

Plaszczowina reglowa górna (choczańska) między Doliną Lejową a Doliną Chochołowską w Tatrach

Elżbieta Gaździcka¹, Andrzej Gaździcki², Karolina Filipczak³, Alfred Uchman³



E. Gaździcka

A. Gaździcki

K. Filipczak

A. Uchman

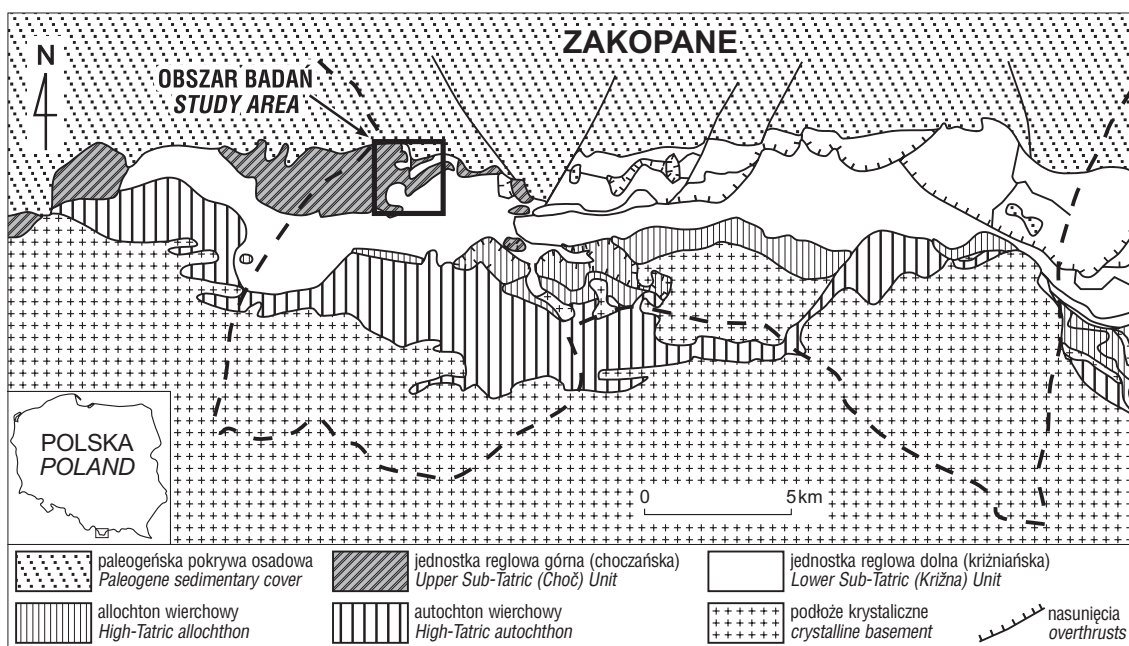
Upper Sub-Tatric (Choć) Nappe between the Lejowa and Chochołowska valleys in the Tatra Mountains. *Prz. Geol.*, 57: 56–63.

Abstract. The studied area contains the Middle to Upper Triassic successions of the Hronicum domain (Choć Nappe), forming at least three tectonic units. From the bottom to the top, they include: the Furkaska, the Siwa Woda and the Koryciska thrust slices. Sedimentary successions of these units differ in details, but generally they contain: the Ramsau Dolomite (Middle Anisian), Reifling Limestone interfingering with the Partnach Beds (uppermost Anisian-Ladinian), Wetterstein Dolomite (Ladinian-Lower Carnian), Hauptdolomite (Upper Carnian-Norian) and grey fossiliferous limestones of the Norovica Formation (uppermost Norian-Rhaetian). Between the Furkaska and the Siwa Woda thrust slices, calcareous and siliciclastic deposits of the Krížna Nappe representing the Fatra and the Kopieniec formations (Rhaetian-Sinemurian) are sandwiched. Thus, within the Triassic successions of the Choć Nappe on the eastern slope of Cisowa Turnia (Lejowa Valley), a new tectonic unit "Pod Cisową" was proposed, which originated from Krížna domain.

Keywords: stratigraphy, tectonics, Triassic, Jurassic, Choć Nappe, Tatra Mts.

W polskich Tatrach płaszczowina reglowa górna (choczańska) zajmuje stosunkowo niewielki obszar na zachód od Doliny Lejowej oraz w rejonie Doliny Kościeliskiej, gdzie występuje w kilku izolowanych fragmentach (ryc. 1). Pomimo ograniczonego zasięgu tej jednostki jej interpretacja strukturalna wciąż budzi wiele kontrowersji. Powodem są liczne komplikacje tektoniczne oraz wykształcenie facjalne tworzących ją serii osadowych. Z jednej strony podobieństwo litologiczne niektórych ogniw (np. dolomitów środkowego i górnego triasu), z drugiej zaś zróżnicowanie facjalne równowiekowych sekwencji powodowały znacz-

ne różnice w interpretacji, które są widoczne w opublikowanych dotychczas artykułach i mapach (Guzik & Guzik, 1958; Guzik i in., 1958; Kotański, 1973; Bac-Moszaszwili i in., 1979; Gaździcki & Michalík, 1980). Dodatkowym utrudnieniem są liczne luki lub całkowity brak dokumentacji bio-, magneto- lub chronostratygraficznej niektórych sukcesji osadowych. Brak jest także szczegółowych analiz strukturalnych, mimo że historia badań sukcesji choczańskich w Tatrach ma długą, ponad stuletnią tradycję (m.in. Štur, 1868; Uhlig, 1903; Matějka, 1927; Andrusov, 1936a, b; Guzik, 1959; Zawadzka, 1972; Gaździcki, 1978; Michalík



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań (na podstawie Bac-Moszaszwili i in., 1979)
Fig. 1. Location of the study area (based on Bac-Moszaszwili et al., 1979)

¹Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; elzbieta.gazdzicka@pgi.gov.pl

²Instytut Paleobiologii PAN, ul. Twarda 51/53, 00-818 Warszawa; gazdzick@twarda.pan.pl

³Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2A, 30-063 Kraków; alfred.uchman@uj.edu.pl

& Gaździcki, 1983; Kotański, 1985a, b; Iwanow & Wieczorek, 1987; Uchman, 1988, 1993; Mello & Wieczorek, 1993; Szulc i in., 2004).

Na zachód od Doliny Lejowej płaszczowinę reglową górną (choczańską) tworzą elementy strukturalne o charakterze łusek, obejmujące sekwencje osadowe środkowego i górnego triasu. Guzik (1959) wyróżnił tu jednostkę Furkaski, spoczywającą na sukcesji kredowej płaszczowiny reglowej dolnej (kriżniańskiej), oraz nadległą jednostkę Korycisk. Kotański (1973) uznał, że kompleks osadowy występujący na wschód od Doliny Chochołowskiej reprezentuje odrębny element tektoniczny o charakterze płaszczowiny cząstkowej, który nazwał jednostką Siwej Wody. Uważał on, że jest to najniższa z jednostek choczańskich, nasunięta bezpośrednio na kredową sukcesję kriżniańskiej jednostki Bobrowca. Na niej spoczywa jednostka Furkaski, oddzielona połączonym nasunięciem przebiegającym po wschodniej stronie Doliny Chochołowskiej, a najwyższe położenie ma jednostka Korycisk (Kotański, 1985a). Autor ten postulował także, aby zbudowaną z dolomitów z Wetterstein jednostkę Korycisk wraz fragmentem jednostki Furkaski, obejmującym warstwy z Partnach, podnieść do rangi trzeciej, najwyższej płaszczowiny reglowej. Zdaniem Kotańskiego (1974, 1985a, b) za taką interpretacją miały przemawiać względy facjalne, tj. pochodzenie tych sekwencji osadowych z basenu sedimentacyjnego płytszego niż basen choczański oraz skład taksonomiczny zespołów skamieniałości.

