

ZBIGNIEW KOTAŃSKI
Instytut Geologiczny

JESZCZE RAZ O PŁASZCZOWINIE STRAŻOWSKIEJ W TATRACH
Artykuł dyskusyjny
Cz. II*

UKD 551.234.4 strażowska:551.761.022(234.372.43:438-13)

**SZCZEGÓŁOWA DYSKUSJA Z ZARZUTAMI
PRZECIWNIKÓW UZNANIA ŁUSEK FURKASKI
I KORYCISK ZA JEDNOSTKI NALEŻĄCE
DO PŁASZCZOWINY STRAŻOWSKIEJ**

Zarzuty moich przeciwników są natury tektoniczno-kartograficznej oraz paleogeograficzno-facjalnej. Zagadnienia tektoniczno-kartograficzne przedstawiłem w pierwszej części mej wypowiedzi, a obecnie tylko krótko je podsumuję.

* Część I artykułu została opublikowana w nr 10 „Przeglądu”, na str. 547.

Nadległość jednostki Korycisk nad jednostką Siwej Wody jest zupełnie pewna, a próby ujmowania tektoniki tego obszaru w sposób chaotyczny jako gigantycznej megabrekcji nie posuwają sprawy naprzód i są sprzeczne ze stwierdzonymi od dawna faktami. Podobnie nie do przyjęcia jest twierdzenie (na podstawie analizy otoczków zlepieńców eoceńskich), że jednostka Siwej Wody leży nad jednostką Korycisk. A przecież tak właśnie twierdzą J. Michalik i A. Gaździcki (62, s. 617) wypowiadając sąd, że „w tej sytuacji nie ma przesłanek na wyróżnienie płaszczowiny strażowskiej w Tatrach”. Dolomity z Wetterstein, należące do jednostki Korycisk, są nasunięte na wielkiej przestrzeni na retyk i dolomit główny (Hauptdolomit) chociażński, zupełnie tak samo jak w Górach Strażowskich,

co było wystarczającą podstawą wydzielenia przez D. Andrusova (2, 5, 7) płaszczowiny i serii strażowskiej. Powierzchnię tego nasunięcia szczegółowo skartował K. Guzik (33, 34). Jest ona doskonale widoczna w terenie, bardzo urozmaicona i nosi wszelkie cechy powierzchni ze ścinania, stanowiącej spąg nasunięcia płaszczowiny, która przybyła z daleka. Negowanie istnienia tej tak ważnej powierzchni uniemożliwia poważną dyskusję na tematy tektoniczne.

Ustalenie miejsca i charakteru kontaktu jednostki Furkaski z jednostką Siwej Wody wymaga dalszych badań. Nadległość jednostki Furkaski nad jednostką Siwej Wody wynika po prostu z faktu, że jednostka Korycisk jest związana stratygraficznie z jednostką Furkaski, a ponieważ ta pierwsza jest nasunięta na jednostkę Siwej Wody, więc musi być nasunięta i ta druga. Dokładny przebieg powierzchni nasunięcia określa dalsze badania. Może ona przebiegać w dnie Doliny Chochołowskiej, na jej wschodnim zboczu, lecz również i na zachodnim. Jest jednak faktem, że jednostka Siwej Wody zanurza się ku zachodowi i nie pojawia się już na Orawicach. Nie znaczy to jednak, że jest ona tam wytłoczona, gdyż może się ciągnąć dalej ku NW pod jednostkami Furkaski i Korycisk, wyklinowując się ku południowi. Wyklinowywanie się jednych jednostek i ich zastępowanie przez inne jest powszechnie znane z Tatr i z innych gór o budowie płaszczowinowej.

O wiele bardziej istotne dla rozstrzygnięcia zagadnienia wyodrębnienia płaszczowiny strażowskiej w reglach zachodnich są zagadnienia paleogeograficzno-facjalne.

1. J. Michalik i A. Gaździcki (62, s. 617) zwracają uwagę na jednolitość, uzupełnianie się wiekowe i powiązanie litostratygraficzne sekwencji w poszczególnych łuskach, rozdzielonych przeze mnie. W ich ujęciu (62, ryc. 2) wszystkie ogniwa litostratygraficzne triasu i jury stanowią jedną i tę samą serię i należą do płaszczowiny choczańskiej. Autorzy ci potwierdzają moje stwierdzenie, że do płaszczowiny choczańskiej należy łuska Siwej Wody (dolomit główny i retyk), jednakże twierdzą, że również i wszystkie ogniwa litostratygraficzne jednostki Furkaski (dolomit z Ramsau, wapień z Reifling i warstwy z Partnach) oraz jednostki Korycisk (dolomit z Wetterstein i wapień z Oponitz) należą do płaszczowiny choczańskiej.

Otóż należy stwierdzić, że nie ma takiej serii choczańskiej, jak ta, która jest przedstawiona przez J. Michalika i A. Gaździckiego (62, ryc. 2), gdyż jest to seria zbiorcza, mająca zarówno cechy serii Czarnego i Białego Wagu, jak i serii strażowskiej. Do serii Czarnego Wagu (szturcekiej) można zaliczyć serię Siwej Wody (45, 46). Wynika to z faktu, że retyk leży tu nie na kajprze (jak to jest w serii krzyżniańskiej), lecz na dolomicie głównym z pewnymi cechami facji kajprowej (zielonawe i czerwone wkładki łupków dolomitycznych). Taki wybitnie dolomitowy charakter górnego triasu (a być może częściowo i górnego lądynu – przy braku warstw z Lunz) dobrze odpowiada pozycji paleogeograficznej strefy Czarnego Wagu (54, 57, 60). Za takim położeniem przemawia również fakt, że na retyku serii Siwej Wody spoczywają warstwy gresteńskie (widoczne pod Cisową Turnią – 32, 34), a nie krynoidowe wapienie liasu, jak to twierdzą A. Gaździcki i J. Michalik (21), proponując wydzielenie formacji norowickiej.

