

ZBIGNIEW KOTAŃSKI

ANALOGIE LITOLOGICZNE TRIASU TATRZAŃSKIEGO Z TRIASEM WSCHODNIOALPEJSKIM

Analogies lithologiques entre le Trias de Tatra et celui des Alpes orientales

Treść. Największe analogie z triasem wschodnioalpejskim wykazuje w Tatrach trias choczański, w którym można wyróżnić m. in. warstwy z Partnach i dolomity z Wetterstein. Wyraźne analogie posiada również trias kriżniański płaszczowiny reglowej dolnej (m. in. warstwy werfeńskie, warstwy z Reichenhall, anizyjska brekcja podstawowa, wapienie z Gutenstein, dolomity z Ramsau i ze Schlern oraz warstwy kesseńskie), który zresztą z drugiej strony jest podobny do triasu wierchowego, a wraz z nim do triasu briansońskiego.

WSTĘP

Na wyraźne analogie litologiczne, zachodzące pomiędzy poszczególnymi ogniwami stratygraficznymi triasu tatrzańskiego i wschodnioalpejskiego, zwracano uwagę od dawna. Jak wiadomo, nowoczesne badania w Tatrach zostały właściwie zapoczątkowane przez geologów austriackich, nic więc dziwnego, że badacze ci, znający doskonale Alpy Wschodnie, zauważali natychmiast zarówno analogie, jak i różnice facjalne, zachodzące pomiędzy poszczególnymi ogniwami stratygraficznymi obydwu obszarów. Wystarczy przypomnieć, że badania w Tatrach prowadzili lub pisali o nich tak wybitni geolodzy alpejscy, jak G. Stache, F. Hauer, A. Bittner, D. Štur (z pochodzenia Słowak), a przede wszystkim V. Uhlig.

Należy też zaznaczyć, że również i polscy geolodzy zwracali zawsze baczna uwagę na analogie litologiczne z Alpami, znając je z autopsji, co zresztą doprowadzało niejednokrotnie do postępu w dziedzinie stratygrafii, a tym samym i tektoniki. Można tu wymienić takich badaczy, jak L. Zejšner, M. Limanowski, J. Nowak, W. Goetel, F. Rabowski, E. Passendorfer, S. Sokołowski i K. Guzik.

Na postęp badań nad stratygrafią mezozoiku tatrzańskiego miały również wpływ badania w innych masywach Karpat Wewnętrznych, gdzie również zawsze, jeszcze od czasów D. Štura, zwracano uwagę na analogie litologiczne z triasem wschodnioalpejskim.

Również i w nowszych czasach zwracano zawsze baczna uwagę na analogie z triasem wschodnioalpejskim (Matějka, Andrusov, 1931; Guzik, 1936, 1959; Sokołowski, 1948). Znaczenie tych analogii uwydatniło się wyraźnie w wielkiej Geologii Czechosłowackich Karpat D. Andrusova (1959).

Jest rzeczą jasną, że analogie litologiczne pozostają tylko analogiami litologicznymi i nie należy im przypisywać znaczenia ściśle stratygraficznego. Zdarzają się jednak przypadki, że wobec braku skamieniałości, analogie litologiczne pozostają jedynymi kryteriami stratygraficznymi. W tym przypadku, rzecz prosta, wnioski stratygraficzne muszą być podawane bardzo ostrożnie i z zastrzeżeniami.

Jest jednak rzeczą uderzającą, że w geosynklinach pewne strefy facjalne, w których powstają zupełnie analogiczne osady, ciągną się na ogromnych przestrzeniach. Daje to podstawy do wysuwania zupełnie pewnych wniosków i porównań litologicznych, sedymentologicznych, paleogeograficznych, a niejednokrotnie również i stratygraficznych. W odniesieniu do Tatr wystarczy przypomnieć znaczenie, jakie miały analogie zauważone przez dawnych badaczy między liasem reglowym i wschodnioalpejskim (facja adnecka, hierlacka i Fleckenmergel), analogie między triasem wierchowym i helweckim oraz prealpejskim zauważone przez F. R a b o w s k i e g o (1921) oraz analogie między strefą wierchową i briansońską, zauważone przez E. P a s s e n d o r f e r a (1938), a rozwinięte później przez Z. K o t a ń s k i e g o (1959a, 1961, 1964) i J. D e b e l m a s a (1960).

Podane poniżej analogie triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim są oparte na danych z literatury (przede wszystkim na najnowszych definicjach zawartych w Lexique Stratigraphique International) oraz na wynikach obserwacji porównawczych przeprowadzonych przez autora w lecie 1963 r. w Alpach Wschodnich i w muzeach austriackich, głównie w Muzeum Przyrodniczym w Wiedniu i w muzeum Zakładu Geologii Uniwersytetu w Innsbrucku.

Sądzę, że zestawienie tych analogii, prócz znaczenia dla poznania litologii i sedymentologii skał tatrzańskich, będzie miało również pewne znaczenie dla wniosków stratygraficznych i paleogeograficznych. Z drugiej strony należy go traktować jako zamknięcie długiego etapu badań, które opierały się w zasadzie na obserwacjach megaskopowych, a otwarcie nowego etapu, polegającego głównie na analizie mikroskopowej osadów. Badania mikroskopowe, które dały tak świetne wyniki w zakresie badań nad jurą i kredą medyterańską, w dziedzinie badań nad triasem alpejskim dopiero się zaczynają (F l ü g e l, 1963). Można wyrazić nadzieję, że w wyniku tych badań wyróżnione dawniej ogniwa litologiczno-stratygraficzne uzyskają wkrótce pełniejszą charakterystykę i staną się podstawą do powstania znacznie dokładniejszej i pewniejszej litostratygrafii niż dotychczas.

DOLNY TRIAS (SCYTYK)

W a r s t w y w e r f e ń s k i e

Już pierwsi badacze Tatr zwrócili uwagę na podobieństwo dolnotriasowych osadów w Tatrach do warstw werfeńskich. Z biegiem lat w badaniach geologicznych w Tatrach zaszedł proces podobny, jak w Alpach. Początkowo warstwami werfeńskimi nazywano tylko warstwy złożone z naprzemianległych czerwonych i zielonych łupków i piaskowców, które są istotnie zupełnie analogiczne do warstw werfeńskich spod zamku Werfen. Później nazwa w e r f e n zaczęła być stosowana do zlepieńców i kwarcytów, leżących w spągu warstw werfeńskich (S o k o ł o w s k i 1948), oraz do leżących nad nimi dolomitów komórkowych i stała się w ten sposób synonimem dolnego triasu. Po odkryciu gatunków *Myophoria costata* i *Na-*

ticella costata w dolomitach wierchowych powyżej dolomitów komórkowych, nazwa werfen została rozszerzona również i na warstwy dolomitowo-wapienno-lupkowe (K o t a ń s k i, 1956 a, 1959 a).

Znalezienie wymienionych powyżej skamieniałości pozwoliło na wydzielenie piętra kampil (K o t a ń s k i, 1956 a), do którego weszły tzw. warstwy myoforiowe oraz dolomity komórkowe. W konsekwencji leżące pod nimi klastyczne osady bez skamieniałości zostały zaliczone do piętra seis. Obydwa te piętra zostały wyróżnione za geologami słowackimi, węgierskimi, rumuńskimi i bułgarskimi. Należy zaznaczyć, że chodzi tu o pojęcia stratygraficzne, mianowicie o piętra scharakteryzowane przez odpowiednie skamieniałości, nie zaś o odpowiedniki facjalne warstw z Seis i z Campil z Południowych Alp Wapiennych.

Ostatnio zarysowuje się skłonność do zarzucania nazwy werfen jako synonimu dolnego triasu na korzyść określenia scytyk. Jest to zapewne tendencja słuszna, można jednak na razie nadal werfenem nazywać cały dolny trias tatrzański, natomiast warstwami werfeńskimi nazywać zespół piaskowcowo-lupkowy, jak to ostatnio czyni P. R o n i e w i c z (1965).

Wiek warstw werfeńskich w Tatrach nie jest dokładnie sprecyzowany. W serii reglowej (dolina Jaworzynka) należą one do kampilu, gdyż znaleziono w nich gatunek *Myophoria costata* (L i m a n o w s k i, 1903). Kampil sięga tam jednak również i wyżej i obejmuje warstwy wykształcone zupełnie analogicznie jak wierchowe warstwy myoforiowe (K o t a ń s k i, 1963). W serii wierchowej typowe warstwy werfeńskie zostały zaliczone do górnego seisu, gdyż formy kampilskie występują znacznie wyżej, w warstwach myoforiowych (K o t a ń s k i, 1956 a). Jest jednak możliwe, że należą one do dolnej części kampilu, podobnie jak w serii reglowej. Tymczasowo, przez analogię do serii wierchowej, warstwy werfeńskie w serii reglowej zalicza się do górnego seisu (K o t a ń s k i, 1963). Wydaje się natomiast bardzo mało prawdopodobne, by do górnego seisu mogły należeć białe masywne kwarcyty z okolic Czarnej Turni pod Łysankami, jak to z powodów tektonicznych przyjmował K. G u z i k (1963), a za nim W. J a c z y n o w s k a i S. J a c z y n o w s k i (1963). W Alpach w warstwach werfeńskich są częściej znajdowane skamieniałości kampilskie, lecz zdarzają się również i formy należące do seisu.