Pomysł wyróżnienia trzeciej, najwyższej płaszczowiny reglowej, zwanej strażowską, spotkał się z krytyką innych autorów (Michalík & Gaździcki, 1980; Gaździcki & Michalík, 1985; Mahel, 1986; Mello & Wieczorek, 1993). Nie wyróżniają jej również na mapach geolodzy słowaccy, przyjmując pochodzenie zarówno dolomitów z Wetterstein, jak i głębszych sekwencji basenowych (wapienie z Reifling, warstwy z Partnach) z jednej domeny facjalnej, jaką był zróżnicowany batymetrycznie basen Hronicum (Nemčok i in., 1994). Pogląd ten został przyjęty także w niniejszej publikacji.

Badania geologiczne prowadzone w ramach przygotowań do nowej edycji *Szczegółowej mapy geologicznej Tatr w skali 1 : 10 000* (SMGT) (arkusz Kiry — Gaździcka i in., 2007) oraz inne badania geologiczne w omawianym rejonie przyniosły nowe rezultaty. Dane te pozwalają na uściśloną lub nową interpretację litostratygrafii i tektoniki jednostek choczańskich występujących w polskich Tatrach na zachód od Doliny Lejowej.

Lito- i biostratygrafia

Na badanym obszarze występowania płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej) wyróżniono trzy jednostki tektoniczne. Najniższe położenie strukturalne zajmuje łuska Furkaski, na niej spoczywa łuska Siwej Wody, natomiast najwyższym elementem jest łuska Korycisk (Gaździcka i in., 2007). Charakteryzują je nieco odmienne sukcesje osadowe (ryc. 2), co jest spowodowane ich pochodzeniem z różnych stref batymetrycznych i facjalnych basenu sedimentacyjnego (serie Czarne Wagu i Białego Wagu — Mahel, 1986; Kovač & Havrila, 1998), a także redukcją tektoniczną niektórych ogniw.

Seria Czarne Wagu powstała w płytszej strefie basenu, na rozległej platformie węglanowej i obejmuje: dolomity i wapienie z Gutenstein, dolomity z Ramsau oraz charakterystyczny kompleks utworów rafowych i lagunowych, wyróżniany jako wapienie i dolomity z Wetterstein (Lexa i in., 2000). W serii Białego Wagu, ponad forma-

cją z Gutenstein występuje niewielkiej miąższości sekwencja uławiconych, szarych dolomitów z Ramsau. Powyżej formacji z Ramsau występuje seria drobnoławicowych, szarych wapieni mikrytowych, o cechach głębokowodnych (wapienie z Reifling), które obocznie mogą być zastąpione przez pakiet wapieni bulastych, czerwonych (wapienie ze Schreyeralm). Sekwencje węglanowe przechodzą ku górze w ciemne osady mułowcowo-margliste z ławicami wapieni o genezie spływowej, wyróżniane jako warstwy z Partnach. Najwyższe ogniwo serii Białego Wagu stanowią silikoklastyczne warstwy z Lunz, reprezentujące karnik górny (jul-tuwal). W noryku nastąpiło ujednoczenie facjalne osadów na całym obszarze basenu Hronicum. Utworzyły się wówczas dużej miąższości serie węglanowe, reprezentowane obecnie przez sekwencje szarych, uławiconych dolomitów z wkładkami łupków ilastych (dolomit główny). Najwyższe ogniwo triasu choczańskiego stanowi formacja norowicka, obejmująca wapienie organodetryczne, organogeniczne i oolitowe (noryk górny—retyk).

Dolomity z Ramsau. W polskiej części Tatr najstarszymi utworami płaszczowiny reglowej górnej (choczańskie) są dolomity z Ramsau *sensu lato*, występujące w łuskach Furkaski i Siwej Wody oraz podrzędnie w łusce Korycisk. Sukcesja ta jest stosunkowo słabo poznana i wymaga dalszych badań porównawczych z dolomitami z Ramsau w Północnych Alpach Wapiennych. W Polsce są to szare dolomity, głównie średnioławicowe, z nieciągłymi litosomami brekcji o maksymalnej miąższości do 10 m. Brekcie te tworzą skałki w pobliżu strefy nasunięcia płaszczowiny choczańskie, pomiędzy granicą państwa a Doliną Lejową. W stropowej części sukcesji dolomity są wyraźnie uławicone, mają ciemnoszarą lub brunatną barwę i zawierają czarne rogowce. Jak wynika z intersekcji, ich miąższość w łusce Furkaski wynosi nie więcej niż 50 m, a w łusce Korycisk kilkanaście metrów. Choć jak dotąd nie stwierdzono w nich diagnostycznych skamieniałości, perspektywiczne wydają się dolomity z górnej strefy Kozinieckiego Żlebu (łuska Siwej Wody), zawierające zespoły sklerytów holoturii podobne do opisanych przez Zawidzką (1971) z anizyjskich wapieni z Reifling. W profilu tym, podobnie jak w Wielkich Koryciskach, wśród ławic dolomitów występują warstwy tufitów, co zaprzecza poglądom o występowaniu po wschodniej stronie Doliny Chochołowskiej wyłącznie dolomitów górnego triasu (Kotański, 1973). Badania mikropaleontologiczne oraz analizy tufitów są obecnie prowadzone w Państwowym Instytucie Geologicznym.