Nawiasem mówiąc, wyróżnienie tej formacji, z powodu kontaktów tektonicznych spągu i stropu w typowych profilach oraz niewłaściwie określonego nadkładu (w Tatrach w stropie retyku nie ma wapieni krynoidowych liasu, lecz są warstwy gresteńskie), jest niezgodne z zasadami nomenklatury i klasyfikacji litostratygraficznej. Nie ma

ponadto pewności, czy ogniwo mojtińskie w Górach Strażowskich jest tym samym ogniwem co pod Siwiańskimi Turniami i w Dolinie Lejowej, gdyż nie są one identyczne litologicznie, a poza tym w pierwszym wypadku leżą na nim transgresywne wapienie krynoidowe, a w ostatnim – warstwy gresteńskie w ciągłości sedimentacyjnej. Ogniwo Siwej Wody (z konodontami) zostało stwierdzone tylko w Dolinie Chochołowskiej i nie wiadomo czy w ogóle istnieje w Górach Strażowskich, skąd pochodzi nazwa formacji norowickiej. W tej sytuacji można mieć wątpliwości co do celowości stosowania tej nazwy w ogóle, a w Tatrach w szczególności. Pomimo tych zastrzeżeń formalnych trzeba przyznać, że znalezienie przez A. Gaździckiego konodontów retyckich nad Siwą wodą (vide – 47, fig. 3) rzuca nowe światło na retyk choczański serii szturcekiej (Czarnego Wagu), co wraz z koralami oznaczonymi przez E. Roniewicz (76) przemawia za jego odrębnością od retyku krzyżniańskiego, co A. Gaździcki kiedyś kwestionował (21).

2. Seria Furkaski–Korycisk jest bez zastrzeżeń zaliczana przez M. Mahela (55, 57) oraz J. Michalika i A. Gaździckiego (62) do płaszczowiny choczańskiej. Zdaniem tych ostatnich autorów sekwencja osadów jest typowa dla płaszczowiny choczańskiej, a jednocześnie brak argumentów przemawiających za włączeniem tej serii do płaszczowiny strażowskiej. M. Mahel (55) wydzielał za K. Guzikiem (30) dwie odrębne jednostki – Furkaski, złożoną z serii Czarnego Wagu i jednostkę Korycisk, którą zaliczył do serii Białego Wagu (55, s. 198), jednakże na mapie geologiczno-tektonicznej (arkusz Bańska Bystrzyca – 26) obie te jednostki połączył razem i zaliczył do serii Białego Wagu. Pogląd ten powtórzył w swej ostatniej pracy (57).

A oto szczegóły argumentacji moich adwersarzy i odpowiedź na nią.

A. „Zamiast charakterystycznych dla anizyku środkowego płaszczowiny strażowskiej »wapieni z Steinalm« w analizowanej sekwencji z Doliny Chochołowskiej występuje »dolomit z Ramsau« – powszechne ogniwo litologiczne płaszczowiny choczańskiej” (62, s. 618).

Uwaga ta jest słuszna. Istotnie, dolomity środkowego anizyku są typowe dla płaszczowiny choczańskiej (wyłącznie te dolomity powinno się nazywać dolomitami choczańskimi), a tylko podrzędnie występują w serii strażowskiej (16). Jednakże ta część serii Furkaski jest jeszcze słabo poznana. Szczególnie niejasna jest charakterystyka mikrofacjalna wapieni z Tyrałówki i ich stosunek do dolomitów. Na mapie K. Guzika (31) wapienie te zajmują wielką przestrzeń na północnym zboczu Furkaski i zdają się przechodzić lateralnie ku wschodowi w dolomity. Być może, że wapienie z Tyrałówki są wapieniami ze Steinalm, gdyż leżą pod wapieniem z Reifling. Na Tyrałowce prowadzi obecnie badania dr K. Zawidzka (inf. ustna), która być może wyjaśni tę kwestię. Jednakże już teraz należy po prostu przyjąć, że jednostka Furkaski pochodzi z pogranicza strefy strażowskiej z choczańską, a w środkowym anizyku wpływy warunków panujących w strefie choczańskiej były tu jeszcze dość istotne.

B. Zdaniem wymienionych autorów wapieni z Reifling jest typowym ogniwem serii choczańskiej. M. Mahel (57, s. 39) uważa, że jego obecność (razem z dolomitami środkowego anizyku i marglami z Partnach) umożliwia zaliczenie całej serii Furkaski–Korycisk do choczańskiej serii Białego Wagu.

Istotnie, wapień z Reifling jest szczególnie charakterystyczny dla serii Białego Wagu, w której osiąga znaczną mławszość i jest wieku od górnego anizyku przez lądyn aż do karniku, a leżą na nim bezpośrednio warstwy z Lunz.

W serii Furkaski bulasty wapień z Reifling ma jednak zaledwie kilka metrów miąższości i należy do górnego anizyku, podczas gdy później osadzały się już tylko warstwy z Partnach i dolomit z Watterstein. K. Zawidzka (85, 87) znalazła w nim bogaty zespół konodontów, bogatszy niż ten, który jest znany z serii choçańskiej, a porównywalny tylko z zespołem pochodzącym z bardzo cienkiego wapienia z Reifling Gemerydów (67, 68), co również przemawia za bardziej południowym pochodzeniem serii Furkaski. Wapień z Reifling, w którym trafiają się buty rogowcowe, a także mikrofacje filamentowo-radiolariowe, jest najbardziej głębokomorskim osadem triasu tatrzańskiego (5, 86–47). Jest to facja otwartego morza, podścielająca ladyńską platformę węglanową, która powstała w strefie strażowskiej i gemerskiej (ryc. 2).

C. Ogniwem litologicznym, z którym wymienieni autorzy nie wiedzą co zrobić, są warstwy z Partnach. M. Mahel (57, s. 39) nie uważa ich za odrębne ogniwo litostratygraficzne, lecz za wkładki margli w wapieniu z Reifling. J. Michalik i A. Gaździcki (62) uznają wprawdzie ich istnienie, a na mapce (24, fig. 2) włączają nawet do nich na Orawicach wapień z Reifling i leżący poniżej wapień z Tyrałówki, jednakże sądzą, że nie stanowią one kryterium dla paleogeograficzno-tektonicznej korelacji, gdyż dotychczas są znane w Karpatach Zachodnich tylko z kilku stanowisk, a przede wszystkim z płaszczowiny choçańskiej w Górach Strażowskich. Jednakże R. Mock (67) opisał je z Gór Strażowskich wówczas, gdy kwestionowano tam w ogóle istnienie płaszczowiny strażowskiej, a wszystkie profile zaliczono do serii choçańskiej.

