

Zbigniew KOTAŃSKI

Przegląd wybranych zagadnień geologii Tatr

WSTĘP

Tatry pod wieloma względami wyróżniają się jako obiekt badań geologicznych nie tylko w Polsce, lecz także w Europie.

Jest to najdalej na północ wysunięty masyw górski, nie tylko w łuku karpackim, lecz w całych Alpach, o budowie i facjach typowo alpejskich, spotykanych gdzie indziej daleko na południu.

Tatry mają budowę płaszczowinową, wyrażoną w doskonały sposób. Należą one do klasycznych obszarów, gdzie teoria płaszczowinowa zrodziła się na przełomie XIX i XX w. i została potwierdzona w całej pełni dzięki późniejszym badaniom. Tutaj ścierali się ze sobą V. Uhlig i M. Lugeon, twórca tej teorii, który udowodnił jej słuszność bezpośrednio w terenie, podczas wycieczki Międzynarodowego Kongresu Geologicznego zorganizowanego w Wiedniu w 1903 r. Od tego czasu panował nieustanny postęp w tej dziedzinie, znaczony wynikami badań takich geologów, jak M. Limanowski, F. Rabowski, W. Goetel, S. Sokołowski i D. Andrusow. Tutaj precyzowały się takie pojęcia, jak czapka i okno tektoniczne, płaszczowina cząstkowa i łuska płaszczowinowa, fałd antyklinalny i synklinalny, fałszywa antyklina i synklina, skręt antyklinalny i synklinalny, fałd rozwleczony itd.

Prowadzone po wojnie badania przyczyniły się nie tylko do dalszego sprecyzowania tektoniki Tatr, lecz doprowadziły do zmiany poglądów na styl tektoniki. Tatry cechuje jednolity łuskowo-płaszczowinowy styl budowy, przy czym ruch płaszczowin ku północy został stwierdzony ponad wszelką wątpliwość dzięki wykryciu obecności poddartych i zamkniętych od południa skrętów synklinalnych w parautochtonie i w licznych jednostkach płaszczowinowych. Taki sztywny styl tektoniki świadczy o powierzchniowej genezie tektoniki tatrzańskiej, być może przy znacznym udziale czynnika grawitacyjnego. W Tatrach zadano ostateczny cios poglądom o dygitacyjno-płaszczowinowym stylu budowy gór typu alpejskiego, przyjmowanym często tradycyjnie w wielu syntetycznych ujęciach.

Tatry są górami, w których święci triumf analiza facjalna, będąca podstawą uporządkowania jednostek płaszczowinowych i rekonstrukcji ich pierwotnego położenia w zbiorniku geosynklinalnym. Jest to jeden z nie-

licznych masywów górskich, w których dokonano rekonstrukcji palinspastycznej i odtworzono nie tylko pierwotne położenie poszczególnych serii osadowych, lecz wyznaczono konkretne rozmiary zbiorników sedymentacyjnych. Z powodu potężnych nasunięć płaszczowinowych nastąpiło tu wielkie zbliżenie lub nawet nałożenie na siebie skał osadzonych uprzednio w bardzo różnych częściach zbiornika sedymentacyjnego. Dzięki temu w Tatrach można w ciągu jednego dnia przejść pieszo w poprzek wielu jednostek płaszczowinowych o zupełnie różnych facjach. Na jednym zboczach można tu zobaczyć płaszczowinę o facji górnio-wschodnioalpejskiej, leżącą na płaszczowinie o facji środkowo- lub dolno-wschodnioalpejskiej, podczas gdy nieco dalej te wschodnioalpejskie jednostki płaszczowinowe nasunięte są na pennińskie jednostki o typie zachodnioalpejskim (briansońskim). Takiego zbliżenia facji w wyniku ruchów płaszczowinowych nie ma nawet w Alpach, gdzie trzeba kilometrami jechać samochodem, by zobaczyć to, co w Tatrach można poznać podczas jednodniowej wycieczki.

Tatry są znanym miejscem występowania skamieniałości mezozoicznych w osadach specyficznej facji alpejskiej, charakteryzujących się w dodatku wyraźnym zróżnicowaniem, zależnie od położenia w basenie sedymentacyjnym. Występują tu masowo *Dasycladaceae* — glony wapienne, stanowiące podstawę podziału triasu tatrzańskiego na piętra i podpiętra alpejskie i będące ważnym składnikiem skałotwórczym wapieni i dolomitów. Ich zróżnicowanie jest tak wyraźne, że pozwala na snucie daleko idących rozważań paleofitogeograficznych, dotyczących związków strefy wierchowej z prowincją briansońsko-górnośląską, regłowej dolnej z dolnymi seriami wschodnioalpejskimi, regłowej środkowej — ze środkowymi i częściowo górnymi seriami wschodnioalpejskimi, a serii regłowej górnej — z górnymi seriami wschodnioalpejskimi, a nawet z seriami dynarskimi. Analogiczne rozważania dotyczą także fauny triasowej. Fauna wierchowa ma charakter briansońsko-górnośląski, a regłowa górna — z pierwszymi i jedynymi w Polsce amonitami triasowymi i daonellami — ma wyraźne związki z fauną najwyższych alpejskich, a nawet dynarskich serii osadowych. Wybitnie wschodnioalpejski charakter serii regłowej górnej podkreśla również obecność takich typowych ogniów litologicznych, jak warstwy z Partnach i dolomit z Wetterstein.