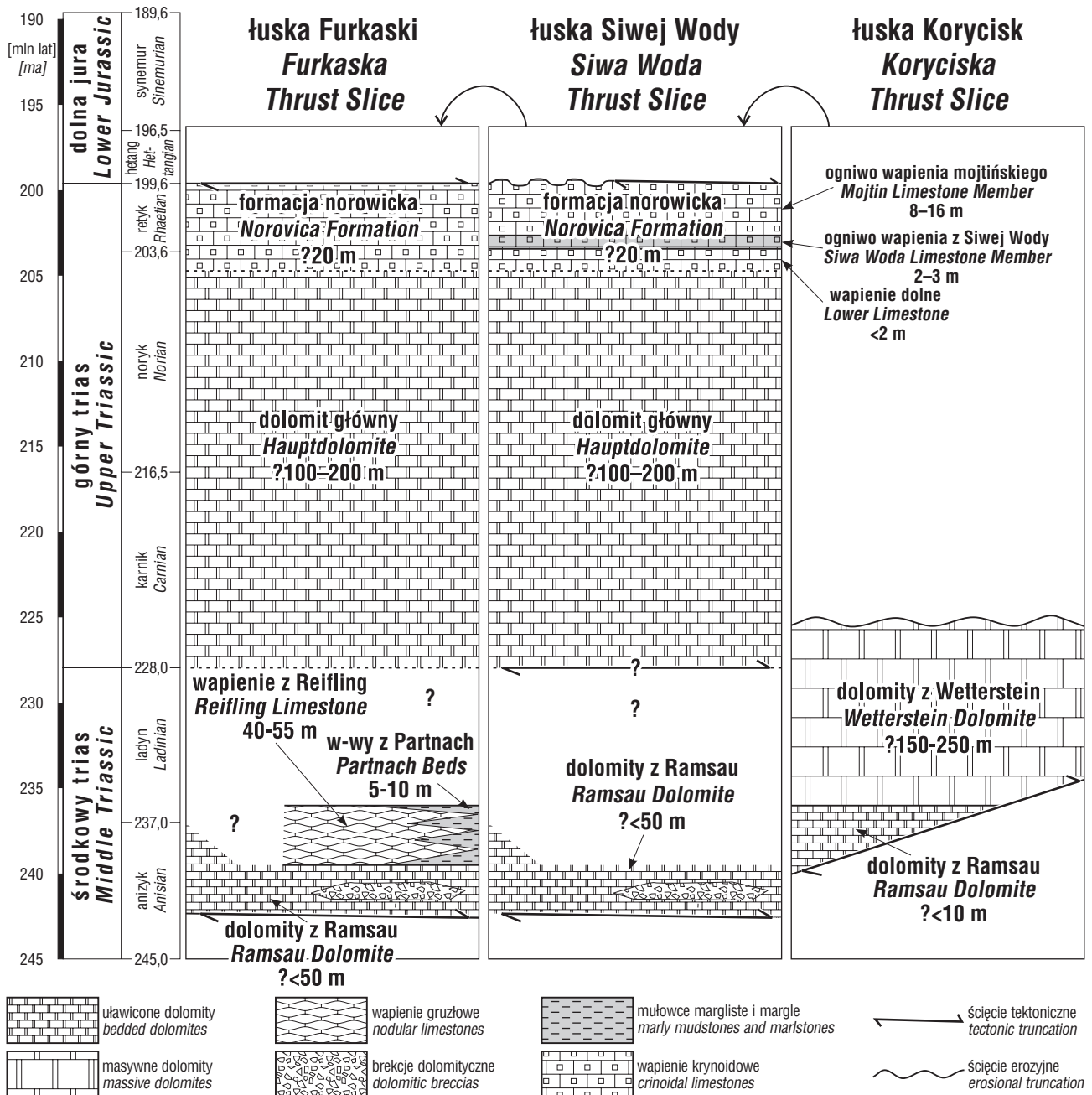
Dolomity z Ramsau prawdopodobnie reprezentują środkowy anizyk, jak wynika z ich występowania bezpośrednio pod udokumentowanymi faunistycznie wapieniami z Reifling na południowym zboczu doliny Wielkie Koryciska. Na wschód od Doliny Chochołowskiej, bezpośrednio nad tymi utworami zalega dolomit główny. Brak tu wapieni z Reifling i warstw z Partnach, lecz mała liczba odsłoneń nie pozwala na rozstrzygnięcie, czy jest to efekt redukcji tektonicznych, czy zmian facjalnych.

Wapienie z Reifling. Skały te występują w łusce Furkaski na północnym stoku Tyrałowej Czuby, toteż wcześniej były nazywane wapieniami z Tyrałówki (Kotański, 1985a). Są to szare, cienko- i średnioławicowe mikrytowe wapienie bulaste o miąższości 40–55 m. Lokalnie są zsylikowane i zawierają czarne rogowce. Utwory te doczekały się licznych badań ze względu na bogaty zespół składników pochodzenia organicznego. Występują w nich m.in. trochity liliowców, cienkoskorupowe małże („filamenty”), radiolarie, otwornice, małżoraczki, skleryty strzykw, a także

palinomorfy (Zawidzka, 1971; Gaździcki & Zawidzka, 1973; Fjałkowska & Uchman, 1993; Ruckwied i in., 2004; Szulc i in., 2004). Grupą o znaczeniu stratygraficznym są konodonty, które wskazują na interwał czasowy obejmujący górny anizyk i dolny lądyn (Zawidzka, 1972; Mello i in., 1993; Brühwiler i in., 2007). Sedymentacja wapieni z Reifling była związana ze środowiskiem basenowym, ale palinofacje i redeponowane bioklasty wskazują na pochodzenie materiału ze środowiska płytkomorskiego (Ruckwied i in., 2004; Szulc i in., 2004).

Warstwy z Partnach. Warstwy z Partnach występują jako kilkumetrowej miąższości przeławiczenia osadów silikoklastycznych w obrębie wapieni z Reifling. Ich sumaryczna miąższość nie przekracza 10 m. Są to oliwkowoszare mułowce margliste i margle z uwęglonym detrytusem roślinnym. Zawierają liczne skamieniałości, wśród których opisano: amonity, łodziki, małże, otwornice, małżoraczki, holoturie,

igły gąbek, krynoidy i fragmenty jeżowców (Gaździcki & Zawidzka, 1973; Kotański, 1973, 1974; Alexandrowicz & Szweczyk, 1981; Mello i in., 1993). Znalaziono w nich też szczątki płaza tarczogłowego (Kotański, 1996; Maryńska & Shishkin, 1996). W odślonięciach w dolinie Wielkich Korycisk widać jedynie skraj litosomu warstw z Partnach, ząbający się z wapieniami z Reifling. Zasadniczy litosom, prawdopodobnie młodszy (w Alpach sięga do dolnego karniku), jest zredukowany tektonicznie lub znajduje się pod nasunięciem jednostki Korycisk. Nie można też wykluczyć, że nie był on nigdy rozwinięty na obszarze analizowanego basenu sedymentacyjnego. Według Szulca i in. (2004) wapienie z Reifling wraz z warstwami z Partnach przechodzą w dolomity z Wetterstein, a w obrębie interwału przejściowego (kilka metrów), występują już lądynskie sporomorfy i tufity, których wiek radiometryczny określono na 115 mln lat (Wolska i in., 2002). Wartości te odnoszą się jednak do epizodu hydrotermalnego podgrzania tego kompleksu skalnego



Ryc. 2. Stratygrafia choçańskich łusek Furkaski, Siwej Wody i Korycisk
Fig. 2. Stratigraphy of the Furkaska, Siwa Woda and Koryciska thrust slices belonging to the Choč Nappe

w fazie głębokiego pograżenia. W niniejszej publikacji przyjmuje się tektoniczny kontakt sukcesji Reifling-Partnach (łuska Furkaski) z dolomitami z Wetterstein (łuska Korycisk).