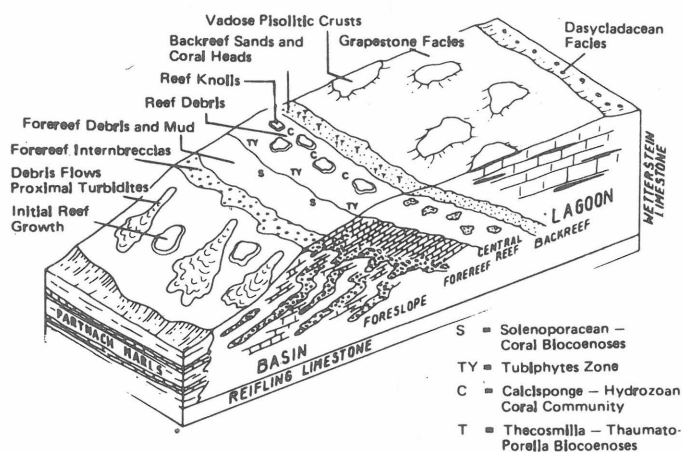
Istota zagadnienia polega na tym, że – jak to pisałem poprzednio – warstwy z Partnach stanowią basenowy odpowiednik rafowo-lagunowej formacji z Watterstein, podścielając częściowo tę formację, a przeważnie się z nią zazębiając. Taką właśnie pozycję zajmują one w Tatrach Zachodnich. Warstwy z Partnach nie występują niezależnie od formacji z Watterstein, lecz zawsze razem, tworząc z nią nieodłączną parę (por. 35, fig. 3 i ryc. 3). A ponieważ formacji tej nie ma w płaszczynie choçańskiej (ani w serii Białego, ani Czarnego Wagu), to nie jest również możliwe, by warstwy z Partnach osadziły się w stonunkowo głębokomorskiej strefie choçańskiej, z sedimentacją wapienia z Reifling, w której nie było przecież

ani platform węglanowych, ani przedzielających je podrzędnych basenów. Były one natomiast rozwinięte w strefie strażowskiej (i gemerskiej) i dlatego serię Furkaski należy zaliczyć do serii strażowskiej. Nawiasem mówiąc, w opisach profiliów płaszczowiny strażowskiej M. Krivego (51, s. 477–480) można się bez trudu doszukać obecności warstw z Partnach między wapieniem z Reifling a formacją z Watterstein. Warstwy z Partnach w jednostce Furkaski są przeważnie margliste i są najbardziej podobne do znanych mi z autopsji takichże warstw z serii tyrolskiej (36a, 78, 79, 35). Jednakże są w nich przewarstwienia wapieni z amonitami i daonellami, które również należą do facji basenowej. Wapień takie w innych miejscach strefy strażowskiej i gemerskiej mogły dominować (np. wapień ze Schreyeralm, znany zarówno z serii gemerskiej – 59, jak i choçańskiej – 68), a wówczas byłyby one głównym reprezentantem facji basenowej z przełomu anizyku i lądynu oraz z lądynu. W niektórych przewarstwiach marglistych warstw z Partnach zawarty jest materiał tufitowy, co mogłoby świadczyć o pierwotnym położeniu płaszczowiny strażowskiej daleko na południu, w pobliżu wystąpienia zasadowych skał wulkanicznych znanych z serii Meliaty i z Gór Bukowych (47, 51). W pobliżu musiał się jednak znajdować jakiś ląd (może atol – por. 18), na którym żyły płazy tarczogłowe. Jeden z nich przyplął zapewne na pniu (znane są okruchy drewna) i osadził się w basenie warstw z Partnach.

D. J. Michalik i A. Gaździcki (62, s. 618) piszą, że „zamiast rafowego wapienia z Wetterstein występują tutaj osady dolomitowe o charakterze lagunowym (=dolomit z Wetterstein *sensu* Z. Kotański)”.

Z przytoczonego powyżej sformułowania J. Michalika i A. Gaździckiego wynika, że ich zdaniem wapień z Wetterstein jest rafowy, a dolomit z Wetterstein – lagunowy. Tymczasem tak wcale nie jest, gdyż zarówno wapień, jak i dolomit z Wetterstein może być albo rafowy, albo lagunowy (78, s. 152 i 156). Określa się to dopiero na podstawie analizy mikrofacjalnej oraz oznaczeń konkretnych organizmów rafowych lub lagunowych. Tak jest właśnie w jednostce Korycisk, gdzie dolomit z Wetterstein ma w dole charakter rafowy, a wyżej lagunowy. Cytowani autorzy nie dostrzegli, że wymienili wiele cech i organizmów charakterystycznych dla kompleksów rafowych (47, s. 91), takich jak: gąbki, korale, masywne glony (*Solenoparaceae*, *Corallinaceae*, *Spongiostromaceae*, *Tubiphytes obscures*), struktury evinospongiowe (wynik sekrecyjnego wypełniania wielkich por wśród ułamków organizmów rafowych przez kalcyt, a następnie dolomit), a także struktury stromatolitowe i onkolitowe, świadczące o większej energii środowiska. Teutloporella, zdaniem E. Otta (71, 72) należą do zielenic przyrafowych, a diplopory – do zielenic żyjących w lagunach (35). Wszystkie Dasycladaceae są redeponowane i osadzone w środowisku lagunowym o mniejszej energii, w którym tworzyły się delikatnie warstwowane osady typu loferytowego (stwierdzone przeze mnie w szlifach), które wkrótce potem uległy dolomityzacji (63). Wszystkie te organizmy występują zarówno w wapieniach, jak i w dolomitach i dlatego popoprawniej jest mówić o węglanowej formacji z Wetterstein (die Faziesgruppe des Wettersteinkalkes – 78). Dolomityzacja następowała w warunkach pływowych (27, 63) i przeważnie nie zatarła nawet najdelikatniejszych struktur organicznych (np. narosty glonów w pozycji przyżyciowej i teutloporelle ze sporangiami typu endospor).

W wielu wypadkach obserwuje się cykliczne powtarzanie się wapienia i dolomitu z Wetterstein (78), przy czym obie te skały węglanowe powstały w tym samym środo-



Ryc. 3. Model depozycyjny połączenia platformy węglanowej z basenem, na przykładzie środkowego triasu masywu Hochstaufen-Zwiesel w Alpach Wschodnich (wg R. Heinricha – 35, fig. 3).

Fig. 3. Environmental model of the Platform-Basin setting. Middle Triassic, Hochstaufen-Zwieselmassif.