• Dolomity komórkowe

Jest to dawna nazwa V. U h l i g a (1897) (Zellendolomiten), obejmująca skały podobne do alpejskich Rauhewacken i cargneules. Są to skały brekcyjne złożone z okruchów szarych dolomitów, zielonych łupków i żółtych margli, a czasami z okruchów wapieni i dolomitów środkowego triasu. Brekcje tego rodzaju są częste w serii wierchowej, natomiast stosunkowo rzadsze w serii reglowej. Zdaniem autora (K o t a ń s k i, 1956 a) brekcje te mają dwojaką genezę — są to interglacjalne i współczesne brekcje zboczowe rozwinięte na warstwach dolnokampilskich oraz brekcje tektoniczne rozwinięte w tym poziomie. In situ natomiast, w miejscu znajdowania dolomitów komórkowych, występują w serii wierchowej szare dolomity, zielone łupki i żółte oraz popielate margle, leżące nad warstwami werfeńskimi a pod warstwami myoforiowymi, przez co ich dolnotriasowy (kampilski) wiek jest udowodniony.

W Alpach dolomity komórkowe zajmują podobną pozycję stratygraficzną. Mają one tam również genezę tektoniczną, zboczową lub są zwią-

zane z przemianami, jakim ulegają anhydryty i gipsy. W Alpach Zachodnich są one zaliczane do werfenu. W Alpach Wschodnich również zalicza się je do werfenu lub rzadziej do najniższego anizyku, wówczas gdy do anizyku zalicza się również i warstwy z Reichenhall.

Zarówno w Alpach, jak i w Tatrach pewne typy dolomitów komórkowych mogą się pojawiać lokalnie również i w obrębie warstw środkowego triasu, są tu jednak zawsze związane ze strefami silnego zaangażowania tektonicznego.

Warstwy z Reichenhall

Dotychczas nie wyróżniano w Karpatach warstw mogących być odpowiednikiem wiekowym lub facjalnym wschodnioalpejskich warstw z Reichenhall.

Warstwy z Reichenhall zostały opisane z okolic Berchtesgaden (Gümbel, 1861)¹ i początkowo uważano je za odpowiednik wapieni z Gutenstein z dolnego anizyku. Później jednak opisano z nich gatunki *Myophoria costata*, *Naticella costata*, *Turbo rectecostatus* i *Neritaria stanensis*, typowe dla kampilu. Ich odpowiednikiem w Tatrach, nie tylko stratygraficznym, lecz również i facjalnym, są warstwy myoforiowe. Wynika to z obserwacji poczynionych przez autora zarówno w terenie w okolicach Innsbrucka (Inntaldecke), jak i na okazach w muzeum Zakładu Geologii Uniwersytetu w Innsbrucku.

Warstwy z Reichenhall składają się, podobnie jak warstwy myoforiowe w Tatrach, z cienkopłytowych, laminowanych, żółto wietrzejących dolomitów z czarnymi nalotami na powierzchniach warstw, z czarnych krystalicznych, laminowanych wapieni bitumicznych, z łupków czarnych, a rzadziej zielonych i czerwonych oraz z brekcji śródwarstwowych, złożonych ze wszystkich tych elementów. Podobieństwo litologiczne warstw z Reichenhall z Alp do warstw myoforiowych z Tatr jest uderzające. W podobny sposób warstwy z Reichenhall zostały zdefiniowane przez Klebelsberga (1935). Zdaniem Arthabera (1906) w północnym Tyrolu warstwy z Reichenhall są bardziej margliste, natomiast w Dolnej Austrii zwiększa się w nich ilość wapieni. Zdarzają się jednak i bardziej dolomitowe odmiany warstw z Reichenhall, co jeszcze bardziej upodabnia je do tatrzańskich warstw myoforiowych.

W Alpach Wschodnich jako częściowych synonimów warstw z Reichenhall używa się określeń: warstwy naticellowe (Bittner, 1882), i warstwy myoforiowe (Lepsius, 1878). Te ostatnie umieszcza się na granicy scytyku i anizyku, przy czym jedni badacze zaliczają je do najniższego anizyku (Ogilvie-Gordon, 1927), a inni — do najwyższego kampilu (Pia, 1937). Utwory należące niewątpliwie do Reichenhaller Schichten, Cornelius i Plöckinger (1952) określili jako Gutensteinerkalk-Basisschichten. Utwory te, nazywane czasem Strubbergschiefern, uważano niekiedy za tektonicznie zaklinowaną jurę, podobnie zresztą jak w Alpach Francuskich, gdzie je przyjmowano za neokom serii subbriansońskiej, sfałdowany wraz z triasem serii briansońskiej (Kotáňski, 1964).

¹ Pozycje źródłowe w tym i następujących rozdziałach, których nie ma w literaturze cytowanej na końcu artykułu, można znaleźć w Lexique Stratigraphique International vol. I, fasc. 8 (Autriche), 1962.

Jak wynika z obserwacji autora, niektóre brekcje, będące brekcjami śródwarstwowymi, typowymi dla warstw z Reichenhall, uważa się w Alpach Wschodnich za brekcje tektoniczne.

Tatrzańskie warstwy myoforiowe zazębiają się miejscami lub zastępują tzw. dolomity komórkowe, normalnie leżące pod nimi. Tak jest na przykład na południowym zboczu Giewontu, gdzie warstwy myoforiowe leżą bezpośrednio nad warstwami werfeńskimi (K o t a ń s k i, 1956 a).

W górnej części warstw myoforiowych zanikają miejscami wapienie i łupki i wtedy wyróżnia się tzw. dolomity nadmyoforiowe, zaliczane jeszcze do kampilu. Bardzo rzadkie są w nich wkładki ciemnych wapieni podobnych do robaczkowych, nie zawierających jednak łodyżek liliowców z rodzaju *Dadocrinus*, masowo występujących w wapieniach dolnego anizyku. Dolomity nadmyoforiowe, stanowiące bardziej dolomityczną odmianę facjalną górnej części warstw myoforiowych, można wyróżnić we wszystkich jednostkach wierchowych i regłowych dolnych. W jednostkach regłowych dolnych (kriżniańskich) kilkunastometrowy zespół masywnych dolomitów znajduje się również nad warstwami werfeńskimi lub dolomitami komórkowymi, a poniżej warstw myoforiowych (K o t a ń s k i, 1963; G u z i k, 1963). Dolomity te zostały nazwane podmyoforiowymi.

W Alpach bywają miejscami trudności w rozdzieleniu warstw z Reichenhall od leżących nad nimi wapieni z Gutenstein. W Tatrach podobne trudności bywają tylko w tych miejscach, gdzie istnieje przejście sedymentacyjne od osadów kampińskich do anizyjskich. Przeważnie jednak anizyk zaczyna się brekcją podstawową lub grubym zespołem dolomitów cukrowatych i różni się litologicznie bardzo wyraźnie od kampilu.

ŚRODKOWY TRIAS

Anizyjska brekcja podstawowa

Bardzo rozpowszechnionym horyzontem przewodnim w Alpach Wschodnich jest brekcja osadowa lub zlepieniec, leżący u podstawy anizyku i złożony z elementów pochodzących z podłoża, przeważnie z werfenu w szerokim rozumieniu. Brekcja ta nosi różne nazwy — zlepieniec kampiński, Muschelkalkkonglomerat, zlepieniec Richthofena, brekcja z Uggowitz, zlepieniec reichenhalski, zlepieniec lub rauhwała saalfeldzka i kilka jeszcze innych określeń. Te zlepieniece i brekcje osadowe, znaczące jakiś ważny okres rozmywania werfeńskich skał z podłoża, miejscami są związane z wynurzeniem, przeważnie jednak zostały osadzone przez prądy trakcyjne, bez wynurzenia na granicy kampilu i anizyku.

Brekcja osadowa, powstała w podobnych warunkach i znajdująca się w analogicznym położeniu, została znaleziona w Tatrach. Jest to tzw. anizyjska brekcja podstawowa (K o t a ń s k i, 1955, 1959 a, 1961), stwierdzona w praktyce we wszystkich jednostkach wierchowych oraz w serii regłowej dolnej (K o t a ń s k i, 1959 a, 1963; G u z i k, 1963). W niektórych miejscach zostały znalezione zlepieniece podstawowe, które mogą być uznane za zlepieniece klifowe — zlepieniec z Chudej Turni (K o t a ń s k i, 1956 b) i zlepieniec z Suchej Doliny pod Osobitą (K o t a ń s k i, 1959 c). Zlepieniec z Chudej Turni leży przy tym na piaskowcach kwarcytowych dolnego seisu, a zlepieniec z Suchej Doliny — na łupkach górnego seisu (brak jest osadów kampilu). W tych miejscach zatem było erodowane podłożo anizyku, a erozja sięgnęła przynajmniej do seisu. Z takich właśnie miejsc

i z innych, których już dziś nie ma, materiał klastyczny był rozwlekany przez prądy po dnie morskim na obszernej przestrzeni wierchowej i regłowej strefy sedymentacyjnej.