Dolomity z Wetterstein. Dolomity z Wetterstein, zwane tradycyjnie dolomitami chożańskimi, występują jedynie w łusce Korycisk. Są to masywne dolomity o miąższości rzędu 150–250 m, tworzące charakterystyczne skałki (np. na północnych zboczach doliny Wielkie Koryciska lub szczyty Siwiańskich Turni). Ich górna część została ścięta przez erozję paleogeńską lub późniejszą, toteż pierwotna miąższość mogła być znacznie większa. Są to masywne, nieulawiczone dolomity, miejscami także wapienie, o jasnych barwach, mające cechy utworów rafowych czy biohermalnych. Dominującymi odmianami są: dolobiosparyty, dolointrasparyty oraz dolobiopelsparyty. W niektórych partiach można rozpoznać ooidy i struktury glonowo-mikrobialne (ewinosponginowe), stromatolity oraz brekcje diagenetyczne i osadowe, w tym brekcje związane z caliche (Iwanow & Wiczorek, 1987). Dolomity zawierają zróżnicowane zespoły organiczne. W dolnej części występują typowe skamieniałości organizmów rafowych — gąbek i koralów — oraz glony wapienne o masywnych plechach (Solenoporaceae, Corallinaceae). Towarzyszą im pozostałości małży, ślimaków, amonitów, liliowców, otwornic i małżoraczków, a także onkoidy i struktury stromatolitowe (Kotanski, 1973, 1974; Szulc i in., 2004). W części stropowej natomiast stwierdzono zespoły glonów z grupy zielenic wskazujące na środowisko lagunowe. Na podstawie składu taksonomicznego, obejmującego takie gatunki jak: *Diplopora annulata*, *Teutlopora herculea*, *Teutlopora tenuis*, *Macroporella* sp., *Acicularia* sp., Kotanski (1973) określił pozycję stratygraficzną dolomitów z Wetterstein jako lądyn górny. W Północnych Alpach Wapiennych oraz na Słowacji, jak też w nowej edycji SMGT (arkusz Kiry — Gaździcka i in., 2007), wiek formacji z Wetterstein przyjęto w przedziale: lądyn górny–karnik (fasan górny–tuwał dolny).

Sedymentacja sekwencji dolomitów z Wetterstein była związana ze środowiskiem platformy węglanowej (Kotanski, 1985a). Początkowe stadium to prawdopodobnie skłon platformy, na którym rozwinęły się rafy i biohermy, natomiast wyższe fragmenty tego kompleksu, w których dominują szczątki zielenic, wskazują na środowisko sublitoralne lub płytkiej laguny (Szulc i in., 2004).

Dolomit główny (*Hauptdolomit*) występuje w łuskach Furkaski i Siwej Wody. Sukcesję tworzą szare, średnio- i gruboławicowe dolomity z przeławiczeniami ciemnoszarych łupków ilastych. Są to dolomikryty i dolosparyty, nie zawierające szczątków pochodzenia organicznego. Ich miąższość (wynikająca z intersekcji) wynosi 100–200 m. Na stokach Cisowej Turni, na zachodnim zboczu Doliny Lejowej wśród dolomitów występują regularne przeławiczenia ciemnych łupków ilastych o miąższości do kilkudziesięciu centymetrów, świadczące o rytmicznie zmieniających się warunkach sedymentacji. W łupkach, podobnie jak w dolomitach, nie znaleziono makro- ani mikroskamieniałości. Dla tych sekwencji charakterystyczna jest jednak zawartość bituminów. Pozycję stratygraficzną dolomitów główne-



Ryc. 3. Odslonięcie najwyższego triasu formacji norowickiej w tzw. rowie grzbietowym w Małej Suchej Dolinie

Fig. 3. Outcrop of the uppermost Triassic of the Norovica Formation in the so-called “ridge trough” in the Mała Sucha Valley

go określono jako karnik–noryk, ponieważ występuje on bezpośrednio pod dobrze udokumentowanymi faunistycznymi wapieniami retyku.

W Północnych Alpach Wapiennych, gdzie miąższość dolomitu głównego przekracza 2000 m, wyróżniono trzy ogniwa. Przeławiczenia łupków występują głównie w ogniwie środkowym, a bitumiczne laminy algowe na pograniczu środkowego i górnego (Tollmann, 1976).

Formacja norowicka. Utwory tej formacji odsłaniają się u podnóża Siwiańskich Turni w Dolinie Chochołowskiej (Gaździcki, 1978), w Dolinie Lejowej (Gaździcki & Michalik, 1980), na zboczach Cisowej Turni, w grzbiecie oddzielającym Koziniecki Żleb od Wielkiej Suchej Doliny, na wschodnich zboczach Małej Suchej Doliny (m.in. w tzw. rowie grzbietowym) (ryc. 3). Występują one zarówno w łusce Furkaski, jak i Siwej Wody. Są to jasnoszare, zwięzłe wapienie mikrytowe i organodetrytyczne. Ich miąższość nie przekracza 20 m. W hipostatotypowym profilu pod Siwiańskimi Turniami (łuska Siwej Wody) wyróżniono trzy ogniwa: wapienie dolne (do 2 m), wapienie z Siwej Wody (2–3 m) oraz wapienie mojtińskie (8–15 m) (Gaździcki & Michalik, 1980). Wapienie dolne to mikryty z nielicznymi, pokruszonymi szczątkami małżów, ślimaków i pojedynczymi otwornicami *Glomospira*. Wapienie z Siwej Wody to nieco piaszczyste biopelsparyty z detrytusem krynoidowym oraz otwornicami: *Glomospira*, *Glomospirella*, *Trochammia*, *Agathammina* i *Nodosaria*. Sporadycznie występują tutaj glony *Aciculella*. Ogniwo to zawiera również najmłodsze, ostatnie w zapisie paleontologicznym konodonty *Misikella posthernsteini* (ryc. 4A). Najbardziej miąższą część formacji stanowi ogniwo wapieni mojtińskich. Są to krynoidowo-ramienionogowe biosparyty z ooidami, intraklastami, otwornicami (Involutinidae), koralami (*Phacelostylophyllum robustum* (ryc. 4B), *Chondrocoenia schafhaeuti*) (por. Roniewicz, 1974), ramienionogami (*Rhaetina gregaria*) i małżami (*Rhaetavicula contorta*, *Placunopsis alpina*, *Atreta intusstriata*). Otwornice z rodziny Involutinidae są reprezentowane przez *Triasina hantkeni* (ryc. 4C) oraz *Aulotortus friedli*, *A. tenuis*, *A. tumidus* i *Auloconus permodisoides*. Obecność wskaźnikowych kono-

dontów i otwornic jednoznacznie określa wiek wapieni z Siwej Wody i wapieni mojtińskich jako retyk (Gaździcki 1974, 1978, 1983; Gaździcki i in., 1979). Wapienie dolne mogą obejmować także najwyższy noryk (sewat).

W profilu łuski Siwej Wody (Mała Sucha Dolina), w wapieniach stwierdzono zespoły dobrze zachowanych korałi, zawierające m.in.: *Phacelostylophyllum robustum*, *Chondrocoenia schafhaeuti*, *Retiophyllia paraclathrata* (zidentyfikowane przez E. Roniewicz), którym towarzyszą liczne trochity liliowców i otwornice. Najciekawsze jednak wydaje się znalezienie konodontów wskaźnikowych dla późnego triasu (noryku–retyku), niezmiernie rzadko występujących w całej prowincji Tetydy (obecnie w opracowaniu przez A. Gaździckiego). Górna granica formacji norowickiej, zarówno w łusce Furkaski, jak i łusce Siwej

