area, it was bound to be depressed as compared with adjoining areas. We may guess that a cover of Triassic dolomites overlaying the surface of the crystalline substratum was situated in the nearest neighborhood. The conditions of sedimentation, characteristic of the facies of the conglomeratic organogenic limestone, were settled after the formation of the basal conglomerate. Detrital dolomites full of the tests of nummulites occur in the upper part. Algal limestones are here the uppermost members.

Judging by the sediments preserved, the transgression entered the area of the Bielskie Tatry Mts. fairly late and its process was rather calm. The organogenic sedimentation which gradually passed into the flysch one (fig. 5), took place after the formation of thin conglomerates. It was only during that period that a fundamental change took place in the conditions and that upper conglomerates were formed. Their formation was related with the uplifting of the littoral zone. Faults, which were then formed, caused the abrasion and increase in the amount of the detrital material which covered the entire littoral zone and, afterwards, was transported from this zone by currents and submarine slumpings set in motion in the zone of the dislocated parts of the bottom. Before the end of the detrital sedimentation, isolated accumulations of algal limestones were formed here and there and a general sedimentation of clayey and muddy deposits of the Zakopane Beds took place. In the littoral zone, tectonic processes did not, however, disappear, which is indicated by the presence of the layers of conglomerates and breccia consisting of a detritus of Tatra rocks which accompanied the sedimentation of shales of the Zakopane Beds.

Since pebbles of Eocene limestones with large forams are met with in upper conglomerates, we can believe with a considerable degree of certainty that the Eocene sedimentation in the Bielskie Tatry Mts. began earlier than it might be

concluded on the basis of the sediments preserved. Older members were probably eroded during the intensification of tectonic processes in the littoral zone.

A considerable decrease of the occurrence zone of the Nummulite Eocene and, in some cases, their complete disappearance is observed in a zone west of the Bielskie Tatra Mts. as far as Leżny stream (cf. fig. 1). In the present writer's opinion, this phenomenon is a result of the lack of a shallow littoral zone in the basin. In this connection, the sedimentation of flysch deposits was probably started earlier.

Zakopane Beds of the Podhale flysch are undoubtedly the deposits which were formed at a larger depth, in some cases even in the reductive environment. They contain dolomite layers which sometimes occur in the form of large nodules (sphaerodolomites), which are primary in character. The dolomite substance of which these deposits were formed seems to come from dissolved Tatra dolomites and from detrital Eocene sediments. The rest of the material of the Zakopane Beds, in particular the members of quartzic mudstones and sandstones, probably is not of the Tatra origin but, like the material of the Chochołów Beds (upper flysch member), was transported by suspension currents from the west (Radomski 1958, Marszałko & Radomski 1960). Taking into account the characters of a typical flysch, the Zakopane Beds could not be considered as a completely flysch sediment such as the Chochołów Beds.

It should be emphasized that the flysch sedimentation started at the moment when the Tatra island began to disappear. Its presence was probably a cause of a sedimentation of the type of the Zakopane Beds which took place in a fairly deep basin without any considerable participation of the suspension currents.

Post-Eocene tectonic movements caused a monoclinical inclination of the Nummulite Eocene and the formation of a certain number of faults running on the whole perpendicularly to the occurrence zone. A calcite mineralization may be observed in the neighborhood of some dislocations.

*Institute of Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, March 1969*

OBJAŚNIENIA DO PŁANSZ I—XXVI

DESCRIPTION OF PLATES I—XXVI

PL. I

Skalka zbudowana z ławic zlepieńców przedzielenych ławicami piaskowców skośnie warstwowanych; południowe zbocze Tokarni w Tatrach Bielskich

A rocklet built of conglomerates intercalated with cross-bedded sandstones; S slope of Mt. Tokarnia, Bielskie Tatras

PL. II

Lawice piaskowców dolomitowych w kamieniołomie Pod Capkami. Zaznaczone bloki dolomitowe i kwarcytowe tkwiące w piaskowcach (głazowisko rozproszone)
 Layers of detrital dolomites in the Pod Capkami quarry. Marked are dolomitic and quartzitic blocks in sandstone (dispersed boulder mass)

PL. III

- 1 — Kontakt dolomitów ladinu z łupkami zakopiańskimi w odsłonięciu przy dużej skoczni narciarskiej na zboczu Krokwi.
 Contact of the Ladinian dolomites with the shales of the Zakopane Beds near large ski jump on Mt. Krokiew.
- 2 — Lawice górnego zlepieńca u wylotu Doliny Olczyskiej.
 Layers of the upper conglomerate at the outlet of the Olczyska Valley.