Opisywaną brekcję osadową i zlepienie należy wiązać z anizykiem, a nie z kampilem, z dwóch przyczyn. Po pierwsze, fragmenty skał z podłoża są sklezione dolomitycznym cukrowatym spoiwem, identycznym z materiałem tworzącym dolnoanizyjskie dolomity cukrowate. Po drugie, brekcje i zlepienie składają się nie tylko ze skał werfeńskich, lecz również ze świeżo osadzonych i erodowanych skał najniższego anizyku. Taki charakter ma na przykład zlepienie z Suchej Doliny, którego wiek jest ponadto dokładnie określony obecnością w spoiwie pokruszonych fragmentów łodyżek liliowców z rodzaju *Dadocrinus* (K o t a ń s k i, 1959 c). Podobnie jest i w Alpach Wschodnich, gdzie P i a i O g i l v i e - G o r d o n (1940) zauważyli, że w tzw. Muschelkalkkonglomerat i w jego odpowiednikach znajdują się fragmenty wapieni z najniższego anizyku.

Wapienie z Gutenstein

Jako wapienie z Gutenstein (nie z Guttenstein!) określa się w Północnych Alpach Wapiennych czarne lub ciemnoszare wapienie z białymi żyłkami kalcytu, należące do najniższego anizyku. Znajdowane w tych wapieniach człony liliowców z gatunku *Dadocrinus gracilis* określają ich przynależność do hydaspu, choć mogą one obejmować cały anizyk (F l ü g e l, K i r c h m a y e r, 1963). Cytowany niekiedy gatunek *Myophoria costata* nie pochodził z tych wapieni, lecz z nieco podobnych do nich wapieni z warstw z Reichenhall.

W Tatrach określenie „wapień z Gutenstein” nie było stosowane dla skał serii wierchowej, choć niektóre wapienie dolnoanizyjskie są do nich bardzo podobne i zawierają człony liliowców z rodzaju *Dadocrinus*. Pełne analogie można natomiast znaleźć dla skał wierchowych w serii briansońskiej (P a s s e n d o r f e r, 1938; K o t a ń s k i, 1959 a, 1961, 1964; D e b e l m a s, 1960), gdyż w obydwu tych seriach szczególnie dobrze rozwinięte są wapienie robaczkowe. Wkładki wapieni robaczkowych (Würstelbänke) są zresztą również znane z górnej części wapieni z Gutenstein, szczególnie z masywu Karwendel.

Wapieniami z Gutenstein były natomiast od dawna nazywane wapienie anizyjskie z płaszczowiny regłowej dolnej (kriżniańskiej) i z płaszczowiny choczańskiej (por. M a t ě j k a, A n d r u s o v, 1931; S o k o ł o w s k i, 1948). Ostatnio K. G u z i k i S. S o k o ł o w s k i (1959) zastosowali tę nazwę na oznaczenie wapieni ze środkowej części doliny Białego. Nazwa ta może być tu z powodzeniem stosowana, gdyż wapienie te istotnie mają wszystkie zasadnicze cechy litologiczne wapieni z Gutenstein i należą do hydaspu, ponieważ zawierają łodyżki liliowców z rodzaju *Dadocrinus*. Tego typu wapienie są zresztą bardzo rozpowszechnione w anizyku regłowym, szczególnie w jednostce Małej Świnicy (K o t a ń s k i, 1963) oraz w jednostce Hawrania, gdzie są nawet wkładki wapieni krynoidowych z *Dadocrinus* (K o t a ń s k i, 1958). W formie wkładek trafiają się również i w innych jednostkach — w jednostce Bobrowca (G u z i k, 1959 b) i w jednostce Suchejo Wierchu (K o t a ń s k i, 1959 a), gdzie rozrastają się do wielkiej miąższości i upodobniają się bardzo do wapieni robaczkowych z serii wierchowej (K o t a ń s k i, 1963). Z wapieni tego typu jest także zbudowana skałka Filipka.

Wapienie z Gutenstein były od dawna wydzielane w jednostce Buja-
czego (Palenicy) w Tatrach Bielskich (Matějka, Andrusov, 1931;
Sokołowski, 1948; Andrusov, 1959). Osiągają one tu znaczną miąż-
szość i rozwinęły się w nich Jaskinie Bielskie. Obejmują one tu nie tylko
hydasp, ale i pelson, jak o tym świadczy zawarta w bardziej krynoidowej
odmianie tych wapieni fauna brachiopodowa, znaleziona jeszcze przez
V. Uhliga (1897), a oznaczona przez A. Bittnera. Fauna ta według
unowocześnieonej nomenklatury składa się z następujących gatunków
Coenothyris vulgaris (Schloth.), *Spirigera* (*Tetractinella* = *Retzia*) *tri-*
gonella (Schloth.) i *Spiriferina* (*Mentzelia*) *mentzeli* (Dunker). Wy-
mienione powyżej gatunki tatrzańskie oraz skamieniałości znalezione
w tym poziomie w płaszczynie kriżniańskiej w innych częściach Karpat
Wewnętrznych (Andrusov, 1959, s. 39), świadczą o przynależności tej
wyższej części wapieni anizyjskich już do poziomu *Rhynchonella decur-*
tata, a zatem do pelsonu. Jest to więc odpowiednik tak zwanej dolnej
fauny brachiopodowej z Alp Wschodnich. W polskiej części Tatr litologicz-
nie podobne do tych wapieni brachiopodowych są wapienie z dużymi kry-
noidami, znalezione przez K. Guzika (1963) w Szczytkach pod Małą
Świnicą. Wapienie te różnią się wyraźnie od typowych wapieni z Guten-
stein z *Dadocrinus*, należących na pewno do hydaspu. Wapienie te można
by paralelizować z wapieniami z Recoaro (Południowe Alpy Wapienne),
które są zresztą wydzielane również i w Północnych Alpach Wapiennych,
gdzie leżą powyżej wapieni z Gutenstein i należą do poziomu *Rhyncho-*
nella decurtata — pelson.

Obydwa rodzaje wapieni — wapienie z Gutenstein i z Recoaro mają
wiele cech wspólnych z wapieniami z Virglorii (Rhätikon) — na przy-
kład płytowość, miejscami wkładki łupkowe, wyraźne spływowe struk-
tury sedymentacyjne — które obejmują również hydasp i pelson. We
francuskiej literaturze od wapieni z Virglorii wywodzi się nazwa piętra
wirglor, będącego synonimem anizyku, przy czym w tym przypadku piętro
to obejmuje również i illyr.

Dolomity podobne do dolomitów ze Schlern i z Ramsau

Dolomitami ze Schlern nazywa się w Południowych Alpach Wapien-
nych jasne, cukrowate, źle uławiczone dolomity, należące do anizyku i lady-
nu. Z tym typem wykształcenia alpejskiego środkowego triasu zapoznałem
się w Alpach Karnijskich, gdzie z dolomitów ze Schlern jest zbudowany
masyw Gärtnerkofel. Są to dolomity detrytyczne i organodetrytyczne,
często o przekątnym uwarstwieniu, z licznymi brekcjami śródwarstwowymi
i z brèches par éclatement et intrusion. Miąższość lich jest bardzo zmien-
na, miejscami dochodzi ona do kilkuset metrów i wówczas tworzą one
ruinowate formy skalne.

W Tatrach dolomity o analogicznych cechach litologicznych znane są
zarówno z serii regłowej, jak i z wierchowej. Są to mianowicie szare,
dolomity cukrowate, należące do anizyku (Kotlański, 1959 a, 1963).
Leżą one powyżej warstw myoforiowych kampilu i anizyjskiej brekcji
podstawowej i zawierają wkładki wapieni z *Dadocrinus*, przeważnie w niż-
szej części. W wielu miejscach jednak brak jest w anizyku w ogóle wkładek
wapiennych, a wówczas cały anizyk jest reprezentowany przez dolomity
cukrowate typu dolomitów ze Schlern oraz przez ciemne dolomity pły-

towe, zbliżone do dolomitów z Gutenstein i do niektórych odmian dolomitów z Ramsau. W wapieniach cukrowatych, związanych w serii wierchowej z cukrowatymi dolomitami, F. Rabowski (1931) znalazł faunę małżową z *Pecten discites*, *Gervillia mytiloides* i *Modiola triquetra*. Podobna fauna została później znaleziona w licznych punktach (Kotąński, 1959a, 1964). Prócz małżów występują w cukrowatych wapieniach również i ślimaki *Omphaloptychia* i *Loxonema*, podobne do gatunków znanych z triasu briansońskiego (Głazek, 1963; Kotąński, 1964). Fauna ta należy do hydaspu, gdyż wapienie robaczkowe z *Dadocrinus* leżą powyżej.

Anizyjskie dolomity cukrowate są bardzo pospolite w serii reglowej dolnej, gdzie są wybitnym elementem skałkotwórczym. Największą miąższość osiągają one w łusce Krokwi oraz we wschodniej części jednostki Suchego Wierchu (Jaworzynka i Suchy Wierch) i Bobrowca (Mnichy Chochołowskie). W jednostce Małej Świnicy są one również bardzo powszechne (Kopieniec, Nosal, Sarnia Skała, Mała Świnica, Łysanki), jednak większe znaczenie mają tu wapienie z Gutenstein.