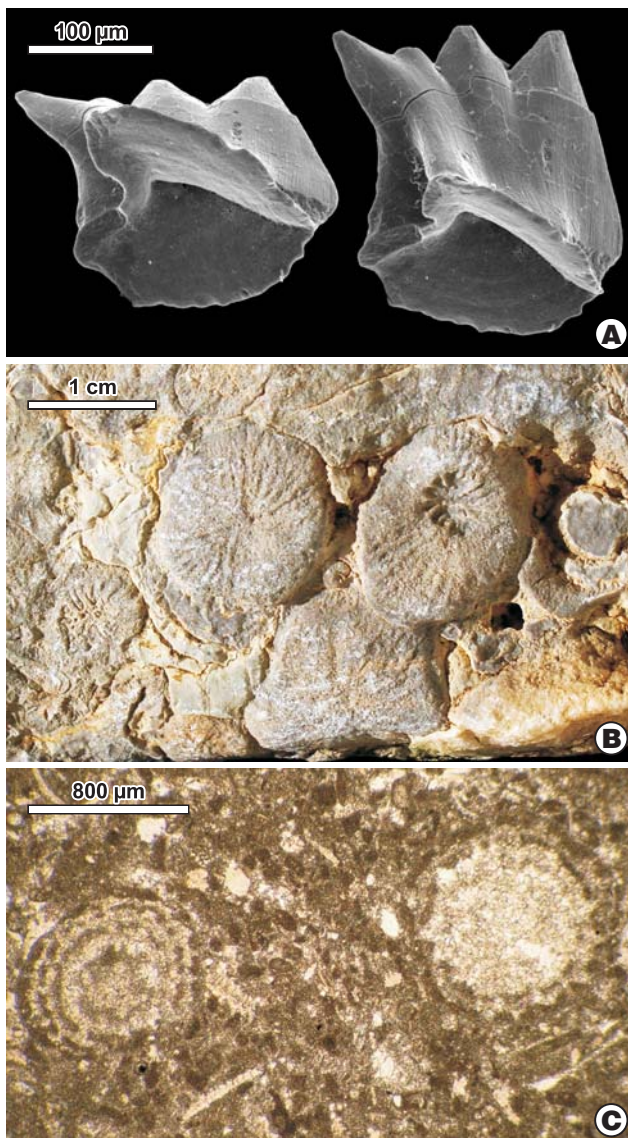
Wody, ma charakter tektoniczny lub erozyjny. W polskich Tatrach, w płaszczynie choczańskiej brak jest sedymentacyjnego kontaktu sukcesji późnego triasu z seriami osadowymi jury dolnej.

Problem utworów jury dolnej w rejonie Cisowej Turni

Na zachodnich zboczach Doliny Lejowej, pod Cisową Turnią (trzeci żleb od wylotu doliny), na niewielkim obszarze występują słabo odsłonięte lub widoczne w zwietrzelinie piaskowce i mułowce zaliczane do jury dolnej. Dotychczas były one traktowane jako element sukcesji osadowej płaszczowiny choczańskiej (Guzik i in., 1958; Uchman, 2004). Ich miąższość została oceniona na 12 m. Odsłonięta środkowa część tych utworów (ryc. 5) ujawnia cienko- i średnioławicowe piaskowce kwarcowe przeławicone z szarymi mułowcami. W blokach są widoczne grube ławice piaskowców (do 40 cm miąższości) z bioklastami małży. W ich sąsiedztwie występują bloki ciemnych wapieni z ramienionogiem *Rhaetina gregaria*, reprezentujące retyk.

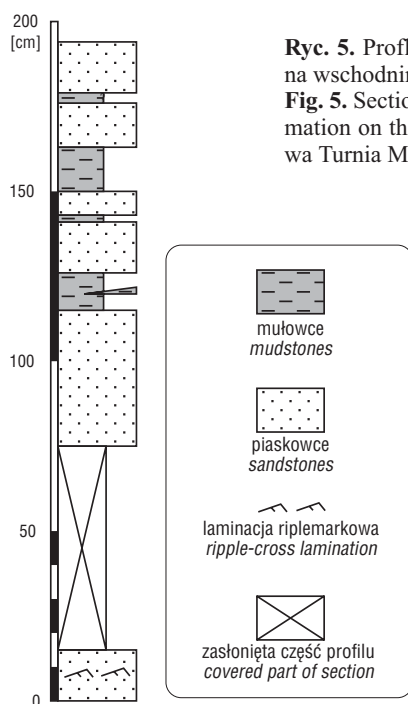
Nowe odsłonięcia utworów dolnej jury stwierdzono na zboczu Doliny Lejowej pod Cisową Turnią, w pierwszym żlebie od ujścia doliny (ryc. 6). Pomiędzy choczańskimi dolomitami triasowymi a zlepieńcem eoceńskim występuje sukcesja osadowa, na którą składają się ciemnoszare wapienie organodetrytyczne z przeławiczeniami ciemnych łupków ilastych oraz kompleks silikoklastyczny, obejmujący ciemnoszare mułowce i cienkie ławice piaskowców kwarcowych o spoiwie ilasto-żelazistym, ze skamieniałością śladową? *Planolites*, leżące nad wapieniami. Wapienie zawierają liczne skamieniałości: ramienionogi (*Rhaetina gregaria*, *R. pyriformis*), fragmenty liliowców, korałki, małże, ślimaki, a także otwornice i glony wapienne. Jedna z ławic zawiera też muszle gruboskorupowych małży z rodziny Megalodontidae, charakterystyczne dla formacji fatrzańskiej (Gaździcki, 1974). Na podstawie zespołu otwornic bentosowych określono pozycję stratygraficzną tych utworów jako retyk. W centralnych Karpatach Zachodnich formacje fatrzańska i kopieniecka obejmują serie triasu górnego i najniższej jury, w których wyróżniono trzy poziomy otwornicowe: poziom ścieśniony *Triasina oberhauseri* (noryk), poziom zespołowy *Glomospirella friedli* i *Triasina hantkeni* (retyk) oraz poziom zespołowy *Ophthalmidium leischneri* i *O. walfordi* (hettang–?synemur) (Gaździcki, 1983). W Dolinie Lejowej podobna sukcesja osadowa występuje w jednostce regłowej dolnej (kriżniańskiej), na północno-wschodnich zboczach Diablińca, Wierchu Kuca i Wierchu Spalenisko, gdzie osiąga miąższość rzędu 70 m.

W ciemnoszarych, bezwapnistych mułowcach przeławiconych z piaskowcami kwarcowymi, występujących powyżej sukcesji wieku retyckiego, stwierdzono zróżnicowane taksonomicznie zespoły palinomorf. Badania palinologiczne zostały wykonane przez M. Waksmundzką z Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. W najniższej części profilu, w pobliżu kontaktu z wapieniami retyku, stwierdzono występowanie: *Platysaccus papilionis*, *Dictyophyllites mortoni*, *Trachysaccus fuscus*, *Podocarpidites nitidus*, *Ovalipollis ovalis* i *Chordasporites platysaccus*. W wyższych warstwach spektrum jest nieco uboższe, lecz pojawiają się inne gatunki, w tym: *Leptolepidites reisingeri*, *Triancoraesporites communis*. Skład taksonomiczny zespołów palinomorf potwierdził wczesnojurajski wiek osadów. Bogate spektrum palinologiczne — mikrospory (także w tetradach), ziarna pyłku oraz tkanki roślinne — wskazuje na płytkomorskie środowisko sedymentacji, które można określić jako przybrzeże. Na tej podstawie