PL. IV

Kontakt eocenu numulitowego z liasem-krizniańskim u wylotu Doliny ku Dziurze
 1 podłoże eocenu (margle plamiste liasu), 2 zlepieńiec złożony z okruchów margli, 3 wapień z dużymi otwornicami i pojedynczymi okruchami margli, 4 wapień organogeniczny

Contact of the Nummulite Eocene and Krizna Liassic at the outlet of the Ku Dziurze Valley

1 substratum of the Eocene (Liassic spotted marls), 2 conglomerate consisting of fragments of marls, 3 limestone with large forams and isolated fragments of marls, 4 organogenic limestone

PL. V

- 1 — Lawice zlepieńców w korycie potoku Sucha Woda, w których występują przewarstwienia wapieni glonowych.
 Conglomerate layers in the stream bed of Sucha Woda; algal limestone intercalations occur in these layers.
- 2 — Widok ławicy wapienia w zlepieńcu. Widoczne pojedyncze otoczaki tkwiące w wapieniu, a w górnej części ławicy powłoki na otoczakach.
 Limestone layer in the conglomerate; particular pebbles in limestone and coatings on pebbles in upper part of the layer.

PL. VI

- 1 — Otoczek dolomitu triasowego z powłoką, w której widoczne są warstwy o różnej strukturze X 5
 Pebble of Triassic dolomite with a coating in which layers of various texture are visible X 5

- 2 — Otoczak dolomitu obleczony powłoką wapienia glonowego o widocznej makroskopowo laminacji. Z lewej strony widać korozję otoczaka.

Dolomite pebble coated with algal limestone of visible lamination; corrosion of the pebble visible at left.

PL. VIII

- 1 — Fragment powłoki na otoczaku dolomitu. Widoczne wnikanie osadu w nierówności otoczaka, oraz charakter budowy poszczególnych warstw w powłoce × 6
A fragment of coating on the dolomite pebble. Penetration of sediment into the fissures of pebble and the character of texture of the particular layers in coating are visible × 6

- 2—3 — Fragmenty powłok wapiennych, w których widać przekroje glonów. Fig. 2 — × 16, fig. 3 — × 30.

Fragments of calcareous coatings in which sections of algae are visible. Fig. 2 — × 16, fig. 3 — × 30.

PL. VIII

Dolne zlepieńce w kamieniołomie w Suchej Dolince
Lower conglomerates in the quarry at the Sucha Valley

- 1 — Ławica piaskowca i zlepieńca oddzielona ostrą granicą.
Sharply delimited layers of conglomerate and sandstone.
- 2 — Warstwowanie skośne w zlepieńcach.
Cross-bedding in conglomerates.

PL. IX

- 1 — Soczewkowate nagromadzenie numulitów ze spągu ławicy piaskowca dolomitowego z Hrubego Regla.
Lenticular concentration of nummulites at the bottom of detrital dolomite at Mt. Hruby Regiel.
- 2 — Nagromadzenie dyskocyklin widoczne na przekroju prostopadłym do ławicy piaskowca dolomitowego z Hrubego Regla.
Concentration of discocyclus seen at the section perpendicular to the layer of detrital dolomite at Mt. Hruby Regiel.

PL. X

- 1 — Powłoka z glonów wapiennych na otoczaku dolomitu; zbocze nad polaną Molkówka.
Coating of calcareous algae on a dolomite pebble; Polana Molkówka.