Fauna jurajska również ma wybitny medyterański charakter, podkreślony obecnością amonitów z rodzaju *Phylloceras* i *Lytoceras*. W tytonie występują kalpionelle, a w najbardziej północnych profilach wierchowych tytońskie pygopy, co podkreśla związki z położonymi dalej na północ seriami pienińskiego pasa skałkowego. Zróżnicowanie facjalne było szczególnie wybitne w jurze, która w pewnych miejscach ma charakter intra-geoantyklinalny z licznymi lukami stratygraficznymi (seria wierchowa i weperska), a w innych — intrageosynklinalny (seria krizniańska), podkreślony występowaniem radiolarytów w doggerze i malmie. W Tatrach można szczególnie wnikliwie śledzić nie tylko podział geosynkliny na intrageosynkliny i na intrageoantykliny, lecz także zróżnicowanie tych ostatnich na rowy i grzbiety, szczególnie wyraźnie zaznaczone w jurze wierchowej.

W Tatrach występuje tylko kreda dolna (zawsze w łączności sedymentacyjnej z jurą) i środkowa. Po turonie nastąpiło wynurzenie i odbyły się ruchy płaszczowinowe, zakończone przed senonem. Najbardziej charakte-

rystycznym ogniwem litologicznym kredy wierchowej jest urgon (koralo-wo-orbitolinowa facja barremu-aptu), wskazujący na związki ze strefą helwecką Alp Zachodnich, oraz wapień glaukonitowy albu z bogatą fauną amonitową.

W wyższym albie i cenomanie pojawia się po raz pierwszy facja fliszowa znacząca rozszerzenie się daleko ku południowi basenu fliszowego, istniejącego od dawna w Karpatach zewnętrznych.

Nowy zalew morza na obszarze dzisiejszych Tatr nastąpił po górnokredowych ruchach płaszczowinowych i długotrwałej emersji dopiero w eocenie. Powstały wówczas osady eocenu tatrzańskiego — zlepience molasowe i wapienie z najbogatszą w Polsce fauną numulitową, a następnie epimiogeosynklinalny flisz posttektonogeniczny. Tatry i Podhale są typowymi miejscami, skąd został opisany jedyny w swoim rodzaju flisz posttektonogeniczny (flisz podhalański).

Tatry nie są wielkim masywem górskim. Jednakże właśnie dzięki temu zostały one poznane dokładniej niż jakikolwiek inny masyw górski tego rzędu. Seryjna mapa w skali 1 : 10 000 okazała się za mało szczegółowa dla przedstawienia zawitych szczegółów budowy, toteż wykonano tu wycinkowe mapy w jeszcze szczegółowszych skalach, a budowę poszczególnych zboczy przedstawiono na fotografiach z wyrysowanymi warstwami. Do analizy budowy masywu krystalicznego użyto z powodzeniem zdjęć lotniczych. Ciekawych wniosków o mechanizmie powstawania drobnych struktur i ich związkach z jednostkami płaszczowinowymi dostarczyła analiza mikrotektoniczna gmachu tatrzańskiego. Wykazała ona m. in., że bez znajomości wieku warstw, wyłączenie w oparciu o analizę mikrotektoniczną, nie byłoby możliwe wyciągnięcie wniosku o istnieniu zawiłej budowy płaszczowinowej w Tatrach. Te szczegółowe badania potwierdziły w całej pełni wnioski o istnieniu sztywnego, łuskowo-płaszczowinowego stylu budowy Tatr, przy dużym udziale dyslokacji nieciągłych.

Zupełnie odrębną dziedzinę badań stanowi geomorfologia Tatr w powiązaniu ze speleogeologią. W dziedzinie tej uzyskano ciekawe wyniki, rzucające nowe światło na ostatni etap rozwoju Tatr — podczas ruchów wydzwigających w neogenie i w czasie zlodowaceń czwartorzędowych. To właśnie morfologia glacjalna, nałożona na niezwykle skomplikowane i precyzyjne struktury tektoniczne, nadała Tatom tę koronkową rzeźbę, której istnienie stanowi tak wielką atrakcję dla turystów, powodując jednocześnie powstawanie niezapomnianych wzruszeń estetycznych, towarzyszących badaniom geologicznym w Tatrach.

Tatry są Parkiem Narodowym i dlatego nie są one obiektem poszukiwań surowcowych. Pozostaną natomiast na zawsze wspaniałym pomnikiem natury i laboratorium przyrody, w którym badacz odkrywa jej tajniki i prawa.

POŁOŻENIE TATR W OBREBIE KARPAT ZACHODNICH I BUDOWA MASYWÓW WEWNĘTRZNYCH

Tatry stanowią najwyższą grupę górską w Karpatach, mają wiele szczytów o wysokości ponad 2500 m. Należą do Karpat Zachodnich, a w ich obrębie do Karpat wewnętrznych, leżąc na południe od pienińskiego pasa skałkowego, stanowiącego linię podziału.

W Karpatach wewnętrznych ruchy płaszczowinowe odbyły się w górnej kredzie, w fazie medyterańskiej (= przedgozawskiej), po turonie a przed senonem. Tatry stanowią jeden z wielu masywów górskich w Karpatach wewnętrznych, które zostały wydzwignięte po osadzeniu się posttektogenicznego fliszu podhalańskiego wieku eoceńsko-oligocenińskiego. Obecność takich właśnie owalnych masywów wznoszących się spośród fliszu podhalańskiego, a zbudowanych ze starszych utworów, stanowi charakterystyczny rys budowy Karpat wewnętrznych.