Nieco podobne do anizyjskich dolomitów cukrowatych są ladyńskie dolomity cukrowate, mające jednak odmienne cechy sedymentacyjne i skład organizmów. Są one często oolitowe lub onkolitowe i zawierają przekroje ślimaków, a miejscami masowo nagromadzone cienkoskorupowe małże. Wiek tych dolomitów jest określony występowaniem w nich diplopor z gatunku *Diplopora annulata* i *D. annulatissima* — fassan. Oba gatunki występują tu razem, co jest zgodne z obserwacjami M. Heraka (1957). Miejscami trafiają się tu również wkładki dolomitów z liliowcami zaliczanymi do gatunku *Encrinus liliiformis*. Odróżnienie cukrowatych dolomitów ladyńskich od nieco do nich podobnych dolomitów anizyjskich jest możliwe na podstawie badań mikroskopowych.

W Południowych Alpach Wapiennych dolomity ze Schlern znane są zarówno z ladynu, jak i z anizyku. W dolnej części środkowego triasu występują tam ciemne płytowe dolomity z Mendola, których odpowiedników można się również dopatrzeć w serii reglowej. W Północnych Alpach Wapiennych dość różne typy litologiczne dolomitów środkowotriasowych (m. in. cukrowate, jednak także i płytowe) określa się mianem dolomitów z Ramsau. Podobne są do nich różne ogniwa triasu krížniańskiego i chociańskiego, w tym ostatnim przypadku leżące poniżej wapieni z Reiffling.

Detrytyczno-cukrowaty typ dolomitów w serii reglowej Tatr obejmuje tylko anizyk i dolną część ladynu. Dolomity górnego ladynu są płytowe, jasne i nie są już podobne do dolomitów ze Schlern. Są one również bardzo interesujące w badaniach mikroskopowych, gdyż są miejscami oolitowe, detrytyczne i organodetrytyczne. Masywne krystaliczne dolomity w górnym ladynie, bezpośrednio pod górnym triasem pojawiają się tylko w Ściankach w Dolinie Olczyskiej (Kotąński, 1963) i w Skale Kmiotowicza w Dolinie Chochołowskiej.

Podobieństwo tatrzańskich dolomitów cukrowatych do południowoalpejskich dolomitów ze Schlern polega na scharakteryzowanych uprzednio cechach sedymentacyjnych. Natomiast fauna, a tym samym i warunki facjalne w obu regionach były oczywiście różne.

Wapienie z Reifling

Wapienie z Reifling w Północnych Alpach Wapiennych są to jasnoszare lub szare gruzłowate wapienie bulaste (Knollenkalke), które na nierównej powierzchni warstw mają powłoki czerwonej, zielonej i żółtawej marglistej substancji, w której tkwią pojedyncze buły i gruzelki. Miejscami są to wapienie krzemionkowe lub rogowcowe. Wapienie z Reifling w Alpach należą do górnego anizyku (illyr) i przechodzą do dolnego lądynu. Zawierają w niektórych miejscach faunę, rzadko amonitową.

Wapienie z Reifling w Karpatach zostały wyróżnione jeszcze przez D. Š t u r a. W typowej postaci występują tylko w płaszczynie choczańskiej (A n d r u s o v, 1959; G u z i k, 1959). Zdaniem D. A n d r u s o v a w płaszczynie choczańskiej leżą one powyżej wapieni choczańskich, będących odpowiednikiem lądynskich wapieni z Wetterstein a pod warstwami z Lunz. Jedyna znaleziona w nich skamieniałość — *Rhynchonella trinodosi* — przewodnia dla górnego anizyku, przemawia jednak za tym, że zapewne i w Karpatach mają one wiek podobny jak w Alpach.

Wapienie z Reifling w polskich Tatrach nie występują w typowym wykształceniu. Podobne do nich są wapienie rogowcowe znane z północnego zbocza Furkaski, gdzie zdaniem K. G u z i k a (1959 a) mogą obejmować trias środkowy i górny, z retykiem włącznie. Jak wynika z obserwacji autora, występują one tutaj w takiej samej pozycji stratygraficznej jak w Alpach, to znaczy na płytowych, często cukrowatych dolomitach anizyjskich typu dolomitów z Ramsau, a pod warstwami z Partnach i pod dolomitami z Wetterstein.

Warstwy z Partnach

Jako warstwy z Partnach określa się w północnych Alpach Wapiennych szare łupki ilaste z wkładkami wapieni bulastych i rogowcowych oraz margli szarozielonych, zawierające ubogą faunę małżową (przede wszystkim daonelle i pekteny), brachiopodową i amonitową. Warstwy te leżą przeważnie na wapieniach z Reifling, a pod wapieniami lub dolomitami z Wetterstein i odpowiadają przeważnie dolnej części lądynu.

W Karpatach Wewnętrznych odpowiedniki warstw z Partnach znane są z serii gemerskiej (A n d r u s o v, 1959). Szare margle z przewarstwieniami wapieni bulastych i rogowcowych występują w Wielkich Koryciškach w Dolinie Chochołowskiej i należą do jednostki Furkaski (G u z i k, 1959 a). Margle te D. A n d r u s o v (1936) zaliczał do warstw z Partnach, a wapienie uważał za wapienie z Opponitz. Później jednak, po znalezieniu przez K. G u z i k a w innych punktach w podobnych wapieniach fauny uznanej za retycką, obydwaj badacze zaliczyli wapienie do retyku, a związane z nimi łupki — do dolnego liasu (G u z i k, 1936, 1959 a; A n d r u s o v, 1959).

Utwory te wykazują istotnie znaczne analogie litologiczne do warstw z Partnach i zawierają dość liczną, zebraną przez autora faunę (amonity m. in. z linią ceratytową, pekteny, brachiopody, liliowce, jeżowce regularne i płazy tarczogłowe — K o t a ń s k i, 1961). Ich pozycja stratygraficzna również odpowiada położeniu warstw z Partnach, gdyż leżą one na wapieniach z Reifling, a pod dolomitami posiadającymi wszelkie cechy dolomitów z Wetterstein.

Dolomity z Wetterstein

Jako wapienie i dolomity z Wetterstein określa się w Północnych Alpach Wapiennych bardzo jasne, masywne i brekcjowate skały, tworzące poszarpane skałki i strome ściany, u których stóp sypią się rozległe piarżyska. Skamieniałości są w nich bardzo rzadkie i źle zachowane. Są to przede wszystkim chemnitzie oraz diplopory z gatunku *Diploporella annulata* i *Teutloporella herculea*, pozwalające zaliczyć te skały do lądynu. W niektórych miejscach ten typ osadu zaczyna się już w najwyższym anizyku i obejmuje również karnik. Charakterystyczną cechą wapieni i dolomitów z Wetterstein jest obecność w nich swoistych diagenetycznych struktur evinospongiowych (Grossoolithstruktur lub Riesenoolithstruktur), wypełniających luki w pierwotnym osadzie.

Wapienie i dolomity z Wetterstein były od dawna opisywane z płaszczowiny choczańskiej (por. A n d r u s o v, 1959), gdzie mają one wszelkie cechy odpowiednich skał alpejskich i zawierają skamieniałości przeważnie ladyńskie. Szczególnie typowym wapieniem z Wetterstein jest tzw. wapień weternicki z Małych Karpat.

Typowym dolomitom z Wetterstein jest dolomit choczański, który odznacza się jasną barwą, brakiem uwarstwienia i charakterystycznymi formami wietrzenia. W polskiej części Tatr dolomity z Wetterstein występują głównie u wylotu Doliny Chochołowskiej na jej zachodnim zboczu, gdzie tworzą charakterystyczne poszarpane turnie (skałki w Wielkich i Małych Koryciskach, Zamczysko i Siwiańskie Turnie). W dolomitach tych wyerodowane są także słynne Cieśniawy w Dolinie Juraniowej na Orawicach. Zgodnie z ujęciem stosowanym w Lexique Stratigraphique International (vol. I, fasc. 6b, Tchechoslovaquie), nazwą dolomit choczański określa się tylko tego typu dolomity, nie zaś wszystkie odmiany dolomitów leżących na kredzie regłowej (por. U h l i g, 1897) i zaliczonych później do płaszczowiny choczańskiej (G o e t e l, 1916).

W ujęciu K. Guzika (1958, 1959) dolomity choczańskie w rejonie Doliny Chochołowskiej należą do odrębnej jednostki Korycisk i obejmują anizyk i lądyn. Natomiast D. A n d r u s o v (1936, 1959) uważał je zawsze za typowy wschodnioalpejski górnotriasowy Hauptdolomit.

Dolomity te są niewątpliwie usamodzielnione tektonicznie w stosunku do leżących pod nimi warstw jednostki Furkaski, co jasno wynika ze szczegółowego zdjęcia K. Guzika (Guzik K. i Guzik S. 1958). Ponieważ jednak leżą one na warstwach z Partnach, można je uznać za zluźnione i przesunięte ku północy, w postaci odrębnej łuski Korycisk, wyższe ogniwa stratygraficzne środkowego triasu tej samej serii choczańskiej.