- 2 — Gniazdowe nagromadzenie numulitów widoczne na powierzchni ławicy gruboziarnistego piaskowca dolomitowego; odkrywka ponad polaną Molkówka.
Nest-like concentration of nummulites seen on the bedding plane of coarse-grained detrital dolomite; Polana Molkówka.

PL. XI

- 1 — Kieszeniowe nagromadzenie skorupki dużych otwornic w ławicy organogenicznej na zboczu Hrubego Regła.
Pocket-like concentration of large forams in an organogenic layer on Mt. Hruby Regiel.
- 2 — Kanały organizmów mułozernych w wapieniu organogenicznym, wypełnione mułowcem dolomitowo-kwarcowym; kamieniołom przy szosie koło Vážca ok. × 6
Canals after bottom dwellers in an organogenic limestone, filled in with quartz-dolomitic siltstone; quarry near Vážec ca. × 6

PL. XIII

Kanały utworzone przez organizmy mułozerne, wypełnione osadem
Canals after bottom dwellers, filled with sediment

- 1 — W mułowcach ze szczątkami flory lądowej z Suchej Dolinki.
In siltstones with remnants of terrestrial flora; Sucha Valley.
- 2—3 — W piaskowcach dolomitowych z Hrubego Regła.
In dolomitic sandstones at Mt. Hruby Regiel.

PL. XIII

Piaskowce zbudowane z okruchów skał węglanowych pochodzących z jednostek re-glowych

Sandstones consisting of fragments of carbonate rocks derived from the sub-tatric units

- 1—2 — Piaskowce w których przeważają okruchy dolomitów lądynu (kamieniołom Pod Capkami) × 5
Sandstones in which Ladinian dolomite fragments prevail; Pod Capkami quarry × 5
- 3 — Piaskowiec złożony z okruchów dolomitów triasowych, oraz margli i wapieni kredowych i liasowych (Koziańczyńska) × 5
Sandstone consisting of fragments of Triassic dolomites as well as of Liassic and Cretaceous marls and limestones; Koziańczyńska × 5
- 4 — Piaskowiec złożony z okruchów dolomitów triasowych z płaszczowiny choceańskiej (Żleb na E od Doliny pod Turkiem) × 5
Sandstone consisting of Triassic dolomite fragments derived from the Choča unit; Pod Turkiem Valley × 5

PL. XIV

- 1 — Mułowiec dolomitowy z domieszką ziaren kwarcu (Staniaków Żleb) × 5
Dolomitic siltstone with admixture of quartz grains; Staniaków Żleb × 5
- 2 — Piaskowiec złożony z okruchów margli i wapieni z tintinidami reprezentujących ogniwa dolnej kredy (Broniarski Żleb) × 5
Sandstone consisting of fragments of marls and limestones with Lower Cretaceous tintinnids; Broniarski Żleb × 5
- 3 — Piaskowiec złożony z okruchów wapieni murańskich (Broniarski Żleb) × 5
Sandstone consisting of fragments of Murań limestones; Broniarski Żleb × 5

PL. XV

- 1 — Współcześnie wietrzejąca skałka zbudowana z dolomitu choçańskiego, do której z prawej strony przytyka zlepieniec eoceński złożony wyłącznie z okruchów dolomitów. Charakter tego zlepieńca widoczny jest na fig. 2 tej samej planszy. W spoiwiewie zlepieńca piasek dolomitowy powstały z wietrzenia dolomitów triasowych.

A rocklet of the Choć dolomites. Eocene conglomerate consisting entirely of dolomite fragments reaches to the rocklet on the right. The character of this conglomerate is shown in fig. 2 of this plate. Matrix of the conglomerate consists of dolomitic sand derived from the weathering of the Triassic dolomites.

- 2 — Zlepieniec z sąsiedztwa przedstawionej powyżej skałki.
Conglomerate from nearby of the above presented rocklet.