Budowa masywów wewnętrznych jest w zasadzie analogiczna, a nazwy jednostek tektonicznych zostały zaczerpnięte z Tatr, gdzie mają one już niemal stuletnią tradycję naukową. Ich schemat budowy jest następujący: trzon krystaliczny, pokrywa wierchowa i nasunięte jednostki reglowe.

Trzon masywu tatrzańskiego stanowi jądro krystaliczne, złożone ze skał magmowych i metamorficznych wieku hercyńskiego. Skały te występują w Tatrach Wysokich i w południowej części Tatr Zachodnich, a także w kilku miejscach leżą na skałach osadowych, tworząc większe lub mniejsze czapki tektoniczne, zwane „wyspami krystalicznymi”. Na trzonie krystalicznym osadziła się seria wierchowa złożona ze skał wieku mezozoicznego, pod którymi w nielicznych miejscach zachował się perm. Nazwa „seria wierchowa” wywodzi się stąd, że zbudowane są z tych utworów „wierchy” widoczne z Zakopanego. Nazwa ta nie ma nic wspólnego z pozycją tektoniczną, jak by to mogło wynikać z terminów stosowanych w językach zachodnioeuropejskich, urobionych zgodnie z tradycją alpejską (*hauttatrique*, *hochtatrish*, *hightatric*). Utwory wierchowate mogą mieć bardzo różną pozycję tektoniczną — mogą znajdować się w pierwotnej pozycji sedimentacyjnej na trzonie krystalicznym (autochton wierchowate), mogą być oddarte od podłoża, sfałdowane w fałdy synklinalne i rozwleczone (wierchowate fałdy parautochtoniczne) i mogą być nasunięte, tworząc płaszczowiny wierchowate, zwane dawniej najczęściej fałdami wierchowymi.

Najwyższą pozycję tektoniczną zajmują płaszczowiny reglowe, w całości nasunięte z południa ponad jednostkami wierchowymi. W niektórych miejscach taka właśnie pozycja tektoniczna utworów reglowych zachowała się do dzisiaj, przeważnie jednak utwory te znajdują się obecnie na północ od pasma wierchowego, w zalesionych wzgórzach na północnych stokach Tatr, zwanych regłami. Nazwa serii reglowej w językach zachodnioeuropejskich (*subtatrique*, *subtatrish*, *subtatric*) nie odnosi się — jak w Alpach — do ich pozycji tektonicznej, lecz morfologicznej.

Utwory reglowe są tego samego wieku (mezozoik) co i utwory wierchowate, różnią się jednak od nich wykształceniem facjalnym. Podczas gdy seria wierchowa ma charakter intrageoantyklinalny, to seria reglowa ma głównie charakter intrageosynklinalny, a w każdym razie pelagiczny. Utwory reglowe różnią się zresztą między sobą znacznie wykształceniem facjalnym, co umożliwia ich podział na płaszczowinę reglową dolną, środkową i górną. Podział ten, wprowadzony przed laty w Tatrach, przez pewien czas był właściwie zarzucony na korzyść podziałów i nazw regionalnych, ostatnio jednak został znów przywrócony i zyskał nową definicję.

W budowie wszystkich masywów wewnętrznych, a głównie Tatr, uderza asymetria budowy. Jednostki płaszczowinowe wierchowe i reglowe zachowały się przy północnym brzegu masywów, dzięki czemu są one bogaciej urzeźbione i bardziej rozczłonkowane. Na brzegu południowym bezpośrednio z trzonem krystalicznym graniczy wzdłuż walnej dyslokacji flisz podhalański, w związku z czym zбочa są mniej urozmaicone i bardziej połogie. Przyczyną tego jest pooligoczeńskie wyniesienie masywów i nacisk od południa, w związku z przesuwaniem się całego bloku Karpat wewnętrznych ku północy, podczas fałdowań fliszu Karpat zewnętrznych w miocenie.

SERIE OSADOWE TATR I KARPAT WEWNĘTRZNYCH

Ponieważ poszczególne masywy Karpat wewnętrznych nie wiążą się ze sobą, a najwyższe jednostki tektoniczne zachowały się tylko w nielicznych miejscach, nie jest możliwe prześledzenie geometrycznych związków poszczególnych jednostek płaszczowinowych ze sobą, lecz podstawą ich paralelizacji musi być analiza facjalna. Na tej zasadzie, zupełnie analogicznie jak w Alpach, wyróżnia się tzw. serie osadowe, charakteryzujące się swoistym wykształceniem facjalnym osadów i następstwem warstw. Serie te powstały w określonych strefach geosynkliny karpackiej, które na znacznej długości wykazywały jednolity charakter paleotektoniczny i paleogeograficzny. Strefy te stanowią kontynuację określonych stref facjalnych z Alp, dzięki czemu możliwa jest paralelizacja obu części geosynkliny karpacko-alpejskiej.