Ryc. 4. Skamieniałości przewodnie formacji norowickiej (retyk) — jednostka regłowa górna (choczańska): **A** — konodonty *Misikella posthernsteini* Kozur & Mock, Dolina Chochołowska (Siwiańskie Turnie); **B** — korałki *Phacelostylophyllum robustum* Roniewicz, Koziniecki Żleb; **C** — otwornice *Triasina hantkeni* Majzon, Dolina Lejowa

Fig. 4. Index fossils of the Norovica Formation — Upper Sub-Tatric (Choč) Unit: **A** — conodonts *Misikella posthernsteini* Kozur & Mock; Chochołowska Valley (Siwiańskie Turnie); **B** — corals *Phacelostylophyllum robustum* Roniewicz, Koziniecki Gully; **C** — foraminifers *Triasina hantkeni* Majzon; Lejowa Valley



Ryc. 5. Profil formacji kopienieckiej na wschodnim stoku Cisowej Turni
Fig. 5. Section of the Kopieniec Formation on the eastern slope of Cisowa Turnia Mt.

omawianą sukcesję zaliczono do formacji kopienieckiej (dawne warstwy gresteńskie), w płaszczynie reglowej dolnej (kriżniańskiej) reprezentującej hetang-synemur dolny (por. Gaździcka i in., 2006). Utwory takie nie występują nigdzie w płaszczynach pochodzących z obszaru Hronicum (tj. choczańskich), zarówno w Tatrach, jak i w innych masywach centralnych Karpat Zachodnich.

Nowy obraz kartograficzny

Na arkuszu Kiry najnowszej edycji SMGT (Gaździcka i in., 2007) przedstawiono interpretację strukturalną obszaru położonego między dolinami Lejową a Chochołowską, uwzględniającą zarówno wyniki badań opublikowanych od czasu poprzedniego wydania mapy (Guzik & Guzik, 1958; Guzik i in., 1958), jak i wykonanych w ostatnich latach dla potrzeb kartografii. Na badanym obszarze wyróżniono trzy jednostki tektoniczne: łuskę Furkaski, łuskę Siwej Wody oraz łuskę Korycisk. W nowym ujęciu łuska Siwej Wody jest częścią dawnej jednostki Siwej Wody o charakterze płaszczyny cząstkowej. Pozostała dolna część dawnej jednostki Siwej Wody została zaliczona do łuski Furkaski (ryc. 7).

Najniższe położenie w płaszczynie reglowej dolnej (choczańskiej) zajmuje łuska Furkaski, która ścina płaszczynę cząstkową Bobrowca. Tworzy ją głównie sukcesja triasu środkowego: dolomity z Ramsau, wapienie z Reifling i warstwy z Partnach, występujące przede wszystkim na zachód od Doliny Chochołowskiej. Na wschód od Doliny Chochołowskiej kontynuuje się ona w stronę Doliny Lejowej, lecz powyżej dolomitów z Ramsau występuje dolomit główny. Brak wapieni z Reifling i warstw z Partnach w tym rejonie pozostaje problemem nierozwiązanym (por. rozdział: *Litostratygrafia*).

Na łuskę Furkaski nasunięta jest łuska Siwej Wody, zbudowana głównie z serii triasu górnego — dolomitu głównego i formacji norowickiej. Włączono do niej także pakiet dolomitów z Ramsau, występujących między Doliną Chochołowską a Wielką Suchą Doliną. Najwyższym elementem strukturalnym jest łuska

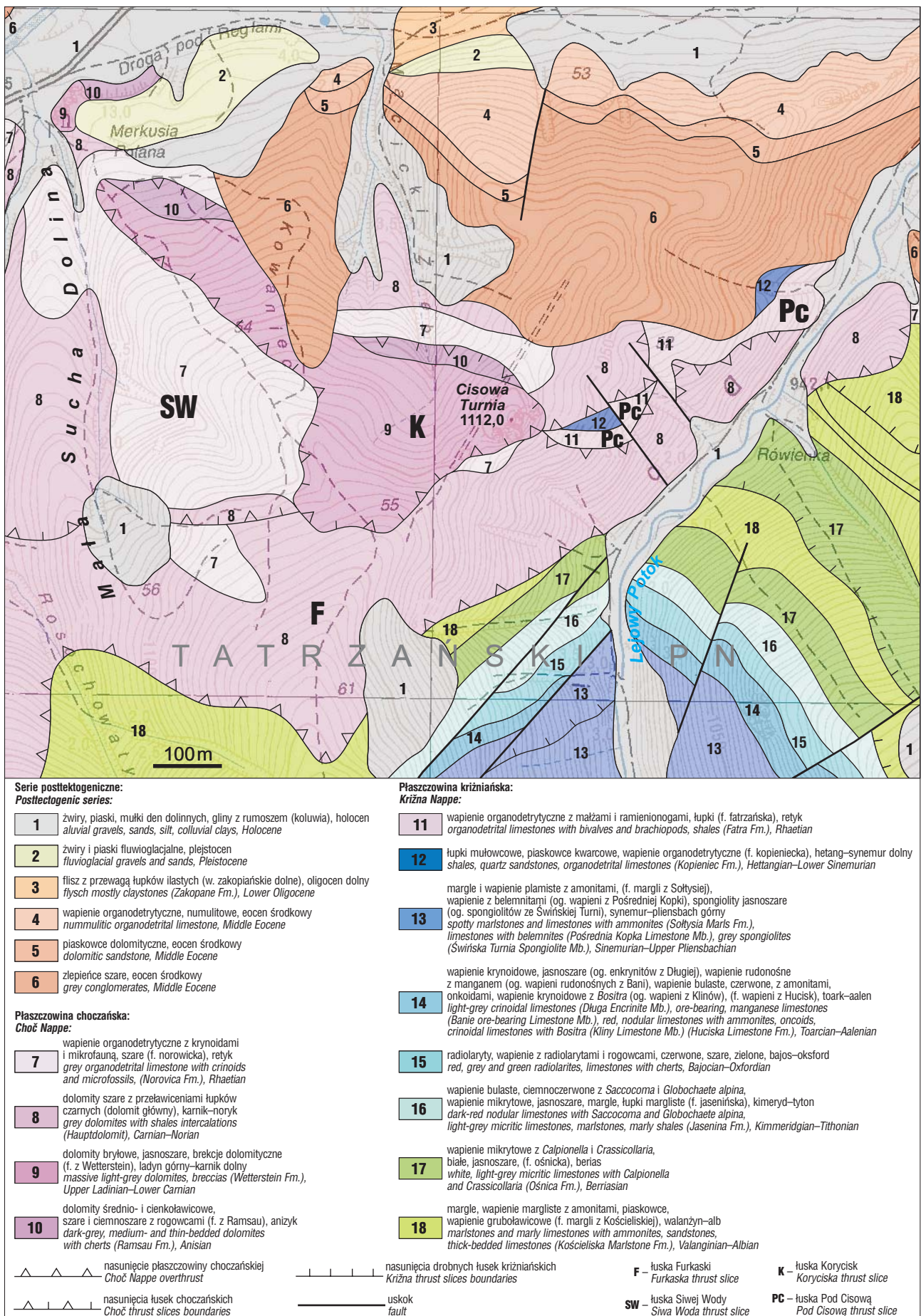
Korycisk, utworzona z potężnego kompleksu dolomitów z Wetterstein. Występuje ona głównie na zachodnim zboczu Doliny Chochołowskiej, lecz zachowała się także w postaci czapek tektonicznych na Cisowej Turni i na wschodnim zboczu Doliny Chochołowskiej — naprzeciwko Wielkich Korycisk i u wylotu Wielkiej Suchej Doliny. Dolomit z Wetterstein w czasie fałdowań został odkłuty i nasunął się niezależnie od pozostałych sekwencji choczańskich, porywając w części spagowej niewielkie fragmenty dolomitów z Ramsau, które można obserwować pod Siwiańskimi Turniami i na zachodnim zboczu Cisowej Turni. Kovač i Havrila (1998) podobnie zinterpretowali budowę strukturalną płaszczyny choczańskiej w innych masywach centralnych Karpat Zachodnich (w Małej Fatrze, Niskich Tatrach i Choczańskich Wierchach). Autorzy ci uważają, że podczas transportu tektonicznego sukcesje platformowe i basenowe Hronicum (m.in. Czarnego i Białego Wagu) uległy dezintegracji i dziś tworzą płaszczyny cząstkowe.