PL. XVII

- 1 — Wydrążenia *Polydora ciliata* (Johnston) w otoczaku dolomitu ladyńskiego w. n.
Borings of *Polydora ciliata* (Johnston) in a Ladinian dolomite pebble nat. size.
- 2 — Otoczek zniszczony przez *Cliona celata* Grant i obleczony powłoką glonów wapiennych, które wnioskują w wydrążenia skałotoczy.
Pebble destroyed by *Cliona celata* Grant and coated with calcareous algae which penetrate into the borings.
- 3 — Fragment zlepieńcowatego wapienia organodetrytycznego z otoczkami dolomitu ladyńskiego z wydrążeniami skałotoczy *Cliona celata* Grant (z lewej) oraz *Cliona albicans* Volz i małżów (z prawej).
A part of a conglomeratic organodetrital limestone with pebbles of Ladinian dolomites bored by *Cliona celata* Grant (left) as well as by *Cliona albicans* Volz and pelecypods (right).

- 4 — Ogólny widok zlepieńcowatego wapienia organodetrytycznego; okaz z regli zakopiańskich.
General view of the conglomeratic organodetrital limestone from the Mały Żleb Valley.

PL. XVII

- 1 — Głony wapienne w piaskowcu dolomitowym; Sucha Dolinka : × 9
 Calcareous algae in detrital dolomite; Sucha Valley × 9
- 2 — Powłoki glonów wapiennych na otoczaku dolomitowym. Pomiedzy powlokami widoczny material organodetrytyczny. Z prawej strony u góry widoczne przekroje rurek serpul × 9
 Coatings of calcareous algae on a dolomitic pebble. Organodetrital material in-between coatings; tubes of *Serpula* sp. in upper right × 9

PL. XVIII

- 1 — Wapień organogeniczny o beładnej teksturze, w którym widoczne są skorupki numulitów, dyskocyklin i asterocykliny; część skorupek jest pokruszona i obrośnięta przez glony wapienne. W masie wypełniającej pomiedzy większymi szczątkami widoczne pokruszone glony, drobne otwornice i rurki *Ditrupe* sp. Juraniowa Dolina × 5
 Organogenic limestone with nummulites, discocyclines and an asterocycline; a number of tests are damaged and coated by calcareous algae. Fragments of algae, small forams and tubes of *Ditrupe* sp. in the matrix inbetween larger particles; Juraniowa Valley × 5
- 2 — Fragment nieregularnego motka glonowego. Pomiedzy powlokami glonowymi material organodetrytyczny. Zbocze Turka × 13
 A fragment of an irregular algal ball. Organodetrital material inbetween coatings; Mt. Turek × 13

PL. XIX

- 1 — Powłoki glonowe na szczątkach organicznych; w tle material organodetrytyczny ok. × 6
 Coatings of calcareous algae on organic debris; organodetrital material as a background ca. × 6
- 2 — Wapień z dyskocyklinami i numulitami. Widoczne wciskanie się skorup jedna w druga i korozja na ich styku. W środku otoczak dolomitu ze szczątkami glonów pochodzących ze środkowego triasu reglowego. Dolina Strążyska × 9
 Limestone with discocyclines and nummulites. Reciprocal pitting of tests and corrosion at their contacts are visible. In the centre, a pebble of Middle Triassic dolomite with algal detritus. Strążyska Valley × 9

PL. XX

- 1 — Wapień organogeniczny zawierający skorupki numulitów i dyskocyklin, fragmenty glonów wapiennych i mszywiolów, drobne otwornice i pokruszone skorupy małżów. Z lewej strony u dołu rozwarstwione skorupy numulitów. Dolina Suchego Zlebu × 6

Organogenic limestone with tests of nummulites and discocyclines, fragments of calcareous algae and bryozoans, small forams and crushed pelecypod shells. Diswhorled nummulite test at lower left. Suchy Żleb Valley × 6

- 2 — Wapień organogeniczny z numulitami i dyskocyklinami. W tle skalnym występują pokruszone szczątki organiczne oraz drobne fragmenty glonów wapiennych. Dolina Strążyska × 6

Organogenic limestone with nummulites and discocyclines. Crushed organic fragments and small fragments of calcareous algae in the background. Strążyska Valley × 6