Niżej przedstawiono następstwo i stosunek poszczególnych serii osadowych do siebie, jak również ich stosunek do serii alpejskich (od północy ku południowi):

serie osadowe Karpat zewnętrznych = serie helweckie

serie pienińskiego pasa skałkowego (IA i IS) = serie subbriansońskie

tatrzańskie serie wierchowe	}	serie wierchowe (IA) = serie briansońskie
niskotatrzańskie serie wierchowe		

seria reglowa dolna (kriżniańska) — IS = dolna seria wschodnioalpejska

seria reglowa środkowa	{	weporska (IA) = środkowa seria wschodnioalpejska
choczańska (IS)		

seria reglowa górna (strażowska, Furkaski-Korycisk)	}	górne serie wschodnioalpejskie
seria gemerska		

Wszystkie wymienione serie mają charakter miogeosynkinalny, z przewagą sedymentacji węglanowej, przy czym jedne z nich są seriami intrageoantyklinalnymi (IA), a inne — intrageosynklinalnymi (IS). Poważne różnice dają się również zauważyć w składzie faunistycznym i florystycznym, szczególnie w triasie.

TATRZAŃSKIE SERIE WIERCHOWE I ICH WEWNĘTRZNE ZRÓŻNICOWANIE

Seria wierchowa w Tatrach ma pewne cechy wspólne, właściwe wszystkim seriom wierchowym, ma jednak także i cechy swoiste, wyróżniające ją od serii wierchowych innych masywów wewnętrznych (Niżnych Tatr, Małej i Wielkiej Fatry, Trybca, Inowca i Małych Karpat).

Cechą wspólną wszystkich serii wierchowych jest ich intrageoantyklinalny charakter, polegający przede wszystkim na istnieniu luki stratygraficznej między triasem a jurą, spowodowanej starokimeryjskimi ruchami dyktioogenicznymi. Ruchy te miały zresztą wielkie znaczenie w pienińskim pasie skałkowym, w Beskidach i jeszcze dalej ku północy na przedgórzcu Karpat. Następną cechą wspólną wszystkich serii wierchowych jest specjalny charakter facjalny triasu. Nie jest to ściśle mówiąc typowy trias geosynklinalny, lecz raczej paraplatformowy, zupełnie analogiczny jak w strefie briansońskiej w Alpach francuskich. Następstwo warstw triasu wierchowego i wszystkie cechy litologiczne są zupełnie analogiczne jak w triasie briansońskim. Odnosi się to szczególnie do kampilu i triasu środkowego, gdzie można wyróżnić takie typy litologiczne, wspólne dla obu stref, jak dolomity i wapienie cukrowate, żółto wietrzejące dolomity płytowe, wapienie robaczkowe, brekcje intraformacyjne, wapienie diploporowe itp. Charakter faunistyczny i florystyczny jest również ten sam — obie strefy mają ciekawy zespół karłowatej fauny ślimaków i małżów, związanej ekologicznie z zaroślami glonowymi. Niezwykle bujnie rozwinęła się flora dasycladaceowa środkowego i górnego anizyku, złożona głównie z gatunków grupy *Physoporella praealpina* i *Diplopora annulatissima*. Taki charakter fauny i flory (z uwzględnieniem oczywiście istniejących różnic) zbliża bardzo trias wierchowy i briansoński do triasu górnośląskiego i do triasu Starej Planiny w Bułgarii. Należy sądzić, że istniała wówczas właściwie jedna prowincja faunistyczna i florystyczna, której rozprzestrzenienie było uwarunkowane czynnikami paleotektonicznymi, a mianowicie istnieniem na tych obszarach paraplatformowego reżimu tektonicznego. Epihercyńska platforma środkowoeuropejska sięgała wówczas daleko na południe, aż do południowych krańców strefy wierchowej. Paraplatformowy charakter triasu Starej Planiny był związany natomiast z większym niż dzisiaj zasięgiem ku południowi platformy mezyjskiej. Przy tym wszystkim należy jednak pamiętać, że trias wierchowy ma także pewne cechy geosynklinalne, takie jak zróżnicowana, choć na ogół znaczna subsydencja (miąższość samego tylko środkowego triasu przekracza miejscami 800 m), związana z wydłużonymi rowami, a także bitumiczno-pelityczny charakter niektórych utworów węglanowych.

Następną wspólną cechą triasu wierchowego w poszczególnych masywach wewnętrznych jest istnienie tzw. kajpru karpackiego, występującego zresztą także w serii reglowej dolnej (kriżniańskiej).

Wymienione wyżej cechy triasu wierchowego zostały najlepiej zbadane w Tatrach, gdzie trias ma zresztą najpełniejszy rozwój. W innych masywach trias został silnie zerodowany po ruchach starokimeryjskich (nieraz całkowicie — Małe Karpaty), a cały profil mezozoiku jest zredukowany z powodu nikłej subsydencji lub zerodowany z powodu erozji poprzedzającej nasunięcia płaszczowinowe.