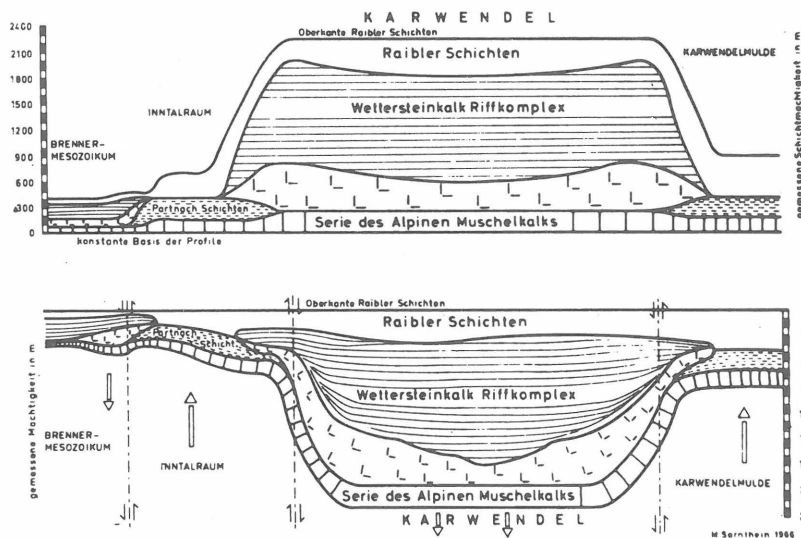
wisku, w warunkach pływowych (subtidal to supratidal conditions), przy stale zachodzącej subsydencji (78, 79, 27). Dlatego nie wydaje się, by było takie ważne oddzielenie dolomitów od wapieni (liczne przykłady obocznych przejść wapienia w dolomit opisał M. Mahel, według którego nie tylko w serii Bebrawy, lecz nawet w największej pojętej płaszczynie strażowskiej mogą przeważać dolomity – 57, s. 32) i wyciąganie na tej podstawie wniosków o odmiennych warunkach środowiska w obu wypadkach. A już na pewno nie jest uzasadnione wyróżnianie stref paleogeograficzno-facialnych na tej podstawie i zaliczanie dolomitów z Wetterstein do serii choczańskiej, a wapieni – do strażowskiej. Zagadnienie genezy wczesnej dolomityzacji jest jeszcze słabo poznane i wymaga dalszych wnikliwych badań (20, 69). Nie może jednak to zjawisko być podstawą rejonizacji paleotektonicznej i klasyfikacji płaszczwin.

Zdaniem M. Mahela (57, s. 39), dolomity z Wetterstein z teutloporellami nie są rzadkie w jednostce Białego Wagu, a mianowicie na obszarach jej przejścia lateralnego w jednostkę Bebrawy. Otóż w klasycznym ujęciu D. Andrusova (2, 7, s. 101) cechą różniącą serię choczańską od strażowskiej jest zupełny brak formacji z Wetterstein w serii choczańskiej, a potężny rozwój wapienia z Reifling, gdy w serii strażowskiej rzecz się ma odwrotnie. Do tego klasycznego ujęcia wrócili obecnie geolodzy słowaccy pracujący w Górach Strażowskich (51, 15), włączając jednostkę Bebrawy z powrotem do serii strażowskiej. Jeśli z tego punktu widzenia przejrzeć wykaz stanowisk z *Teutloporella herculea* i *T. aequalis* (11), to okaże się, że z wyjątkiem stanowisk o niepewnej przynależności tektonicznej teutloporelle występują wyłącznie w serii strażowskiej i gemerskiej (A. Biely i J. Bystrický nie uznawali wówczas przejściowo – za M. Mahelem – odrębności serii strażowskiej – 11). A. Biely i J. Bystrický uważali, że *Diplopora annulata* przeniknęła w lądzie o wiele dalej ku północy, niż *Teutloporella herculea* (nie mówiąc o najbardziej

południowym gatunku *T. aequalis*). Istotnie – *D. annulata* występuje powszechnie w triasie krzyżniańskim (37) i dotarła nawet do Górnego Śląska (75, 50). Natomiast teutloporelle w ogóle nie występują w triasie krzyżniańskim, a tylko wyjątkowo w triasie choczańskim. Jest to całkiem zrozumiałe, gdyż zajmują one przecież określoną pozycję ekologiczną w ladyńskiej platformie węglanowej (71, 72, 35), która powstała wówczas w strefie strażowskiej i gemerskiej. Należy dodać, że rodzaj *Clypeina* (39, pl. VI, fig. 1) jest znany wyłącznie z kordewolskiej (karnijskiej) formacji z Wetterstein (35), a karnijski wiek formacji z Wetterstein świadczy o jej przynależności do serii strażowskiej (16, 61, Abb. 2).

M. Mahel (57, s. 39) słusznie zauważył, że obecność amonitów i daonell nie świadczy o przynależności warstw, w których one powstają, do serii strażowskiej lub gemerskiej. Jednakże amonity i daonelle zostały znalezione w Tatrach w warstwach z Partnach (37, 38, 40), będących osadem basenowym, z którym ząbiebiają się utwory progresywnie rozwijającej się platformy węglanowej z Wetterstein. Powiązania paleogeograficzne amonitów i daonell są bardzo rozległe i są one znajdowane w różnych triasowych osadach pelagicznych, również i w strefie choczańskiej. Jednak ich ekologiczny związek ze strażowską platformą węglanową jest niewątpliwy, a amonity są również dość częste w dolomicie z Wetterstein Wielkich i Małych Korycisk, co świadczy o swobodnych kontaktach tej platformy z otwartym oceanem.

Na marginesie rozważań dotyczących dolomitu z Wetterstein i jego kontaktu z warstwami z Partnach należy zauważyć, że kontakt ten może mieć szczególnie złożony charakter. Trzeba tu bowiem brać pod uwagę nie tylko ząbiebienia obu tych facji i późniejsze zluźnienia tektoniczne, lokalne przesunięcia i uskoki, lecz również synsedymencyjne deformacje związane z subsydencją platformy węglanowej (78, Abb. 3), która w okolicy Innsbrucku osiągnęła wartość 1400 m (ryc. 4). Podobne rozmiary



Ryc. 4. Przekroje miąższościowe przez środkowotriasową platformę węglanową i ograniczające ją baseny z okolic Innsbrucku w Alpach Wschodnich (wg M. Sarntheina – 79, Abb. 3). Górny przekrój został skonstruowany przez odkładanie miąższości w górę od linii poziomej umieszczonej u podstawy środkowego triasu i obrazuje silnie przewyższony model platformy rafowej. Przekrój dolny powstał przez odkładanie miąższości w dół od linii poziomej umieszczonej w stropie karnijskich warstw z Raibl i przedstawia wynik subsydencji środkowotriasowej platformy rafowej Karwendel, ograniczonej przez bloki typu horstowego, na których tworzyła się basenowa facja warstw z Partnach.

Fig. 4. Thickness sections through Middle Triassic carbonate riff platform and adjacent basins in vicinity of Innsbruck. Basal zero line on upper section is placed at the base and in lower section – in the top of platform. Upper section presents the highly exaggerated model of riff platform and lower one – the result of Middle Triassic subsidence of riff Karwendel platform, flanked by horst blocks with basinal Partnach beds.

osiągnęła subsydencja w jednostce Korycisk, co wynika z ogromnej miąższości dolomitu z Wetterstein, wynoszącej około dwóch tysięcy metrów (39, fig. 2).