PL. XXI

- 1 — Mułowiec dolomitowy z rurkami wieloszczetów *Ditrupe* sp. (przekroje skośne); kamieniołom Pod Capkami × 6

Dolomitic siltstone with *Ditrupe* sp. (oblique sections); Pod Capkami quarry × 6

- 2 — Protopadły przekrój przez rurkę wieloszczeta *Ditrupe* sp.; kamieniołom Pod Capkami × 20

Perpendicular section of *Ditrupe* sp.; Pod Capkami quarry × 20

- 3 — Wapień organodetrytyczny. Większość składników jest uszkodzona lub pokruszona × 6

Organodetrital limestone; majority of particles is damaged or crushed × 6

PL. XXII

- 1 — Wapień organogeniczny składający się ze skorupki numulitów, dyskocyklin, fragmentów mszywiolów i glonów, trochitów liliowców. Spoiwo w części sparitowe. Dolina Małego Żlebu × 9

Organogenic limestone consisting of nummulites, discocyclines, fragments of bryozoans and algae, crinoid debris; matrix partly sparitic. Mały Żleb Valley × 9

- 2 — Wapień organodetrytyczny składający się ze skorupki dużych i małych otwornic, fragmentów liliowców, glonów wapiennych i mszywiolów. Większość składników pokruszona i ułożona bezładnie. Dolina Małego Żlebu. × 7

Organodetrital limestone with tests of large and small forams, crinoidal debris, calcareous algae and bryozoans. Majority of particles is crushed and nonoriented. Mały Żleb Valley × 7

PL. XXIII

Typy litologiczne eocenu numulitowego ze skałki przy kapliczce Witkiewicza w Jaszczurówce

Lithological types of the Nummulite Eocene from a rocklet at Jaszczurówka

- 1 — Wapień organodetrytyczny składający się z drobnych fragmentów glonów i mszywiolów, dużych otwornic i ich fragmentów oraz małych otwornic × 8

| | | |
|-----|---|------|
| | Organodetrital limestone consisting of small fragments of algae and bryozoans, large forams and their fragments, as well as of small forams | × 8 |
| 2 — | Wapień organodetrytyczny o spoiwie częściowo sparytowym | × 35 |
| | Organodetrital limestone with partly sparitic matrix | × 35 |
| 3 — | Wapień organodetrytyczny z domieszką ziaren kwarcowych z małymi otwornicami | × 20 |
| | Organodetrital limestone with quartz grains admixture and small forams | × 20 |

PL. XXIV

Typy litologiczne ze skałki przy Kapliczce Witkiewicza
Lithological types from the same locality (cont'd)

| | | |
|-----|---|----------|
| 1 — | Wapień organogeniczny o spoiwie sparytowym | ok. × 60 |
| | Organogenic limestone with sparitic matrix | ca. × 60 |
| 2 — | Wapień organodetrytyczny z dużą ilością fragmentów glonów wapiennych, pokruszonych skorupki dużych otwornic oraz z małymi otwornicami. Spoiwo sparytowe | × 10 |
| | Organodetrital limestone with large quantity of algal fragments, crushed tests of large forams and with small forams. Sparitic matrix | × 10 |

PL. XXV

| | | |
|-----|--|------|
| 1 — | Rozpuszczanie skorupki wciskających się w siebie wzajemnie | × 40 |
| | Corrosion of forams tests caused by their reciprocal pitting | × 40 |
| 2 — | Rozwarstwiona skorupa numulita | × 15 |
| | Diswhorled nummulite test | × 15 |
| 3 — | Wapień organodetrytyczny z przekrojem ?stulbiopława | × 10 |
| | Organodetrital limestone with a section of ?Hydrozoa | × 10 |