Wewnętrzne zróżnicowanie serii wierchowej zostało najpełniej poznane w Tatrach. Nie ma tutaj jakiegoś jednego typowego profilu, reprezentującego tatrzańską serię wierchową, lecz jest wiele profili charakteryzujących poszczególne serie w węższym znaczeniu (podserie lub sekwencje). Podstawą tego zróżnicowania jest przede wszystkim stosunek jury do triasu, polegający na przejawach ruchów starokimeryjskich i labińskich oraz na zróżnicowaniu facjalnym górnego triasu i jury. Ruchy na pograniczu triasu i jury spowodowały zróżnicowanie strefy wierchowej na rowy (pełniejsza sedymentacja i mniejsze luki stratygraficzne) i grzbiety (zredukowana sedymentacja, silniejsza erozja i większe luki). Ruchy te spowodowały przede wszystkim powstanie persystentnego grzbietu Koszystej (seria Koszystej — transgresja doggeru na werfenie; seria Liliowego i Białej Wody — transgresja górnego liasu na werfenie) oraz utworzenie inwersyjnego grzbietu bobrowieckiego (seria bobrowiecka — transgresja górnego triasu na werfenie). Najpełniejszy profil posiada seria Kominów Tylkowych (transgresja dolnego liasu na noryku — brak tylko retyku) i seria Osobitej (transgresja wyższego liasu na ladynie). Znaczna luka stratygraficzna cechuje płaszczowinowe serie Giewontu, Czerwonych Wierchów i Szerokiej Jaworzyńskiej (transgresja doggeru na anizyku). Specyficzny charakter ma seria Tomanowej (transgresja górnego liasu na klastycznym retyku warstw tomanowskich) i seria Cichej (transgresja retyku na kampilu) oraz seria Wąwozu Kraków (transgresja górnego liasu lub doggeru na górnym anizyku). Ważną rolę, wiążącą serie płaszczowinowe z seriami autochtonicznymi, ma parautochtoniczna seria Rzędów-Spis Michałowej (transgresja doggeru na węglanowym noryku). Jedyna w swoim rodzaju jest seria Świerkul, jedyna seria płaszczowinowa z kajprem i liasem.

Przestrzenne ugrupowanie tatrzańskich serii wierchowych, po dokonaniu rekonstrukcji palinspastycznej (odfałdowanie fałdów i cofnięcie płaszczowin) przedstawia fig. 1.

Zróżnicowanie tatrzańskich serii wierchowych jest porównywalne z zewnętrznym zróżnicowaniem serii briansońskiej, gdzie już teraz również nie mówi się o jednej typowej serii, lecz o wielu seriach (podseriach). Najczęściej spotykana briansońska sekwencja warstw odpowiada wierchowym seriom płaszczowinowym (transgresja doggeru na środkowym triasie, a nawet na anizyku). Spotykane są także i inne sekwencje, np. z zachowanym ladynem, górnym triasem, retykiem i liasem. Najbardziej zredukowanej briansońskiej serii d'Acceglio odpowiada do pewnego stopnia seria Koszystej. Zrekonstruowana szerokość tatrzańskiej strefy wierchowej wynosiła ponad 30 km i obejmowała obszar dzisiejszych Tatr i Liptowa. Dalej na południe ciągnęła się niskotatrzańska strefa wierchowa. Całkowita szerokość strefy wierchowej wynosiła zapewne ponad 60 km. Najbardziej północne serie wierchowe (seria bobrowiecka i seria Osobitej) mają już pewne analogie skałkowe (wpływ ruchów młodokimeryjskich — wylewy limburgitów, tyton z pygopami oraz neokom rogowcowy). Serie skałkowe mają jednak pełniejszy rozwój w kredzie (kreda gozawska wieku señońskiego).

Po osadzeniu się węglanowych osadów doggeru, malmu i neokomu (ciągłość między jurą i kredą) nastąpiła sedymentacja koralowo-orbitolinowego urgonu (wypełnienie geosynkliny wierchowej przez osady), po

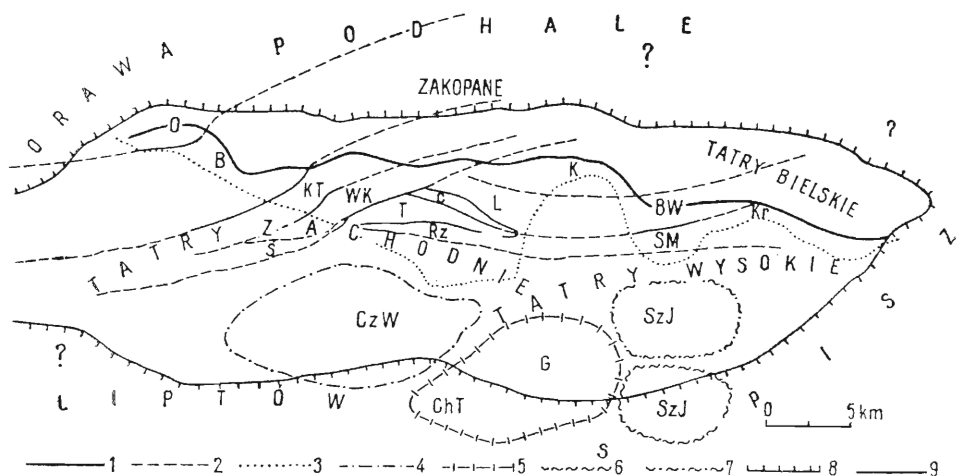


Fig. 1. Rekonstrukcja położenia paleogeograficznego tatrzańskich serii wierchowych (według Z. Kotańskiego, 1961)

Reconstruction of the palaeogeographical situation of the High Tatra series (according to Z. Kotański, 1961)

1 — granice serii wyznaczone ze stosunkowo dużą pewnością; 2 — hipotetyczne granice serii; 3 — zasięg rozwiniętych fałdów autochtonicznych i parautochtonicznych; 4 — ojczyzna płaszczowiny Czerwonych Wierchów; 5 — ojczyzna płaszczowiny Giewontu; 6, 7 — ojczyzna jednostek płaszczowiny Szerokiej Jaworzyńskiej; 8 — orograficzny brzeg Tatr; 9 — linia odniesienia