E. Zarówno M. Mahel (57, s. 39), jak J. Michalik i A. Gaździcki (62, s. 618), uważają warstwy z *Cardita* i wapień z Opponitz za typowe ogniwa serii choczańskiej (Białego Wagu). Otóż warstw z *Cardita* nie wymieniałem w ogóle w swym artykule (39) ani w żadnej innej pracy i nigdy ich nie wyróżniałem w Tatrach. Natomiast wapień z Opponitz obserwowałem w stropie dolomitu z Wetterstein u wylotu Głodówki na Orawicach. Obecność tych warstw w takiej pozycji jest ważna, gdyż między nimi a dolomitem z Wetterstein nie ma w ogóle warstw z Lunz, chociaż musiałyby się tu znajdować, gdyby seria Furkaski – Korycisk miała być choczańską serią Białego Wagu. Przypomnijmy bowiem, że szczególnie charakterystycznymi ogniwami litostratygraficznymi serii Białego Wagu jest wapień z Reifling, na którym powinny leżeć bezpośrednio warstwy z Lunz (dłatego właśnie odpowiednik facji choczańskiej w Alpach Wschodnich od dawna nazywa się facją lunzką – 80, 82). Zdawali sobie z tego sprawę J. Michalik i A. Gaździcki i dlatego w ich tabeli (62, ryc. 2) umieścili warstwy z Lunz w jednostce Korycisk między dolomitem z Wetterstein a wapieniem z Opponitz, twierdząc przy tym, że warstwy z Lunz nie są zachowane. Można by tak przypuszczać, gdyby nie profil z Głodówki, w którym nie ma w ogóle i nigdy nie było warstw z Lunz, gdyż wapień z Opponitz łączy się sedimentacyjnie z dolomitem z Wetterstein. Zupełny brak warstw z Lunz w serii Furkaski – Korycisk stanowi decydujący argument przemawiający przeciwko zaliczeniu tej serii do serii Białego Wagu.

Jeśli chodzi natomiast o wapień z Opponitz i warstwy z *Cardita*, to w tabeli J. Bystrickiego i A. Bielego (16) te ostatnie znajdują się tylko w rubryce odnoszącej się do płaszczowiny regłowej górnej (Veternik, Jablonica i Nedzov), a wapień z Opponitz – wyłącznie w jednostce strażowskiej. Nie ma ich natomiast wcale w serii Białego i Czarnego Wagu, gdzie są wyłącznie warstwy z Lunz. W tabeli J. Michalika (61, Abb. 2) wapień z Opponitz występuje tylko w Hronicum (szeroko pojęta strefa choczańska) ponad warstwami z Lunz. Autor ten jednak nie wydzielał wówczas w ogóle strefy strażowskiej między strefą choczańską a gemerską, a tu właśnie umieścił wapień z Opponitz. Natomiast D. Andrusov (7, s. 10) wymienia warstwy z *Cardita* i wapień z Opponitz w zbiorczym profilu serii regłowej górnej, które mają towarzyszyć cienkim warstwom z Lunz, podobnie jak w serii regłowej środkowej (choczańskiej), gdzie oczywiście warstwy z Lunz są o wiele grubsze.

Z powyższego przeglądu wynika, że wapień z Opponitz jest właśnie najbardziej typowy dla serii strażowskiej, choć występuje chyba również miejscami w graniczącej z nią od północy serii Białego Wagu. Jednakże zupełny brak warstw z Lunz w serii Korycisk i bezpośredni kontakt sedimentacyjny wapienia z Opponitz z dolomitem z Wetterstein przemawia stanowczo za zaliczeniem tej serii do serii strażowskiej.

F. Odrębnym zagadnieniem jest wyjaśnienie charakteru facjalnego skał noryckich i retyckich, które należały kiedyś do serii Furkaski – Korycisk, lecz zostały zerodowane przed i podczas transgresji eoceńskiej. Istniał tu na pewno dolomit główny i utwory retyckie. Nie był to jednak tego typu dolomit główny czy retyk „formacji norowickiej”, który znamy z leżącej tektonicznie niżej jednostki Siwej Wody, jak to sugeruje J. Michalik i A. Gaździcki (62, ryc. 2). Pisałem powyżej już, że profil tej jed-

nostki nosi wszelkie cechy serii Czarnego Wagu. Natomiast noryk i retyk serii Korycisk mógł mieć klasyczne wykształcenie dolomitu głównego (czarne płytowe dolomity bitumiczne i łupki czarne, jednakże bez śladów facji kajprowej). Nie jest również wykluczone, że w wyższej części noryku i w retyku osadził się tu wapień z Dachstein i warstwy kesseńskie, powyżej zaś były na pewno różne ogniwa jurajskie. Do poznania brakujących ogniw zerodowanej części profilu serii Korycisk może się przyczynić badanie otoczków w zlepieńcach eoceńskich, zapoczątkowane przez P. Roniewicza (77), K. Zawidzką (87) oraz A. Gaździckiego i K. Zawidzką (25).

Nie wolno jednak na tej podstawie wnioskować o superpozycji płaszczowin, jak to czynią J. Michalik i A. Gaździcki (62), lub wyciągać zbyt daleko idących wniosków paleogeograficznych (por. artykuł M. Miśnika, R. Mocka i M. Sykory – 65 i dyskusję, jaką wywołała ich teza o istnieniu powtórzenia strefy gemerskiej w pienińskim pasie skałkowym). Jeśli jednak uznać, że egzotyki triasowe w zlepieńcach pienińskiego pasa skałkowego pochodzą z płaszczowiny strażowskiej, która dotarła ku północy aż do pasa skałkowego (62, s. 616), to wówczas zerodowany profil serii Korycisk mógłby być znacznie uzupełniony (por. 66, s. 18). Jest to jedno z najbardziej pasjonujących, lecz także kontrowersyjnych zagadnień w geologii Karpat Zachodnich. Do jego rozstrzygnięcia mogą się również przyczynić badania prowadzone w Tatrach.