Dolomity choczańskie z Wielkich i Małych Korycisk posiadają wszystkie najbardziej charakterystyczne cechy dolomitów z Wetterstein, które obserwowałem na przykład w rejonie Zirl, w zachodniej części masywu Karwendel. Są one bardzo jasne, masywne i brekcjowate, bez śladów uławicenia i tworzą charakterystyczne postrzępione skałki. Dość liczne są w nich struktury evinospongiowe (Grossoolithstruktur), zdolomityzowane duże łodygi liliowców oraz przekroje i dziurki powstałe po zwiertzeniu drobnych chemnitzii. Są one bardzo ciekawe pod mikroskopem i mają ślady przekryształizowanych i zdolomityzowanych struktur glonowych (m. in. diploporowych). Stratygraficznie obejmują one tylko lądyn, nie zaś anizyk i lądyn, gdyż leżą na dolnoladyńskich warstwach z Partnach i są litologicznie identyczne z ladyńskimi dolomitami z Wetterstein.

GÓRNY TRIAS

Górny trias w Tatrach wykazuje najmniej analogii z triasem wschodnioalpejskim. Takie typowe dla Alp Wschodnich ogniwa jak warstwy z Raibl, Hauptdolomit, czy wapienie z Dachstein, nie mówiąc już o wapieniach z Hallstatt, nie występują tu zupełnie. Warstwy z Lunz występują szczerunkowo, i to tylko w niektórych jednostkach. Dominującą facją w serii krizniańskiej i wierchowej jest tu natomiast kajper karpacki. Dopiero ponad nim w serii reglowej dolnej leży retyk rozwinięty jako typowe warstwy kesseńskie, zaczynający cykl osadów wykazujących w liasie znów wielkie analogie wschodnioalpejskie.

Ponieważ wymienionych powyżej charakterystycznych ogniów wschodnioalpejskich brak jest w serii choczańskiej w Tatrach zupełnie, powstaje pytanie, czy przyczyną tego jest zmiana facji, czy też zostały one zerodowane.

K. Guzik, długoletni badacz triasu choczańskiego, przyjmował możliwość istnienia wielkich zmian facjalnych w obrębie płaszczowiny choczańskiej w granicach Polski, gdyż przypuszczał on na przykład, że facja wapieni z Reifling w jednostce Furkaski może obejmować ogniwa od anizyku po retyk (K. Guzik, 1959), natomiast piętra karnik, noryk i częściowo lodyn w jednostce Korycisk mogą być reprezentowane przez kilkunetrowy zespół płytowych dolomitów (K. Guzik, S. Guzik, 1958).

Opierając się na fakcie, że w innych częściach płaszczowiny choczańskiej na Słowacji występują takie typowe wschodnioalpejskie ogniwa górnego triasu, jak warstwy z Lunz i Hauptdolomit (Andrusov, 1959), można wyrazić przypuszczenie, że ogniwa te istniały również i w polskiej części płaszczowiny choczańskiej, lecz zostały zerodowane, częściowo w niektórych miejscach w dolnym liasie, a głównie przed eocenem i w czasie transgresji eocenu na wyspę tatrzańską.

Warstwy z Lunz

Warstwy z Lunz w typowym wschodnioalpejskim wykształceniu znane są przeważnie z płaszczowiny choczańskiej, gdzie rozdzielają masywne dolomity ladyńskie (choczańskie) od bardzo miejscami litologicznie do nich podobnych dolomitów górnotriasowych (Andrusov, 1959). Najbliżej Tatr, na ich zachodnim krańcu, warstwy z Lunz widoczne są w znanej od dawna odkrywcze przy szosie w pobliżu Liptowskiego Hradku, gdzie mają wyraźny charakter fliszowy. Mogą one jednakże występować również i w płaszczowinie krizniańskiej (Andrusov, 1959).

Za warstwy z Lunz uważa się czarne łupki, związane z dolomitami triasowymi, znane już V. Uhligowi (1897) z Bujaczego w Bielskich Tatrach, gdzie uważane były wówczas za kredowe łupki szypkowskie, wtłoczone tektonicznie w trias. S. Sokołowski (1948) i Z. Kotański (1958) zaliczyli do warstw z Lunz czarne łupki z Bujaczego i z Jatek.

W polskiej części płaszczowiny krizniańskiej nie ma w ogóle warstw z Lunz, a górny trias wykształcony jest tu w facji karpackiego kajpru.

Zagadnienie występowania dolomitu głównego

Facjalny odpowiednik górnotriasowego dolomitu głównego z Alp Wschodnich znany jest tylko z niektórych części płaszczowiny choczańskiej na

Słowacji. Alpejski Hauptdolomit odznacza się bardzo dobrym uławiceniem oraz ciemną barwą, a odmiany masywne są w nim stosunkowo rzadkie. Częste są natomiast (na przykład w Lienzkich Dolomitach) grube przewarstwienia czarnych łupków bitumicznych. Tylko takie też dolomity w Zachodnich Karpatach nazywał E. Spengler (1932) dolomitem głównym (Hauptdolomit). D. Andrusov (1959) jest skłonny nazywać tym mianem wszystkie odmiany litologiczne dolomitów górnotriasowych, również i te, które są bardzo podobne do ladyńskiego dolomitu choczańskiego (dolomitu z Wetterstein).

W polskiej części płaszczowiny choczańskiej Hauptdolomit w typowej dla niego postaci nie występuje. D. Andrusov (1936, 1959) uważał za Hauptdolomit masywny dolomit choczański z Doliny Chochołowskiej, na tej podstawie, że jego zdaniem leży on ponad rzekomo karnijskim wapieniem z Opponitz, a pod retykiem. Początkowo podzielałem jego pogląd (Kotąński, 1961, 1963), jednak obecnie, po zapoznaniu się z facjami triasu wschodnioalpejskiego uważam, że dolomit choczański nie ma nic wspólnego z dolomitem głównym, a wykazuje pełne analogie z ladyńskim dolomit z Wetterstein. Ujęcie to jest bliższe poglądom K. Guzika (K. Guzik, S. Guzik, 1958) który zaliczył dolomit choczański do środkowego triasu (anizyk-ladyn).

W ujęciu K. Guzika (K. Guzik, S. Guzik, 1958), piętra karnińskie i noryckie oraz część ladynu mieszczą się w kilkumetrowym zespole dolomitów płytowych z Małych Korycisk, leżących pod wapieniami uważanymi przez niego za retyk. Byłby to zatem do pewnego stopnia odpowiednik alpejskiego dolomitu głównego w bardzo zredukowanej postaci. Gdy jednak w Alpach Wschodnich Hauptdolomit osiąga ogromną miąższość kilku tysięcy metrów, to w Tatrach musiałby być zredukowany do miąższości zaledwie kilku metrów i wykształcony w postaci dolomitów nie wykazujących żadnych śladów zwolnionej sedymentacji czy też rozmyć. Ponieważ jednak retycki wiek wapieni znad omawianych płytowych dolomitów nie jest wcale udowodniony, prościej jest przyjąć, że zarówno dolomity, jak i wapienie stanowią po prostu wkładkę w górnej części dolomitów choczańskich (dolomitów z Wetterstein), być może już w przejściu do karniku. W tym przypadku w polskiej części płaszczowiny choczańskiej brak byłoby górnego triasu w ogóle, a dolomitu głównego w szczególności. Jak wiadomo jednak z profilów w innych częściach płaszczowiny choczańskiej (na przykład Hybie — W. Goettel, 1917, E. Spengler, 1932, D. Andrusov, 1959), Hauptdolomit jest tam rozwinięty bardzo typowo, ma znaczną miąższość i jest przykryty przez retyk o typowej kesseńskiej facji. Można zatem się spodziewać, że Hauptdolomit i inne ogniwa górnego triasu o wykształceniu wschodnioalpejskim istniały i w polskiej części płaszczowiny choczańskiej, lecz zostały zerodowane przed eocenem. Taka sytuacja istniała w każdym razie w rejonie Małych Korycisk i Siwiańskich Turni, gdzie eocen transgreduje wprost na dolomicie choczańskim (dolomicie z Wetterstein) lub na leżących powyżej płytowych dolomitach i ciemnych wapieniach. Natomiast w zlepieńcach eocenijskich można się spodziewać znalezienia otoczaków pochodzących z dolomitu głównego i z innych ogniw choczańskiego górnego triasu.

Zdaniem D. Andrusova (1959) retyk choczański występuje na Osobitej. Jeśli jest to naprawdę retyk, a nie jakieś ogniwo środkowego triasu (na przykład dolomity i wapienie z Wetterstein lub wapienie z Gutenstein), to można by się pod nim spodziewać występowania dolomitu głównego, lub nawet facji zbliżonej do wapienia z Dachstein.

Retyku ani dolomitu głównego nie ma również w łusce Uplazu na Hali pod Uplazem, gdyż lias w facji hierlackiej transgreduje tu wprost na dolomitach anizyjskich. W tej sytuacji jedynym retykiem choczańskim w granicach Polski jest zapewne retyk występujący pod liasem łuski Kończystej, w żlebie za moreną pod schroniskiem na Przysłopie Miętusim, zaliczany dotychczas do płaszczowiny regłowej dolnej (Sokołowski in K. Guzik, S. Sokołowski, 1958).