O — seria Osobistej; B — seria bobrowiecka; KT — seria Kominów Tylkowych; WK — seria Wąwozu Kraków; S — seria Świerkul; T — seria Tomanowej; C — seria Cichej; L — seria Liliowego; K — hipotetyczna seria Koszystej; BW — seria Białej Wody; SM — seria Spis-Michałowej; Kr — podseria koperszadzka; CzW — seria Czerwonych Wierchów; SzJ — seria Szerokiej Jaworzyńskiej; G — seria Giewontu; ChT — podseria Chudej Turni

1 — relatively inevitable boundaries of the series; 2 — hypothetical boundaries of the series; 3 — range of the developed autochthonous and parautochthonous folds; 4 — source of the Czerwone Wierchy nappe; 5 — source of the Giewont nappe; 6, 7 — source of the units belonging to the Szeroka Jaworzyńska nappe; 8 — orographic margin of the Tatra Mts.; 9 — reference lines

O — series of Osobista; B — Bobrowiecka series; KT — Kominy Tylkowe series, WK — series of Wąwóz Kraków; S — series of Świerkule; T — series of Tomanowa; C — series of Cicha; L — series of Liliowy; K — hypothetical series of Koszysta; BW — series of Biała Woda; SM — series of Spis-Michałowa; Kr — Koperszadzka sub-series; CzW — series of Czerwone Wierchy; SzJ — series of Szeroka Jaworzyńska; G — series of Giewont; ChT — sub-series of Chuda Turnia

czym nastąpiło krótkotrwałe wynurzenie w niższym albie i ponowny załew w albie wyższym. W albie i cenomanie doszło do znacznego pogłębienia geosynkliny, tworzą się wówczas pelagiczne margle oraz zaczyna się sedimentacja fliszu pretektogenicznego (podczas cenomanu i zapewne turonu), po których nastąpiły ruchy fałdowe i płaszczowinowe fazy medyteńskiej (przedgozawskiej). Cechą charakterystyczną rozwoju paleotektonicznej strefy wierchowej jest stosunkowo późne pojawienie się formacji fliszowej (w cenomanie), która w Karpatach zewnętrznych powstawała już od początku kredy. Podobny późny flisz jest zresztą cechą charakterystyczną rozwoju paleotektonicznej strefy regłowej w Karpatach wewnętrznych, a także strefy briansońskiej i piemontkiej w wewnętrznej strefie Alp Zachodnich.

SERIE REGLOWE W TATRACH

Pojęcie „serie reglowe” obejmuje o wiele bardziej zróżnicowane sekwencje mezozoiczne niż serie wierchowe, przy czym zróżnicowanie facjalne osadów waha się tutaj z jednej strony od facji intrageosynklinalnych do intrageoantyklinalnych, a z drugiej — od typów zbliżonych do wierchowych (północnych) do typów południowoalpejskich, medyterańskich i dynarskich.

SERIA REGLOWA DOLNA (KRIŹNIAŃSKA)

Seria reglowa dolna, zwana również kriźniańską, jest najbardziej rozpowszechniona w reglach tatrzańskich. Trias ma jeszcze w znacznej mierze charakter wierchowy (briansoński) — dolomity cukrowate, wapienie robaczkowe i brekcje intraformacyjne (a wśród brekcji osadowych anizyjska brekcja podstawowa) oraz kajper karpacki (czerwone i pstre łupki, piaskowce i dolomity). Widoczne są jednakże również i znaczne różnice — wybitnie dolomityczny charakter środkowego triasu z nielicznymi tylko wkładkami wapieni (wapień z Gutenstein i wapień brachiopodowe w niektórych jednostkach tektonicznych). Wybitnie dolomityczny i pelitowy charakter ma profil środkowego triasu w głównej jednostce tektonicznej w otworze wiertniczym Zakopane IG-1. Zróżnicowanie facjalne triasu w poszczególnych płaszczowinach cząstkowych nie jest duże i polega głównie na różnym stosunku wapieni do dolomitów oraz dolomitów cukrowatych do pelitycznych wapieni płytowych. Charakter fauny jest już odmienny niż w serii wierchowej, trafiają się wapienie brachiopodowe poziomu *Rhynchonella decurtata* oraz brachiopody środkowoladyńskie. Bardzo liczne są dolomity diploporowe dolnego lądynu z *Diplopora annulata* i *D. uniserialis*. Pierwszy z wymienionych gatunków jest charakterystyczny raczej dla triasu wschodnioalpejskiego, a drugi — dla triasu briansońskiego. Miąższość środkowego triasu przekracza 1000 m, co świadczy o znacznej i dość jednolitej subsydencji w tym czasie. Ruchy starokimeryjskie nie zaznaczyły się w strefie kriźniańskiej, jednakże miały tu miejsce ruchy z pogranicza lądynu i karniku (faza labińska). Retyk ma już wybitnie wschodnioalpejski charakter, przy czym dominuje litofacja szwabska i karpacka, a obok nich — koralowa, megalodontowa i otwornicowa.