G. M. Mahel (57) opisał w Górach Strażowskich fałdy leżące i skrety czołowe w kilku jednostkach choczańskich i strażowskich. Jednakże na jego schematycznych przekrojach (nie ma na nich stron świata) widać raczej zamknięte od południa skrety synklinalne, powstałe pod wpływem przesuwania się ku północy wyższych płaszczowin. Piękny skręt synklinalny jest również widoczny na panoramie D. Andrusova, rysowanej przez niego według mapy A. Matějki, przedstawiającej widok na Pasma Choczańskie od zachodu, od strony Velaškiej Dubovej (9, fig. 10). W szczytowej części Wielkiego Choczu wapień i dolomity anizyjskie leżą w odwróconym położeniu na górnianoizyjsko-ladyńskim wapieniu z Reifling. Ten zamknięty od południa skręt synklinalny w serii Białego Wagu mógł powstać pod wpływem przesuwania się ku północy górnej płaszczowiny regłowej (strażowskiej), która dotarła aż do pienińskiego pasa skałkowego, gdzie zachował się karnijski wapień z Wetterstein (10). O wiele większa jej część zachowała się natomiast w depresji Bobrowca w Tatrach Zachodnich.

Nawiasem mówiąc, w Pasmie Choczańskim przeważa seria Białego Wagu z dominującymi w niej wapieniami z Reifling i warstwami z Lunz (arkusz Bańska Bystrzyca 1:200 000 – 26). Nie ma tu natomiast zupełnie formacji z Wetterstein. Jeśli zatem uznać Pasma Choczańskie za *type locality* serii choczańskiej, to z formalnego punktu widzenia nie można do tej serii zaliczyć profilów z takich jednostek Tatr Zachodnich, w których dominuje formacja z Wetterstein. *Type locality* serii strażowskiej z dominującą w niej formacją z Wetterstein jest natomiast w Górach Strażowskich i dlatego nazwa płaszczowina i seria strażowska jest w pełni uzasadniona. Taki jest czysto formalny punkt widzenia, uwzględniający zasady nomenklatury tektoniczno-facjalnej. Natomiast szczegółowe zagadnienia facjalno-tektoniczne zostały omówione powyżej.

Jeśli już mowa o sprawach formalnych, to należy zauważyć, że J. Michalik i A. Gaździcki (62) niepotrzebnie ujmują w cudzysłów nazwy alpejskich jednostek litostratygraficznych używanych powszechnie w Karpatach, takich jak „dolomit z Ramsau”, „wapień z Reifling”, „warstwy

z Partnach", „dolomit z Wetterstein" itd., a piszą bez nawiasu tylko nazwę wprowadzonej przez siebie (z resztą nie całkiem poprawnie z formalnego punktu widzenia) formacji norowickiej. Zamiana stosowanych od dawna nazw alpejskich przez nowo wprowadzone nazwy karpackie stanowczo nie sprzyja unifikacji litostratygrafii w Alpach i w Karpatach, a wobec identyczności wielu stosowanych wydzielen, nazwy alpejskie mają priorytet (80–83) i właśnie one powinny być stosowane, i to bez cudzysłowów, tak jak to czynią wszyscy pozostali geolodzy alpejscy i karpaccy.

H. J. Michalik i A. Gaździcki (62) uważają, że bardzo problematyczne jest zaliczenie przeze mnie łuski Uplazu do strefy południowo-weporskiej. Ich zdaniem brak dowodów na opisaną przeze mnie transgresję środkowego liasu na dolomitach anizyjskich, gdyż kontakt obu tych kompleksów litologicznych w rejonie Hali pod Uplazem jest niejasny i może być tektoniczny.

Otóż stan odkrycia Hali pod Uplazem nie jest taki zły, jak się na pozór wydaje. Nie jest to bynajmniej kontakt tektoniczny (oba kompleksy leżą prawie poziomo – por. 36, fig. 1), lecz sedimentacyjny. W dolnej części wapieni liasowych jest pełno otoczków i fragmentów dolomitów, z których niektóre są pocięte przez skałotocze (37, pl. IV, fig. 2). Jest to dostatecznym dowodem na transgresję liasu na górnym anizyku, datowanym przez przewodnie physoporelle i diplopory. Obecność tak wielkiej luki stratygraficznej nie może być dziełem przypadku. Seria o takim profilu nie może pochodzić ze strefy choćniańskiej, w której zaznaczyłyby się luki sedimentacyjne, jak to przypuszcza E. Passendorfer (73, 74). Seria choćniańska jest bowiem serią o pełnym profilu i nie było w niej miejsc wynurzonych i erodowanych w liasie, gdzie erozja dotarłaby aż do górnego anizyku. Strefa taka istniała natomiast nieco dalej ku północy, w południowej części strefy weporskiej (por. J. Mello i M. Polak – 60, fig. 7), położonej między strefą choćniańską Czarnego Wagu a strefą krzyżniańską. Stąd też może pochodzić łuska Uplazu, która umknęła przed metamorfizmem górnokredowym, który dotknął częściowo strefę weporską (45, 46, 52).

*

Mam nadzieję, że otwarte i wnikliwe przedyskutowanie wszystkich zagadnień budzących wątpliwości przyczyni się do dalszego postępu w poznaniu budowy Tatr i Karpat wewnętrznych. Nadal uważam, że przy dobrej woli obu stron możliwe jest osiągnięcie porozumienia. Żeby tak się stało, konieczne jest jednak uzgodnienie wspólnych kryteriów stratygraficznych, litologicznych, paleogeograficznych i tektonicznych. Niezależnie od tego potrzebne są dalsze, pogłębione badania mikrofacjalne i tektoniczno-kartograficzne, prowadzone wspólnie po obu stronach granicy – w polskich i słowackich Tatrach Zachodnich. Nie wątpię, że dojdzie jeszcze kiedyś do takiej współpracy i przeżyjemy wspólnie piękne chwile w Koryciskach i w Cieśniawach, we wspaniałej scenerii jedyne w Tatrach wschodnioalpejskiego dolomitu z Wetterstein.

LITERATURA

1. Alexandrowicz S.W., Szewczyk E. – Otwornice z margli anizyku jednostki Furkaski w Tatrach Zachodnich. Biul. Inst. Geol. 1981 nr 331.
2. Andrusov D. – Subtatranské príkrovy zapadkých Karpat. Carpathica 1963 nr 1.
3. Andrusov D. – Subdivision des nappes subta-