Od dawna już zauważono, że w płaszczowinie regłowej dolnej i w serii wierchowej ponad kajprem karpackim pojawiają się ponownie dolomity w znaczniejszej miąższości (Guzik in K. Guzik, S. Guzik i S. Sokołowski, 1961; Kotáňski 1956 c, 1959 a, 1963). Dolomity te odnosi się z dużą dozą prawdopodobieństwa do noryku i z tego powodu można sądzić, że stanowią one po części wielkowy odpowiednik alpejskiego Hauptdolomitu. Pod względem facjalnym różnią się one od niego przede wszystkim jasnymi barwami, zbliża je natomiast bardzo dobre uławicenie i wkładki łupków. W serii wierchowej i regłowej dolnej mają one jednak tylko miąższość kilkunastu do kilkudziesięciu metrów (maksimum w serii Kominów Tyllkowych — 120 m — Kotáňski, 1956 c, 1961) podczas gdy ich miąższość w Alpach Wschodnich może dochodzić do kilku tysięcy metrów. Pod względem facjalnym są to także utwory zupełnie różne od dolomitu głównego, który cechuje przede wszystkim obecność megalodontów, znanych dotychczas z Karpat tylko z prawdziwego choczańskiego dolomitu głównego na Słowacji.

Warstwy kesseńskie

Warstwami kesseńskimi (Kössener Schichten) nazywa się w Alpach Wschodnich warstwy złożone z szarych łupków marglistych i wapieni z bogatą retycką fauną, w której skład wchodzi korale, brachiopody i małże. Taka definicja obejmuje również karpacki retyk regłowy, zarówno kriżniański, jak i choczański. E. Suess (1868), a za nim W. Goetel (1917) wyodrębnili kilka różnych facji retyku, odznaczających się specjalną fauną. Fację szwabską charakteryzuje zespół czarnych wapieni i łupków bitumicznych z fauną małżową (głównie *Avicula contorta* i *Gervilleia inflata*), przy zupełnym braku brachiopodów. Fację karpacką cechuje obecność ciemnoszarych wapieni z masowo występującym gatunkiem *Terebratula gregaria* i ławicami *Alectryonia haidingeriana* oraz wapieni koralowych (tzw. wapieni litodendronowych). Fację kesseńską cechują wapienie z bardzo licznyim zespołem brachiopodów, charakterystycznych przede wszystkim dla retyku choczańskiego z Hybia.

Prócz tych trzech zasadniczych facji wydziela się jeszcze czasami fację megalodontową, koralową i krynoidową. Wszystkie te „facje” (właściwie litofacje lub biofacje) można spotkać w jednym profilu warstw kesseńskich, które w ogóle wykazują dużą zmienność litologiczną i facjalną, zarówno w Alpach Wschodnich, jak i w Karpatach, zachowując jednak przy tym swe cechy indywidualne.

Retyk w płaszczowinie choczańskiej został wyróżniony przez K. Guzika (1936, 1959), który zaliczył do niego wapienie koralowo-brachiopodowe, mające wiele cech zbliżających je do warstw kesseńskich. Leżące ponad nimi margle i piaskowce zaliczył on natomiast do dolnego liasu (grestenu). D. Andrusov (1936) początkowo uważał te utwory za warstwy z Partnach i wapienie z Opponitz, później jednak (1959), zgodnie z sugestiami K. Guzika, zaliczył je również do retyku i liasu, jednak

jednostkę Furkaski, w której występują, oddzielił od płaszczowiny chochańskiej, w której zostawił tylko jednostkę Korycisk K. Guzika (K. Guzik i S. Guzik, 1958) i zaliczył ją do górnej płaszczowiny cząstkowej (odpowiednik dygitacji Krokwi) płaszczowiny regłowej dolnej (kriżniańskiej).

Jak to już zauważyłem powyżej, omawiane utwory w Wielkich Koryciskach można uważać za warstwy z Partnach. Możliwe jednak, że występujące w innych miejscach (na przykład wschodnie zbocze Doliny Chochołowskiej i Dolina Lejowa) podobne do nich warstwy, należą jednak do retyku. Jest to zagadnienie niezwykle ważne nie tylko dla stratygrafii, lecz również dla tektoniki płaszczowiny chochańskiej, które wymaga jeszcze szczegółowych badań faunistycznych i mikroskopowych.

W odróżnieniu od warstw retyku regłowego, które są identyczne z warstwami kesseńskimi, retyk wierchowy ma z nimi bardzo mało cech wspólnych. Bardzo rzadkie są w nim brachiopody i nie można tu wyróżnić żadnej z omówionych powyżej trzech zasadniczych facji warstw kesseńskich. Jedyną cechą wspólną retyku wierchowego z regłowym jest obecność wapieni koralowych i zlepów muszlowych.

Jak wynika z nowoczesnego mikroskopowego opracowania retyku wierchowego, wykonanego przez A. Radwańskiego (1965), odznacza się on przede wszystkim przewagą struktur glonowych, wśród których na pierwszy plan wysuwają się krasnorosty i bardzo liczne formy onkolitowe. Taka facja retyku nie jest znana na razie w ogóle w Alpach, gdyż zarówno w Alpach Wschodnich, jak i Zachodnich (na przykład w serii briansońskiej — por. Kotáňski, 1964) retyk jest wykształcony jako któraś z facji warstw kesseńskich. Być może w przyszłości, po przeprowadzeniu dokładniejszych badań mikroskopowych, uda się znaleźć odpowiedniki facjalne retyku wierchowego. Na razie jednak zajmuje on zupełnie odosobnione stanowisko w geosynklinie alpejskiej, stanowiąc oryginalne ogniwo stratygraficzne i facjalne osadów intrageoantykliny wierchowej.

Ogniwem zupełnie nie znanym z Alp Wschodnich są warstwy tomanowskie. Są to morskie, terrygeniczne osady dolnej części retyku i być może częściowo noryku (Kotáňski, 1961), składające się z brazowych i czarnych łupków z florą oraz z piaskowców i kwarcytów. W Alpach Wschodnich pod względem litologicznym najbardziej podobne są do nich niektóre odmiany warstw z Raibl (na przykład na Zochen Pass w Lienzkich Dolomitach — Południowe Alpy Wapienne), które jednak należą do karniku. Odmiany litologiczne odpowiadające warstwom tomanowskim stratygraficznie i facjalnie można natomiast znaleźć w Alpach Zachodnich (Kotáňski, 1964).

UWAGI KOŃCOWE

Z przeprowadzonych powyżej rozważań wynika, że analogie litologiczne triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim są dość liczne. Nie należy jednak zapominać, że w artykule tym chodziło właśnie o wydobycie analogii, a nie różnic, które są jednak na tyle wyraźne, że o zupełnej identyczności i o wprowadzeniu w Tatry alpejskich terminów litologicznych, przynajmniej w większości przypadków, nie może być mowy.

Najmniej analogii z triasem wschodnioalpejskim ma trias wierchowy, który, jak to już niejednokrotnie podkreślano, ma wyraźny charakter briansoński.

Trias płaszczowiny regłowej dolnej wykazuje już znacznie większe

analogie z triasem wschodnioalpejskim, gdyż analogiczne ogniwa litologiczne można właściwie wyróżnić we wszystkich oddziałach triasu. Szczególnie wyraźne są te analogie w dolnym triasie (warstwy werfeńskie, warstwy z Reichenhall — ogniwa te można wyróżnić zresztą także i w serii wierchowej) i w środkowym triasie (anizyjska brekcja podstawowa, wapienie z Gutenstein, dolomity ze Schlern i z Ramsau). Wierchowy środkowy trias ma wybitnie briansoński charakter. Wierchowy i regłowy górny trias Tatr różni się od triasu wschodnioalpejskiego przede wszystkim obecnością kaimpru karpackiego, który jednak znany jest z dolnych płaszczewin wschodnioalpejskich (Unterostalpin), na przykład z okolic przełęczy Semmering. Miejscami jednak w serii krizniańskiej pojawiają się warstwy z Lunz (Tatry Bielskie), a retyk w obydwu seriach regłowych jest wykształcony jako typowe warstwy kesseńskie. Nie należy jednak zapominać, że pomimo tych analogii, przeważnej większości ogniw alpejskich nie ma tu wcale, a trias krizniański wykazuje również bardzo wyraźne podobieństwo do triasu wierchowego, a tym samym i do briansońskiego.

Największe analogie z triasem wschodnioalpejskim posiada trias choczański. Tu już analogie są tak wyraźne, a różnice z serią krizniańską i wierchową tak zasadnicze, że można bez poważniejszych zastrzeżeń stosować nawet wschodnioalpejskie nazwy ogniw litologicznych, takich jak dolomity z Ramsau, wapienie z Reiffling, warstwy z Partnach, dolomity z Wetterstein i inne. Zadaniem przyszłych badań będzie stwierdzenie, jaka fauna zawarta jest w tych ogniwach, jaką mają charakterystykę mikroskopową i jaki jest ich zasięg stratygraficzny.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, czerwiec 1964 r.