W serii reglowej dolnej panuje ciągłość sedymentacyjna między triasem a jurą, co jest jednym z argumentów za intrageosynklinalnym charakterem tej strefy. Profil jury jest już taki jak w Alpach Wschodnich — w liasie wyróżnia się warstwy gresteńskie, margle plamiste oraz czerwone wapienie bulaste i spongiolity. Dogger i dolny malm reprezentują radiolaryty z przewarstwieniami wapieni aptychowych, znaczące fazę przegłębiania geosynkliny i świadczące dobitnie o intrageosynklinalnym charakterze tej strefy. Najwyższy malm stanowią białe pelityczne wapienie z kalpionellami, typu *biancone*. Wyżej leżą margle neokomu z amonitami, wśród których w niektórych płaszczowinach cząstkowych trafiają się wkładki organodetrytycznych wapieni murańskich.

Najwyższym ogniwem serii kriźniańskiej są warstwy fliszowe z otwornicami cenomanu, a osadzające się zapewne również i w turonie (znane

tylko z Orawy). Jest to flisz pretektogoniczny, po osadzeniu się którego nastąpiły ruchy płaszczowinowe fazy medyterańskiej (przedgozawskiej). Ruchy te datowane są w Słowacji, na południe od Niżnych Tatr, gdzie senon gozawski transgreduje na różnych reglowych jednostkach płaszczowinowych.

Zróznicowanie profilu jurajsko-kredowego płaszczowiny reglowej dolnej nie jest duże, co jest zrozumiałe przy intrageosynklinalnym charakterze tej serii. Pewne różnice notuje się głównie w liasie i w dolnej kredzie. W Słowacji znane są serie krizniańskie o pewnych analogiach wierchowych (płytkomorskie wapienie w doggerze), co świadczy o położeniu strefy krizniańskiej bezpośrednio na południe od strefy wierchowej. Ojczyzna płaszczowin reglowych była położona na południe od Niżnych Tatr i jest obecnie zakryta przez nasunięte, bardziej południowe płaszczowiny reglowe.

Analogie facjalne serii reglowej dolnej z osadami dolnych płaszczowin wschodnioalpejskich są bardzo wyraźne i nie ulega wątpliwości, że obie te serie osadzały się w tej samej strefie paleotektonicznej — w intrageosynklinie maksymalnie przegiębionej w doggerze i malmie. Dokonana w Słowacji rekonstrukcja palinspastyczna (bardzo zresztą utrudniona z powodu allochtonicznego pochodzenia wszystkich płaszczowin krizniańskich) dowodzi, że szerokość strefy reglowej dolnej wynosiła minimum 50 km.

SERIA REGLOWA ŚRODKOWA

Obejmuje ona właściwie dwie różne serie, które do niedawna nosiły wspólne miano serii choczańskiej. Obecnie zalicza się tu serię weporską i serię choczańską (w nowym ujęciu).

Seria weporska. Właściwa seria weporska znajduje się w Słowacji, na SE od Niżnych Tatr, gdzie należą do niej utwory mezozoiczne podległe epimetamorfozie alpejskiej. Pomimo trudności w ustaleniu profilu udało się stwierdzić, że jest to na ogół seria charakteryzująca się istnieniem luk stratygraficznych. Taka właśnie seria reglowa z lukami stratygraficznymi (transgresja liasu brachiopodowego na górnym anizyku) została stwierdzona w łusce Uplazu w Tatrach Zachodnich. Łuska ta jest nasunięta na jednostki krizniańskie i cechuje się obecnością liasu podobnego do liasu choczańskiego. Dlatego też była dawniej uważana za jednostkę choczańską. Stwierdzenie istnienia wielkiej luki w profilu stratygraficznym pozwala na zaliczenie jej do serii weporskiej. Seria weporska stanowiła dość wąską intrageoantyklinę, dzielącą intrageosynklinę krizniańską od choczańskiej.

Seria weporska może być porównana ze środkową serią wschodnioalpejską, która również cechuje się licznymi lukami w profilu i zajmowała analogiczne położenie w zbiorniku geosynklinalnym.

Utwory łuski Uplazu nie są przeobrażone, co świadczy o tym, że nasunięły się one jeszcze wówczas, gdy seria weporska nie była zmetamorfizowana. Łuska Uplazu „umknęła” niejako przed metamorfozą, która dotknęła później jej weporską ojczyznę. Analogiczne zjawisko znane jest z Alp, gdzie uniknęła zmetamorfizowania flisz z *Helminthoides*, pochodzący z przeobrażonej później strefy piemontkiej (strefa łupków lśniących).

Seria choczańska. Jest ona potężnie rozwinięta w Słowacji, gdzie znany jest pełny profil tej serii, począwszy od permu leżącego na fragmentach jeszcze starszego podłoża paleozoicznego i tworzącego najniższą część niektórych płaszczowin choczańskich. W Słowacji znany jest bardzo kompletny profil triasu choczańskiego, z werfenem obfitującym w amonity i z wieloma typowymi ogniwami litologicznymi, znanymi z Alp Wschodnich (na przykład wapień z Gutenstein, wapień z Reifling, warstwy z Lunz, *Hauptdolomit*, wapień z Dachstein i retyk kesseński), a także z fauną brachiopodową i amonitową.