- triques sur le versant nord de la Haute Tatra. Bull. Assoc. Russe Rech. Sc. (Prague) 1936 nr 4.
4. Andrusov D. – Prehľad stratigrafie a tektoniki druhohorneho masivu Vysokich Tatier na uzemi Slovenska. Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied. 1959 nr 1.
5. Andrusov D. – Geológia Československých Karpat. Bratislava 1959 vol. 2.
6. Andrusov D. – Sur la classification et la nomenclature des unités tectoniques des Carpathes septentrionales. Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied. 1966 nr 2.
7. Andrusov D. – Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. Bratislava 1968.
8. Andrusov D., Bystrický J., Fusan O. – Outline of the structure of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion X Congr. Carp.-Balkan Geol. Assoc. Bratislava 1973.
9. Andrusov D., Fusan O. – Stratigraphical-tectonical characteristics of the geological structure of the West Carpathians Mts. Guide to excursion P. X Congr. Carp.-Balkan Geol. Assoc. Bratislava 1973.
10. Began A. – Geologické pomery bradlového pásma a maninskej série na strednom Považí. Zborn. Geol. Vied. Záp. Karpaty 1969 vol. 11.
11. Biely A., Bystrický J. – Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied. 1964 nr 2.
12. Biely A., Bystrický J., Fusan O. – De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. XXIII Int. Geol. Congr. Prag. 1968.
13. Bystrický J. – Triassic of the West Carpathian Mts. Guide to Excursion D. X Congr. Carp.-Balkan Geol. Assoc. 1973.
14. Bystrický J. – The Kössen Beds in the West Carpathians and the Problem of their stratigraphic division. Geol. Zbor. 1975 nr 2.
15. Bystrický J. – Attribution to the Strážovska hornatina Mts. Triassic reef complex stratigraphy on the basis of dasycladaceae (the West Carpathians Mts., Slovakia). Ibidem 1982 nr 1.
16. Bystrický J., Biely A. – Kolokvium über die Stratigraphie der Trias. Excursionsführer (Trias der Westkarpaten). Bratislava 1966.
17. d'Argenio B., Horvath F., Channell J. – Palaeotectonic evolution of Adria, the African promontory. Coll. c5. Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Publ. du 26 Congr. Géol. Int. Paris 1980. Mém. du BRGM nr 115.
18. Flügel E. – Zur Mikrofazies der alpinen Trias. Jahrb. Geol. Bundesanst. 1963 vol. 106.
19. Flügel E., Zankl H. – Stratigraphy and Sedimentation. Mesozoic shallow, and deeper-water facies in the Northern Limestone Alps. Guide Book. Intern. Symposium on fossil Algae. Erlangen 1975.
20. Füchtbauer H. – Sediments and sedimentary rocks. Stuttgart 1974.
21. Gaździcki A. – Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. Acta Geol. Pol. 1974 nr 1.
22. Gaździcki A. – Conodonts of the genus *Misikella* Kozur and Mock, 1974 from the Rhaetian of the Tatra Mts. (West Carpathians). Acta Palaeont. Pol. 1978 nr 3.
23. Gaździcki A., Michalik J. – Uppermost Triassic sequences of the Choč nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. Acta Geol. Pol. 1980 nr 1.

24. Gaździcki A., Michalik J., Planderova E., Sýkora M. – An Upper Triassic – Lower Jurassic sequence in the Križna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Zapadne Karpaty*, ser. *Geológia* 1979 nr 5.
25. Gaździcki A., Zawadzka K. – Triassic foraminifer assemblages in the Choć nappe of the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.* 1973 nr 3.
26. Geologická Mapa ČSSR 1:200 000. M-34-XXVI Banská Bystrica 1963.
27. Germann K. – Reworked dolomite crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, Alpine Triassic) as indicators of early supratidal dolomitization and lithification. *Sedimentology* 1969 vol. 12.
28. Głazek J., Lefeld J. – Strefy orogeniczne. [W:] *Z badań polskich geologów za granicą*. T. 3. *Biul. Inst. Geol.* 1972 nr 257.
29. Guide Book. Intern. Symposium of Fossil Algae. Erlangen 1975.
30. Guzik K. – Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii regłowej górnej (choczańskie) w Tatrach Zachodnich. *Biul. Inst. Geol.* 1959 nr 149.
31. Guzik K. – Wycieczka G2. Przewodnik do tras wycieczkowych XXII Zjazdu PTG w Zakopanem w 1959 r. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1961 nr 4.
32. Guzik K. – Wycieczka G3. *Ibidem*.
33. Guzik K., Guzik S. – Arkusz Furkaska. *Mapa Geol. Tatr Polskich* 1:10 000. 1958.
34. Guzik K., Guzik S., Sokołowski S. – Arkusz Hruby Regiel. *Mapa Geol. Tatr Polskich*. 1958.
35. Heinrich R. – Middle Triassic carbonate margin development: Hochstaufen-Zwieselmassif, Northern Calcareous Alps, Germańy. *Facies* 1982 nr 6.
36. Kotański Z. – Budowa geologiczna pasma regłowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską. *Acta Geol. Pol.* 1965 nr 3.
- 36a. Kotański Z. – Analogie litologiczne triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1965 nr 2.
37. Kotański Z. – Paleontological basis of Triassic stratigraphy in the Tatra Mts. *Geol. Sb.* 1967 nr 2.
38. Kotański Z. – Przewodnik geologiczny po Tatrach. *Wyd. Geol.* 1971.
39. Upper Ł. – Upper and middle subatrac nappes in the Tatra Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre* 1973 nr 1.
40. Kotański Z. – Ammonites, nautiloids and daonelles from the upper subatrac Triassic in the Tatra Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1973 nr 4.
41. Kotański Z. – Przegląd wybranych zagadnień geologii Tatr. *Kwart. Geol.* 1973 nr 2.
42. Kotański Z. – Górna i środkowa płaszczowina regłowa w Tatrach. *Prz. Geol.* 1974 nr 1.
43. Kotański Z. – The Trias. Carpathians. *Geology of Poland*. vol. I 1976 nr 2.
44. Kotański Z. – Trias. [In:] *Geologia Historyczna*. *Wyd. Geol.* 1978.
45. Kotański Z. – Pozycja Tatr w obrębie Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.* 1979 nr 7.
46. Kotański Z. – Trias tatrzański. *Ibidem*.
47. Kotański Z. – Trasa A4. Przewodnik LI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zakopane. 1979.
48. Kotański Z. – Trasa B3. *Ibidem*.
49. Kotański Z. – Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Trias. *Budowa Geol. Polski* 1979 vol. 3 nr 2a.
50. Kotański Z. – Atlas of guiding fossils. Triassic. *Geology of Poland* 1984 vol. 3 nr 2a.
51. Krivý M. – Lithofazielle Analyse der Stražov–Decke (Gebirge Stražoská vrchovina). *Geol. Zb.* 1981 nr 4.
52. Lefeld J. – Trias. Przewodnik LI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zakopane 1979.
53. Mahel M. – Tektonik der Zentralen Westkarpaten. *Geol. Práce* 1961 vol. 60.
54. Mahel M. – Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. *Jahrb. Geol. Bundesanst.* 1963 vol. 106.
55. Mahel M. – Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXVI. Banská Bystrica 1964.
56. Mahel M. – Einige Grundsätze der tektonischen Karte des Karpaten-Balkan-Dinariden-Raumes und dessen Vorlandes. *Geol. Práce Zprávy* 1967 nr 42.
57. Mahel M. – Choć and Stražov nappes, new division and structure. *Geol. Zb.* 1979 nr 1.
58. Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1:30 000. *Wyd. Geol.* 1978.
59. Mello J. – Pelagic and reef sediments relations in the Silica nappe Middle Triassic and transitional strata nature (The Slovakian Karst, West Carpathians). *Geol. Zb.* 1975 nr 2.
60. Mello J., Polak I. – Facial and palaeogeographical outline of the West Carpathians Middle Triassic (Illyrian-Langobardian). *Palaeogeografický vyvoj. Západných Karpát*. Bratislava 1978.
61. Michalik J. – Palaeogeographische Untersuchungen der Fatra-Schichten (Kössen-Formation) des nördlichen Teiles des Fatrikums in der Westkarpaten. *Geol. Zb.* 1977 nr 1.
62. Michalik J., Gaździcki A. – Czy w Tatrach jest płaszczowina stražowska? *Prz. Geol.* 1980 nr 11.
63. Mišik M. – Verwischung der ursprünglichen Merkmale in kalkigen Sedimenten und Kalken bei der Dolomitisierung. *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1970 nr 4.
64. Mišik M. – Kontinentálne, brakické a hypersalinné fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava 1978.
65. Mišik M., Mock R., Sýkora M. – Die Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. Zb.* 1977 nr 1.
66. Mišik M., Sýkora M. – Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátických hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a maniskej jednotky. *Západne Karpaty*. *Geologica* 1981 nr 6.
67. Mock R. – Conodonten and der Trias der Slovekei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. *Geol. Zb.* 1971 nr 2.
68. Mock R., Škarba M. – Nález schreyeralmských vápencov v chočskom príkrove (Západné Karpaty). *Geol. Práce, Správy* 1973 nr 60.
69. Narkiewicz M. – Tele- and mesogenetic dolomites in subsurface Upper Devonian to Lower Carboniferous sequences of southern Poland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 1979 nr 2.
70. Del-Negro W. – Abriss der Geologie von Österreich. *Wien* 1977.
71. Ott E. – Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als