Cisowa Turnia to obszar o bardzo skomplikowanej budowie tektonicznej. U jej podnóża w Dolinie Lejowej przebiega nasunięcie płaszczyny reglowej górnej (choczańskiej), spod którego w południowej części ukazuje się kreda dolna — berias w facji *biancone*, reprezentujący formację z Ośnicy (Pszczółkowski, 1996; Grabowski & Pszczółkowski, 2006). Południowo-wschodnie zbocze Cisowej Turni, zbudowane z dolomitu głównego, Guzik (1959) zaliczył do jednostki Furkaski, natomiast Kotański (1973) do jednostki Siwej Wody. Na dolomitach zalegają wapienie formacji norowickiej. Z ogniwa wapieni mojtiańskich, należących do tej formacji, jest zbudowany rząd skałek w połowie wschodniego zbocza, a szczyt Cisowej Turni — z jasnych, gruboławicowych dolomitów z Wetterstein, tworzących czapkę tektoniczną łuski Korycisk. Na wschodnim zboczu Cisowej Turni występuje też sukcesja osadowa reprezentująca formacje fatrzańską i kopieniecką, pochodzące z obszaru Fatricum (płaszczyna reglowa dolna). Sekwencje te stanowią niezależny element strukturalny — łuskę kriżniańską zaklinowaną pomiędzy choczańskimi łuskami Furkaski



Ryc. 6. Odslonięcie mulowców formacji kopienieckiej w żlebie pod Cisową Turnią

Fig. 6. Outcrop of the Kopieniec Formation in a gully below Cisowa Turnia Mt.



Ryc. 7. Mapa geologiczna obszaru badań (na podstawie Gaździckiej i in., 2007). Lokalizacja — zob. ryc. 1
 Fig. 7. Geological map of the study area (based on Gaździcka et al., 2007). For location see Fig. 1

i Siwej Wody (porwak tektoniczny z obszaru krizniańskiego), dla której zaproponowano nazwę łuska Pod Cisową (ryc. 7). Nie jest to w Tatrach sytuacja odosobniona. Na przykład pochodząca z obszaru wierchowego skałka Niedźwiedz jest zaklinowana w utworach reglowych między Doliną Miętusią i Doliną Małej Łąki (Zawidzka, 1967). W grzbiecie Cisowej Turni, na północ od skałki z dolomitów Wetterstein, jak też na zachodnim zboczu ukazują się szare wapienie formacji norowickiej należące do łuski Siwej Wody. Skomplikowana budowa tektoniczna tego obszaru sprawia, że na małej przestrzeni występują obok siebie serie wieku retyckiego reprezentujące obie płaszczowiny reglowe: krizniańską i choczańską, pochodzące z dwóch różnych stref facjalnych: Fatricum i Hronicum.