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Andrusov D. (1936), Subtatranské přikrovy zapadnich Karpat. Sur nappes subtatriques des Carpathes occidentales. *Carpathica* I, Praha.
- Andrusov D. (1959), Geológia Československých Karpat. Zväzok II. Slovenská Akadémia Vied, Bratislava.
- Debelmas J. (1960), Comparaison du Trias haut-tatrique avec celui des Alpes occidentales — Zone intra-alpine. Porównanie triasu wierchowego w Tatrach z triasem Alp Zachodnich — wewnętrzna strefa Alp Francuskich. *Acta geol. pol.* 10, 2, Warszawa.
- Flügel E. (1963), Zur Mikrofacies der alpinen Trias. *Jb. geol. Bundesanst.*, 106, Wien.
- Flügel E., Kirchmayer M. (1963), Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. *Mitt. Naturwiss. Vereines Steiermark*, 93, Graz.
- Głazek J. (1963), Serie osadowe północnych zboczy Wołoszyna (Tatry Wysokie). Les séries sédimentaires du versant nord de Wołoszyn (Hautes Tatras). *Acta geol. pol.*, 13, 3—4, Warszawa.
- Goetel W. (1916), Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocsdolomitfrage in der Tatra. *Bull. Acad. Sc., Sér. A, séc. mathém. Cracovie*.
- Goetel W. (1917), Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. *Bull. Acad. Sc., Sér. A, séc. mathém. Cracovie*.

- Guzik K. (1936), O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej górnej (choczańskie). Über die Stratigraphie der Trias in der oberen subtatrischen Decke in der Hohen Tatra. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne)*, 12, Kraków.
- Guzik K. (1959), Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskie) w Tatrach Zachodnich. Index features of Triassic stratigraphy in the upper (Choč) sub-tatric series in Western Tatra. *Biul. Inst. Geol.*, 149, Warszawa.
- Guzik K., Sokołowski S. (1958), Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:10 000, A 2, Hruby Regiel. Inst. Geol., Warszawa.
- Guzik K., Guzik S. (1958), Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:10 000, A 1, Furkaska. Inst. Geol., Warszawa.
- Guzik K., Guzik S., Sokołowski S. (1961), Wycieczka H3. Przewodnik do tras wycieczkowych XXXII Zjazdu PTG w Zakopanem w 1959 r. Praca zbiorowa pod redakcją Z. Kotańskiego, E. Passendorfera i S. Sokołowskiego. Guide des excursions de la XXXII Réunion Scientifique de la Société Géologique de la Pologne à Zakopane, 1959. Travail collectif sous rédaction de Z. Kotański, de E. Passendorfer et de S. Sokołowski. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne)*, 30, 4, Kraków.
- Guzik K. (1963), Budowa geologiczna południowych i zachodnich zboczy Małej Świnicy w reglach zakopiańskich. Structure géologique des versants sud et ouest de la Mała Świnica dans la région subtatrique de Zakopane. *Acta geol. pol.*, 13, 3—4, Warszawa.
- Herak M. (1957), Some problems in the dasyclad genus *Diplopora*. *Micropalaent.*, 3, New York.
- Jacynowski S., Jacynowska W. (1963), Budowa geologiczna południowo-wschodnich zboczy Łysanek w reglach zakopiańskich. La structure géologique des versants sud-est des Łysanki dans la zone subtatrique de Zakopane. *Acta geol. pol.*, 13, 3—4, Warszawa.
- Kotański Z. (1955), Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr. Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the High-Tatric Triassic in the Tatra Mountains. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, 24, 1, Kraków.
- Kotański Z. (1956 a), Kampil wierchowy w Tatrach. High-tatric Campilian in the Tatra Mts. *Acta geol. pol.*, VI, 1, Warszawa.
- Kotański Z. (1956 b), Zlepienie z Chudej Turni i ich znaczenie dla paleogeografii i sedimentologii triasu tatrzańskiego. Chuda Turnia conglomerates and their meaning for the palaeogeography and sedimentation of the Tatra Mts. *Prz. geol.*, 3, Warszawa.
- Kotański Z. (1956 c), O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach. On the stratigraphy and palaeogeography of the high-tatric Keuper in the Tatra Mts. *Acta geol. pol.* 6, 3, Warszawa.
- Kotański Z. (1958), Stratigraphical and palaeogeographical position of the sub-tatric Triassic in the Bielskie Tatry Mts. *Bull. Acad. Sc.*, 8, 8, Warszawa.
- Kotański Z. (1959 a), Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. *Acta geol. pol.* 9, 2, Warszawa.
- Kotański Z. (1959 b), Nowe ogniwa stratygraficzne w serii wierchowej rejonu Osobitej. New stratigraphical investigations in the high-tatric series in the Osobita region. *Prz. geol.*, 8, Warszawa.
- Kotański Z. (1961), Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. Tectogenèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras. *Acta geol. pol.*, 11, 2—3, Warszawa.
- Kotański Z. (1963), Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich. Stratigraphie et lithologie du Trias subtatrique de la région de Zakopane. *Acta geol. pol.*, 13, 3—4, Warszawa.

- Kotański Z. (1964), Quelques observations sur la stratigraphie du Trias briançonnais dans les Alpes Françaises. *Bull. Acad. Pol.*, 14, Warszawa.
- Lexique Stratigraphique International, I Europe, 6b Tchécoslovaquie, 8 Autriche (1957—1962). Congrès Géologique International — Commission de Stratigraphie, Paris.
- Limanowski M. (1903), Perm i trias łądowy w Tatrach. *Pol. Akad. Um.*, Kraków.
- Matějka A., Andrusov D. (1931), Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et de régions avoisinantes. Guide des Excursions dans les Carpathes Occidentales. *Knih. Stát. Geol. Úst. ČSR*, 13A, Praha.
- Passendorfer E. (1938), (Uwaga w dyskusji na zebraniu Francuskiego Towarzystwa Geologicznego w dniu 15 września 1938 r. w Briançon). *C. r. Soc. Géol. France*, 8, 5, p. 271—272. Paris.
- Rabowski F. (1921), O triasie wierchowym w Tatrach. Sur le Trias hauttatrique de la Tatra. *Spraw. Państw. Inst. Geol. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, 1, 2—3, Warszawa.
- Rabowski F. Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatry. Seria osadowa okolic Doliny Kościeliskiej i Hali Gąsienicowej — Kopy Magury. Guide partiel de l'excursion de la Société Géologique de Pologne. Série sédimentaire des environs de la Vallée Kościeliska et de Hala Gąsienicowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, 7, Kraków.
- Radwański A. (1965), Studium petrograficzne i sedymentologiczne retyku wierchowego w Tatrach. Petrography and sedimentology of the high-tatric Rhaetian in the Tatra Mts. *Studia Geol. Pol.*, Warszawa.
- Roniewicz P. (1965), Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach. Clastic deposits of the Lower Werfenian (Seis) in the Tatra Mts. *Acta geol. pol.*, 15, 4, Warszawa.
- Sokołowski S. (1948), Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych. *Pr. Państw. Inst. Geol. (Trav. Serv. Géol. Pol.)*, 4, Warszawa.
- Spengler E. (1932), Ist die „Mittlere subtatrische Decke“ der Westkarpathen eine selbständige tektonische Einheit? *Věstn. St. Geol. Úst.*, 8, Praha.
- Uhlig V. (1897), Geologie des Tatragebirges. I Theil. Einleitung und stratigraphischer Theil. *Anz. Akad. Wiss. math. nat.*, 64, Wien.

RÉSUMÉ

Abstract. Dans les Tatras, la plus grande analogie avec le Trias des Alpes Orientales démontre le Trias de Choč dans lequel, entre autres, on peut distinguer les couches de Partnach et les dolomies de Wetterstein. Une analogie nette présente également le Trias de Križna de la nappe sub-tatrique inférieure (entre autres les couches werféniennes, celles de Reichenhall, la brèche basale anisienne, les calcaires de Gutenstein, les dolomies de Ramsau et de Schlern et les couches de Kössen) qui, ressemble d'ailleurs au Trias haut-tatrique et, avec lui, au Trias briançonnais.

Dans le siècle dernier, des géologues alpins tels que G. Stache, F. Hauer, A. Bittner, D. Štur et V. Uhlig ont déjà remarqué l'analogie nette existant entre le Trias tatrique et celui des Alpes Orientales. Les géologues polonais ont également vu cette analogie. On peut citer ici tels noms que L. Zejszner, M. Limanowski, J. Nowak, W. Goetel, E. Passendorfer, S. Sokołowski et K. Guzik. La signification de ces analogies est soulignée dans la „Géologie des Carpates

Tchécoslovaques” de D. A n d r u s o v (1959) où on a distingué beaucoup de termes lithologico-stratigraphiques des Alpes Orientales. Les analogies présentées ci-dessous du Trias tatrique avec celui des Alpes Orientales s'appuient sur les données de la littérature géologique (avant tout sur les définitions de plus fraîche date contenues dans le „Lexique Stratigraphique International”) ainsi que sur les résultats des observations faites par l'auteur pendant l'été 1963 dans les Alpes Orientales et dans les musées autrichiens, surtout au Musée d'Histoire Naturelle à Vienne et au Musée de la Chaire de Géologie de l'Université à Innsbruck. Il convient de traiter ces analogies avec beaucoup de prudence, surtout si l'on doit en tirer des conclusions stratigraphiques. Par contre, on peut attribuer une plus grande signification aux analogies lithologiques appuyées par les recherches microscopiques que l'on commence à faire actuellement dans les Alpes Orientales (F l ü g e l, 1963) et dans les Tatras.