Riffbildner in Wettersteinkalk. Abh. Bayer Ak. Wiss. Neue Folge 1967 nr 131.

72. Ott E. – Mitteltriasische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Agäis). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 1972 nr 21.
73. Passendorfer E. – Jak powstały Tatry. Wyd. Geol. wyd. V 1975.
74. Passendorfer E. – Jak powstały Tatry. Wyd. Geol. wyd. VI 1978. *
75. Pia J. – Die Dasycladaceen der germanischen Trias. Annalen Naturhist. Museums in Wien 1931 nr 45.
76. Roniewicz E. – Rhaetian corals of the Tatra Mts. Acta Geol. Pol. 1974 nr 1.
77. Roniewicz P. – Sedymentacja eocenu nummulitowego Tatr. Acta Geol. Pol. 1969 nr 3.
78. Sarnthein M. – Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. Verh. Geol. Bundesanstalt 1965 nr 1–2.
79. Sarnthein M. – Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck. Geol. Rundschau 1967 nr 1.
80. Tollmann A. – Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotekt. Forsch. 1966 nr 21.
81. Tollmann A. – Der karpatische Einfluss am Ostrand der Alpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 1972 nr 64.
82. Tollmann A. – Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Grossgliederung des Subtratrikums. Tectonic problems of the Alpine System. Bratislava 1975.
83. Tollmann A. – Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. Mitt. Österr. Geol. Ges. 1978 vol. 69.
84. Zapfe H. – Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. 1974 nr 2.
85. Zawidzka K. – An approach to the conodont stratigraphy of the Middle Triassic of Lower Silesia and the Western Tatra Mts. Bull. Acad. Pol. Sc. 1971 nr 4.
86. Zawidzka K. – Triassic holothurian sclerites from Tatra Mts. Acta Palaeont. Pol. 1971 nr 4.
87. Zawidzka K. – Stratigraphic position of the Furkaska Limestones (Choč nappe, the Tatra Mts). Acta Geol. Pol. 1972 nr 3.

ODPOWIEDŹ NA ARTYKUŁ Z. KOTAŃSKIEGO

Prowadząc w latach 1975–1979 badania paleontologiczno-stratygraficzne w Tatrach Zachodnich (22, 23, 24) stwierdziliśmy, że poglądy przedstawione przez Z. Kotańskiego (39, 40, 46, 47) budzą pewne wątpliwości. Zastrzeżenia zgłosili także M. Mahel (57) i E. Passendorfer (73, 74). Podczas LI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Zakopanem w 1979 r. mieliśmy okazję podzielić się naszymi spostrzeżeniami z szerszym gronem geologów, którzy brali udział w wycieczce do Doliny Chochołowskiej (trasa A 4). Nasze uwagi spotkały się z życzliwym przyjęciem, co w konsekwencji skłoniło nas do opublikowania na łamach „Przeglądu Geologicznego” nr 11 z 1980 r. artykułu: „Czy w Tatrach jest płaszczowina strażowska?”.

Obecne rozważania Z. Kotańskiego nawet wsparte modelem sedymentacyjnym z Alp nie rozwiązują zagadnienia do końca. Dlatego też nie zamierzamy kontynuować tej dyskusji na obecnym etapie, tym bardziej że pewne fakty dotyczące zagadnień stratygraficzno-facjalnych triasu górnego przedstawione przez nas (A. Gaździcki 1983, J. Michalik i A. Gaździcki, 1983) nie znalazły się w dyskusyjnych artykułach Z. Kotańskiego.

Nadal podkreślamy, że jedynie dalsze kompleksowe studia stratygraficzno-tektoniczne prowadzone po obu stronach granicznego grzbietu, pomiędzy Osobitą, Wielką Furkaską a Doliną Lejową pozwolą w pełni wyjaśnić złożone zagadnienia budowy geologicznej tego obszaru. Z zadowoleniem przyjmujemy fakt, że Z. Kotański wyraża ten sam pogląd.

*Andrzej Gaździcki, Zakład Paleobiologii PAN
Jozef Michalik, Geologický Ústav SAV*

Dodatkowa literatura (nie ujęta w spisie Z. Kotańskiego)

1. Gaździcki A. – Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. Palaeont. Pol., 1983 no. 44.
2. Michalik J., Gaździcki A. – Stratigraphic and environmental correlations in the Fatra- and Norovica-Formations (Upper Triassic, Western Carpathians). Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 1983 no. 5.