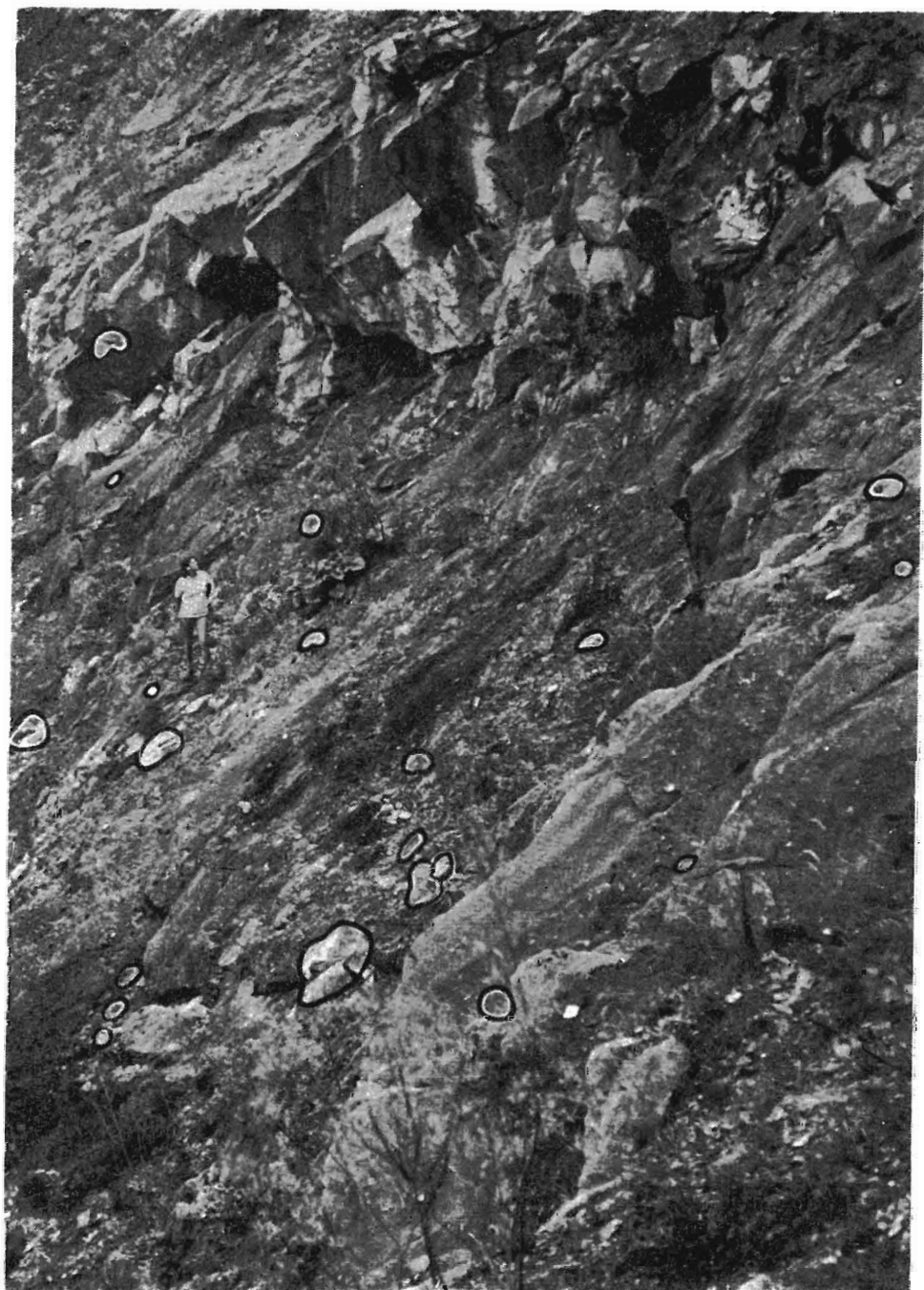
PL. XXVI

Pokruszone i częściowo skorodowane skorupki dyskocyklin w mułowcu dolomitowym. U dołu nagromadzenia skorupki za otoczakiem. Widoczne też rozpuszczanie skorupki przez procesy wciskania się skorupki w siebie oraz w otoczak. Ławica u wylotu jaskini w Jaszczurówce