TRIAS INFÉRIEUR (SCYTHIEN)

Dans les Tatras, aussi bien dans la série sub-tatrique inférieure (de Križna) que dans la série haut-tatrique, on peut distinguer les couches de Werfen dont les caractères sont absolument semblables à ceux de pareilles couches dans les Alpes Orientales. Une faune marine (*Myophoria costata*) a été trouvée ici seulement dans la série haut-tatrique et indique le Campilien, cependant une partie de ces couches appartient encore certainement au Seisien supérieur. Le Trias inférieur dans les Tatras (Werfénien ou Scythien) se divise en deux étages: le Seisien et le Campilien. Les sédiments de ces étages n'ont cependant pas d'analogies lithologiques avec des couches de Seis (Seiser Schichten) ni avec celles de Campil (Campiler Schichten) des Alpes méridionales.

Au-dessus des couches de Werfen on trouve des schistes mous, des marnes et des dolomies qui, à la suite de processus tectoniques et d'altération, se transforment en cargneules. Ils ont une position stratigraphique similaire à celle occupée dans les Alpes. Ce sont des brèches à genèse double (K o t a n s k i, 1956 a): ou bien des brèches du pente interglaciaires et actuelles, ou bien des brèches tectoniques. Ces couches ont une même genèse également dans les Alpes où, cependant, elles sont liées aussi aux transformations auxquelles ont été sujet les anhydrides et les gypses.

Au-dessus des cargneules se trouvent les couches dites à *Myophoria* (K o t a n s k i, 1956 a) qui sont le correspondant des couches de Reichenhall, aussi bien au point de vue lithologique (des dolomies en plaquettes minces à patine jaune, avec de fines lamelles noires sur la surface des bancs, des calcaires noirs bitumineux et des schistes noirs, verts et rouges ainsi que des brèches intraformationnelles faites de tous ces éléments) que stratigraphique (*Myophoria costata* et *Naticella costata*). Ces couches sont caractéristiques aussi bien pour la série haut-tatrique que pour la série sub-tatrique inférieure (de Križna) et il n'y a pas ici de difficulté à les distinguer des calcaires de Gutenstein, ainsi qu'il arrive quelquefois dans les Alpes Orientales. Ces couches ont été dernièrement distinguées par l'auteur dans les Alpes Occidentales dans la série briançonnaise (K o t a n s k i, 1964).

TRIAS MOYEN

Aussi bien dans la série sub-tatrique inférieure que dans la série haut-tatrique, le Trias moyen commence le plus souvent par l'ainsi dite „brèche basale de l'Anisien” qui est le correspondant de termes des Alpes Orientales tels que les conglomérats de Campil, le Muschelkalkkonglomerat, le conglomérat de Richthofen, la brèche d'Uggowitz, le conglomérat de Reichenhall, celui de Saalfeld (cargneule de Saalfeld) et encore quelques autres dénominations. Ce sont des conglomérats faits de fragments de roches du Trias inférieur qui se sont formés comme un sédiment de courants de traction et, seulement par endroits, comme un conglomérat de falaise. Ces conglomérats et brèches représentent l'Anisien par le caractère du ciment ainsi que par les fragments de roches du Trias moyen fraîchement déposées et détruites.

Très communs dans la série de Križna sont les calcaires de Gutenstein à caractères lithologiques analogues à ceux de mêmes calcaires des Alpes Orientales, qui ressemblent cependant beaucoup aux calcaires vermiculaires anisiens de la série haut-tatrique. Ces calcaires appartiennent à l'Hydasp (*Dadocrinus grundeyi*) et seulement leur partie supérieure, qui, au point de vue lithologique, ressemble aux calcaires de Recoaro représente le Pelson (Brachiopodes du niveau *Rhynchonella decurtata*). Ils ressemblent aussi aux calcaires de Virgloria.

Les dolomies à l'aspect saccharoïde, à stratification diagonale, ressemblant le plus aux dolomies de Schlern, appartiennent à l'Anisien et au Ladinien. Vu, qu'on y trouve aussi des intercalations de dolomies en plaquettes, l'ensemble de ces couches a l'aspect des dolomies de Ramsau. La partie inférieure de ces calcaires appartient à l'Anisien et est caractérisée par une faune de Lamellibranches du type haut-silézien et briançonnais et leur partie supérieure au Ladinien inférieur (*Diplopora annulata* et *D. annulatissima*).

Seulement dans la nappe de Choč on peut distinguer trois termes lithostratigraphiques des Alpes Orientales. Ce sont: les calcaires de Reifling, les couches de Partnach et les dolomies de Wetterstein.

On ne trouve pas dans les Tatras polonaises des calcaires de Reifling dans leur développement typique. Les calcaires à silex de Furkaska (vallée Chochołowska, Guzik, 1959 a) leur ressemblent un peu. Immédiatement au-dessus il y a des marnes grises à intercalations de calcaires à Crinoïdes avec une faune découverte par l'auteur (Ammonites, Pectens, Brachiopodes, Crinoïdes, oursins réguliers, Stégocéphales) qui ont beaucoup d'analogie avec les couches de Partnach. Plus haut encore on rencontre les dolomies de Choč, analogues aux dolomies de Wetterstein. Elles sont de couleur très claire, massives, non stratifiées et forment des rochers à sculpture caractéristique. Elles contiennent de nombreuses structures évino-spongieuses (Grossoolithstruktur), de grandes entroques de Crinoïdes, dolomitisées fragments d'algues ainsi que des coupes de menues *Chemnitzia*. Ainsi que dolomies de Wetterstein aussi les dolomies de Choč on peut attribuer au Ladinien.

TRIAS SUPÉRIEUR

Dans les séries haut-tatrique et sub-tatrique inférieure (de Križna) le Carnien et le Norien sont développés dans un faciès de Keuper carpatique qui n'a ses correspondants que dans la nappe „Unterostalpine” de la ré-

gion de Semmering, cependant, on y trouve des gypses inconnus dans les Tatras. Dans certaines parties de la nappe sub-tatmique inférieure et supérieure, mais en dehors des frontières de la Pologne, on peut rencontrer dans le Trias supérieur les couches de Lunz qui ne se trouvent que dans les Tatras Orientales, dans l'unité de Bujaczy-Palenica (Sokołowski, 1948; Kowański, 1958). La „dolomie principale” (Hauptdolomit) des Alpes n'est connue que de certaines parties de la nappe de Choč en Slovaquie. Dans les séries haut-tatmique et de Križna, au-dessus du Keuper carpatique, on peut trouver des dolomies en plaquettes de couleurs claires appartenant au Norien qui sont les correspondants d'âge de la Hauptdolomit, mais qui cependant ne lui ressemblent pas lithologiquement.

Dans la nappe sub-tatmique inférieure et supérieure on peut distinguer les couches de Kössen du Rhétien dans un développement typique. W. Goettel (1917) a distingué dans le Rhétien subtatmique plusieurs faciès- (souabe, carpatique et de Kössen). En comparaison avec le Rhétien de Kössen sub-tatmique typique, le Rhétien haut-tatmique est complètement différent. Ainsi qu'il ressort des études microscopiques du Rhétien haut-tatmique faites par A. Radwański (1965), il est caractérisé avant tout par une prépondérance de structures d'algues, parmi lesquelles les Corallinacées et différents oncolithes ressortent au premier plan. Un tel faciès du Rhétien n'a pas été trouvé jusqu'à présent dans les Alpes car, aussi bien dans les Alpes Orientales que dans les Alpes Occidentales (dans la série briançonnaise par exemple — v. Kowański, 1964), le Rhétien est développé de la même manière que dans l'un des faciès des couches de Kössen. Il est possible qu'à l'avenir, après avoir fait des études microscopiques plus étendues, on va réussir à trouver des correspondants faciaux du Rhétien haut-tatmique. En attendant, cependant, il occupe une place tout à fait à part dans le géosynclinal alpin et est un terme original, stratigraphique et facial des sédiments de l'intragéoantyclinal haut-tatmique.

Les couches de Tomanowa sont un terme absolument inconnu dans les Alpes Orientales. Ce sont des dépôts marins terrigènes de la partie inférieure du Rhétien et peut-être partiellement du Norien (Kowański, 1961) consistant en schistes noirs et bruns ainsi qu'en grès et quartzites. Dans les Alpes Orientales, ce sont certaines variétés des couches de Raibl, appartenant cependant au Carnien qui leur ressemblent le plus. D'ailleurs on peut rencontrer dans les Alpes Occidentales (Kowański, 1964) des variétés lithologiques qui correspondent aux couches de Tomanowa au point de vue stratigraphique et facial.

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

traduit par J. Koszarski