Literatura

- ALEXANDROWICZ S.W. & SZEWCZYK E. 1981 — Otwornice margli anizyku jednostki Furkaski w Tatrach Zachodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 331: 123–139.
- ANDRUSOV D. 1936a — Subdivison des nappes subtatriques sur la versant nord de la Haute Tatra. *Bull. Ass. Russe rech. Sci. Prague*, 4 (9), 23: 125–134.
- ANDRUSOV D. 1936b — Subtatrské příkrovy zapadních Karpat. *Carpathica*, 1: 3–50.
- BAC-MOSZASZWILI M., BURCHARDT J., GŁAZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 — Mapa geologiczna Tatr Polskich, 1 : 30 000. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- BRÜHWILER T., HOCHULI P. A., MUNDIL R., SCHATZ W. & BRACK P. 2007 — Bio- and chrostratigraphy of the Middle Triassic Reifling Formation of the westernmost Northern Calcareous Alps. *Swiss J. Geosci.*, 100: 443–455.
- FIJAŁKOWSKA A. & UCHMAN A. 1993 — Nowe dane do palinologii triasu Tatr Polskich. *Prz. Geol.*, 41: 373–375.
- GAŹDZICKA E., BAC-MOSZASZWILI M., ZIMNAL Z., MARCINIENIEC P., NESCIERUK P., PIOTROWSKA K. & WASILUK R. 2007 — Szczegółowa mapa geologiczna Tatr, 1 : 10 000. *Arkusz Kiry. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa*.
- GAŹDZICKI A. 1974 — Rhaetian microfacies, stratigraphy and facies development in the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, 24: 17–96.
- GAŹDZICKI A. 1978 — Conodonts of the genus *Misikella* Kozur and Mock, 1974 from the Rhaetian of the Tatra Mts (West Carpathians). *Acta Palaeont. Pol.*, 23: 341–350.
- GAŹDZICKI A. 1983 — Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. *Palaeont. Polon.*, 44: 109–169.
- GAŹDZICKI A. & MICHALÍK J. 1980 — Uppermost Triassic sequence of the Choč nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. *Acta Geol. Pol.*, 30: 61–76.
- GAŹDZICKI A. & MICHALÍK J. 1985 — Odpowiedź na artykuł Z. Kotańskiego *Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach*. *Prz. Geol.*, 33: 628.
- GAŹDZICKI A., MICHALÍK J., PLANDEROVÁ E. & SÝKORA M. 1979 — An Upper Triassic–Lower Jurassic sequence in the Krizna nappe (West Tatra Mts, West Carpathians, Czechoslovakia). *Západne Karpaty, Sér. Geol.*, 5: 119–148.
- GAŹDZICKI A., WAKSMUNDZKA M. & HOŁDA-MICHALSKA A. 2006 — Rhaetian/Hettangian palynomorphs of the Tatra Mountains (West Carpathians). *Vol. Jur.*, 4: 280–281.
- GAŹDZICKI A. & ZAWIDZKA K. 1973 — Triassic foraminifer assemblages in the Choč nappe of the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, 23: 483–490.
- GRABOWSKI J. & PSZCZÓLKOWSKI A. 2006 — Górny tyton i berias w płaszczowinie reglowej dolnej Tatr Zachodnich w świetle danych lito-, bio- i magnetostratygraficznych. *Prz. Geol.*, 54: 870–877.
- GUZIK K. 1959 — Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskiej) w Tatrach Zachodnich. *Biul. Inst. Geol.* 149: 183–186.
- GUZIK K. & GUZIK S. 1958 — Mapa geologiczna Tatr Polskich, 1 : 10 000. *Arkusz Furkaska. Instytut Geologiczny, Warszawa*.
- GUZIK K., GUZIK S. & SOKOŁOWSKI S. 1958 — Mapa geologiczna Tatr Polskich, 1 : 10 000. *Arkusz Hruby Regiel. Instytut Geologiczny, Warszawa*.
- IWANOW A. & WIECZOREK J. 1987 — Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. *Prz. Geol.*, 35: 525–528.
- KOTAŃSKI Z. 1973 — Upper and middle subtratic nappes in the Tatra Mts. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Terre*, 21: 75–83.
- KOTAŃSKI Z. 1974 — Ammonites, nautiloids and daonelles from the upper subtratic Triassic in the Tatra Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 43: 439–451.
- KOTAŃSKI Z. 1985a — Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach. *Cz. I. Prz. Geol.*, 33: 547–553.
- KOTAŃSKI Z. 1985b — Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach. *Cz. II. Prz. Geol.*, 33: 621–628.
- KOTAŃSKI Z. 1996 — History of discovery and age of labyrinthodont remains in the Tatra Mts, Poland. *Pr. Muz. Ziemi*, 43: 47–52.
- KOVAČ P. & HAVRILA M. 1998 — Inner structure of Hronicum. *Slovak Geol. Mag.*, 4: 275–280.
- LEXA J., BEZAK V., ELEČKO M., MELLO J., POLÁK M., POTFAJ M. & VOZAR J. (eds.) 2000 — Geological map of Western Carpathians and adjacent areas, 1 : 500 000. *Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava*.
- MAHEL' M. 1986 — Chočské pohorie. [W:] Mahel' M. (ed.) *Geologická stavba čs. Karpát 1. Paleoałpínske jednotky*. Veda, Bratislava: 396–397.
- MARYAŃSKA T. & SHISHKIN M. 1996 — New cyclosporid (Amphibia: Temnospondyli) from the Middle Triassic of Poland and some problems of interrelationships of capitosaurids. *Pr. Muz. Ziemi*, 43: 53–83.
- MATĚJKA A. 1927 — Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. *Sbor. St. Geol. Úst. Čs. Republ.*, 7: 529–617.
- MELLO J., FILO I., KOVAČ P., HAVRILA M., HÓK J., SIRÁŃOVÁ Z., ŽECOVÁ K., POTFAJ M., PEVNÝ J. & SAMUEL O. 1993 — Chočské Vrchy. [W:] Gross P. i in. (red.) *Geológia južnej a východnej Oravy. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*.
- MELLO J. & WIECZOREK J. 1993 — Chočský príkrov (Hronicum). [W:] Nemčok J. (red.) *Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier*, 1 : 50 000. *Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava*: 50–57.
- MICHALÍK J. & GAŹDZICKI A. 1980 — Czy w Tatrach jest płaszczowina strażowska? *Prz. Geol.*, 28: 616–619.
- MICHALÍK J. & GAŹDZICKI A. 1983 — Stratigraphic and environmental correlations in the Tatra and Norovica Formation (Upper Triassic, Western Carpathians). *Schrift. Erdwiss. Komm.*, 5: 267–276.
- NEMČOK J., BEZÁK V., BIELY A., GOREK A., GROSS P., HALOUZKA R., JANÁK M., KAHAN Š., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MELLO J., REICHWALDER P., RĄCZKOWSKI W., RONIEWICZ P., RYKA W., WIECZOREK J. & ZELMAN J. 1994 — Geologická mapa Tatier, 1 : 50 000. *Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*.
- PSZCZÓLKOWSKI A. 1996 — Calpionellid stratigraphy of the Tithonian-Berriasian pelagic limestones in the Tatra Mts. (Western Carpathians). *Stud. Geol. Pol.*, 109: 103–130.
- RONIEWICZ E. 1974 — Rhaetian corals of the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, 24: 97–116.
- RUCKWIED K., GÖTZ A.E. & SZULC J. 2004 — Palynofacies patterns of Middle Triassic carbonate series of the Hronicum Basin (Tatra Mts., S Poland): clue to reconstruction of eustatic history. [In:] Kędziński M., Leszczyński S. & Uchman A. (red.) *Geologia Tatr. Ponadregionalny kontekst sedimentologiczny. Polska Konferencja Sedymenologiczna. VIII Krajowe Spotkanie Sedymenologów. Zakopane, 21–24.06.2004. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków*: 117.
- ŠTUR D. 1868 — Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Granthale. *Jb. Geol. Reichsanst. (Wien)*, 18: 337–426.
- SZULC J., GÖTZ A., KURC G. & RUCKWIED K. 2004 — Batymetria i ewolucja basenu Hronicum w triasie środkowym na przykładzie profilu Wielkich i Małych Korycisk (Tatry Polskie). [W:] Kędziński M., Leszczyński S. & Uchman A. (red.) *Geologia Tatr. Ponadregionalny kontekst sedymenologiczny. Polska Konferencja Sedymenologiczna. VIII Krajowe Spotkanie Sedymenologów. Zakopane, 21–24.06.2004. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków*: 55–63.
- TOLLMANN A. 1976 — Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. *Stratigraphy, Fauna and Fazies der Nördlichen Kalkalpen*. Deuticke, Wien.
- UCHMAN A. 1988 — Red limestones — the youngest lithological unit of the Choč Nappe, Tatra Mts. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 277–286.
- UCHMAN A. 1993 — Lower Jurassic carbonate sedimentation controlled by tilted blocks in the Choč Unit in the Tatra Mts., Poland. *Zentralbl. Geol. Paläont.*, 1, 7-8: 875–883.
- UCHMAN A. 2004 — Tatry, ich skały osadowe i badania sedimentologiczne. [W:] Kędziński M., Leszczyński S. & Uchman A. (red.) *Geologia Tatr: ponadregionalny kontekst sedymenologiczny, Polska Konferencja Sedymenologiczna. VIII Krajowe Spotkanie Sedymenologów. Zakopane, 21–24.06.2004. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków*: 5–21.
- UHLIG V. 1903 — Bau und Bild der Karpathen. [In:] *Bau und Bild Österreich*. Wien.
- WOLSKA A., SZULC J. & KOSZOWSKA E. 2002 — K/Ar dating of the Middle Triassic tuffas from the Central Carpathians and its paleotectonic context. [In:] *Paleogeographical, paleoecological, paleoclimatic development of Central Europe, Czech and Slovakian Paleontological Seminary, ESSEWECA/EEDEN Workshop, International Visegrad Fund — Paleoclimate Workshop, Abstract Book, 5–7th June, 2002, Bratislava*. Institute of Geology, Slovak Academy of Science, Bratislava: 73–74.
- ZAWIDZKA K. 1967 — Budowa geologiczna rejonu Przełęczy Sywarowej w Tatrach Zachodnich. *Acta Geol. Pol.*, 17: 623–651.
- ZAWIDZKA K. 1971 — Triassic holothurian sclerites from Tatra Mountains. *Acta Palaeont. Pol.*, 16: 429–450.
- ZAWIDZKA K. 1972 — Stratigraphic position of the Furkaska limestones (Choč nappe), the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, 22: 459–466.