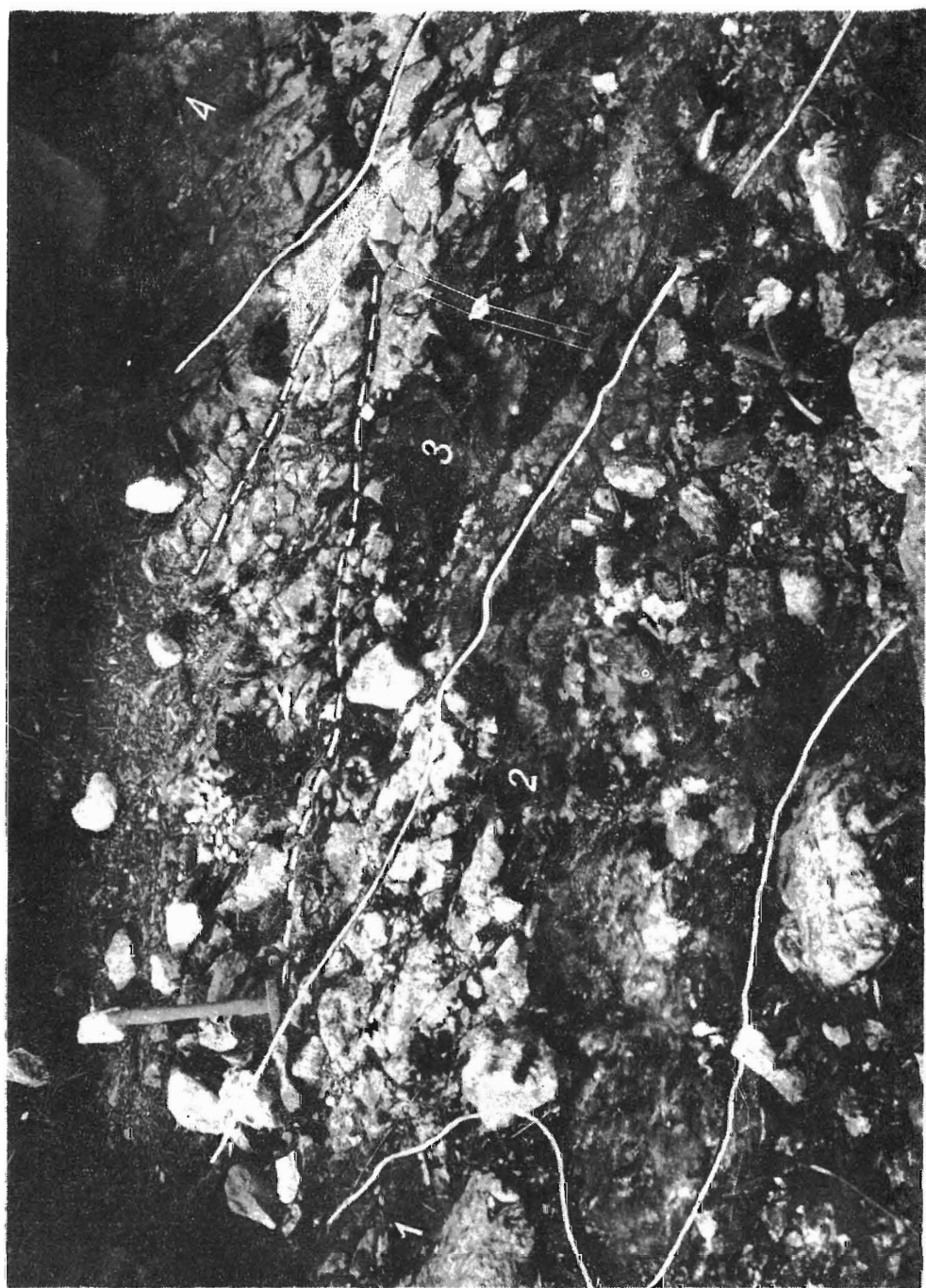
Crushed and partly corroded tests of discocyclines in dolomitic siltstone at Jaszczurówka. Concentration of tests behind a pebble visible at bottom. Corrosion of tests caused by pitting processes

× 6











1



2