W Tatrach zachowane są tylko wyższe ogniwa triasu choczańskiego — część środkowego triasu (?), *Hauptdolomit* i retyk kesseński. Liasowe ogniwa choczańskie znane są z łuski Kończystej i Bramy Kantaka — warstwy gresteńskie, margle plamiste, wapienie rogowcowe, krynowidowe i brachiopodowe. W sekwencji tej ważne jest zastąpienie facji kajpru karpackiego przez ogniwa litologiczne znane z górnych serii wschodnioalpejskich. O intrageosynklynalnym charakterze tej serii świadczy ciągłość sedymentacyjna triasu z jurą.

Seria choczańska stanowi odpowiednik niższych płaszczowin górnych serii wschodnioalpejskich, odpowiadających najbardziej płaszczowinie Frankenfels. Była to najbardziej północna część rozległej intrageosynklynalnej strefy, w której osadzały się górne serie wschodnioalpejskie.

SERIA REGLOWA GÓRNA

Seria reglowa górna z Tatr w najnowszym ujęciu stanowi ścisły odpowiednik serii reglowej górnej ze Słowacji. W Tatrach należy do niej seria Furkaski-Korycisk, odpowiadająca serii strażowskiej i serii reglowej górnej z Małych Karpat.

Seria Furkaski-Korycisk składa się z następujących, najbardziej charakterystycznych, ogniw litostratygraficznych: wapienie z Reifling z konodontami, warstwy z Partnach (z amonitami, otwornicami, łodziami, daonellami, brachiopodami, jeżowcami i płazami tarczogłowymi), dolomit z Wetterstein (z amonitami, ślimakami, a przede wszystkim z wielkimi dacykladaceami z gatunku *Teutlopora herculea*). Wyższe ogniwa stratygraficzne zostały zerodowane i znajdują się w otoczkach transgredującego eocenu.

Seria reglowa górna ma już wyraźny charakter południowy i stanowi odpowiednik wyższych płaszczowin górnych serii wschodnioalpejskich, takich jak płaszczowiny tyrolskie i niektóre serie transylwańskie w Karpatach Wschodnich.

Ojczyzna serii reglowej górnej znajdowała się na południe od strefy choczańskiej. Jeszcze dalej na południe leżała strefa sedymentacji serii gemerskiej, stanowiącej odpowiednik najwyższych płaszczowin wschodnioalpejskich i najwyższych serii transylwańskich. Płaszczowina gemerska nasunięta jest na niższe jednostki płaszczowinowe. Należy do niej również czapka tektoniczna płyty Murania, wysunięta daleko ku północy.

Zadaniem przyszłości jest dokonanie rekonstrukcji palinspastycznej wszystkich serii osadowych Karpat wewnętrznych i odtworzenie położenia i przebiegu wszystkich stref i podstref.

ZARYS TEKTONIKI TATR

STYL BUDOWY TATR A REKONSTRUKCJA PALINSPASTYCZNA

Jakość i ogólny wynik rekonstrukcji palinspastycznych zależy w znacznym stopniu od przyjętego stylu sfałdowań. W dawnych koncepcjach przeważał zwyczajowo przyjęty z Alp styl plastycznych fałdów leżących, z zachowanymi skrętami czołowymi i korzeniowymi. Uważano, że wielkie fałdy wierzchowe są fałdami leżącymi, a płaszczowiny reglowe też powstały z przefaldowania i są wtórnie zdygitowane w sposób wybitnie plastyczny. Takie ujęcie utrzymywało się bardzo długo w karpackich koncepcjach tektonicznych po pierwsze dlatego, że zdygitowane płaszczowiny są bardzo łatwe w rysowaniu i można przy ich pomocy wyrazić superpozycję poszczególnych jednostek tektonicznych. Drugą przyczyną tak długiego utrzymywania się dygitacyjno-płaszczowinowego stylu budowy w syntetycznych ujęciach tektonicznych było rzekome stwierdzenie takiego właśnie stylu w Tatrach — w pasmie wierzchowym i w reglach zakopiańskich.

W wyniku szczegółowych zdjęć kartograficznych, wykonanych po wojnie w oparciu o nowe wydzielenia stratygraficzne w triasie, okazało się, że styl dygitacyjno-płaszczowinowy w Tatrach nie istnieje. Wielkie leżące fałdy wierzchowe w ogóle nie istnieją, a są to po prostu płaszczowiny z odkłucia, w których spągu znajdują się z reguły poddarte i rozwleczone fałdy synklinalne. W pasmie reglowym również nie ma zdygitowanych fantastycznie płaszczowin, lecz panującym stylem budowy jest styl łuskowo-płaszczowinowy. Licznym płaszczowinom cząstkowym i łuskom płaszczowinowym towarzyszą w ich spągu poddarte fałdy synklinalne, zawsze zamknięte od południa, a otwarte ku północy. Świadczy to jednoznacznie o kierunku nasuwania się płaszczowin z południa ku północy. Styl sfałdowań jest z reguły bardzo sztywny — wielokrotnie dochodziło do odkłuwania się poszczególnych, bardziej lub mniej sztywnych pakietów od podłoża i do licznych złuskowań. Ześlizgiwały się przy tym nie tylko warstwy starsze i nasuwały na młodsze, tworzące płaszczowiny cząstkowe i łuski płaszczowinowe, lecz również i warstwy młodsze przesuwaly się po starszych. Słynne fałszywe antykliny, z których słynęły Tatry, istnieją wprawdzie, lecz nie są one łącznikami między poszczególnymi dygitacjami czy też fałdami leżącymi, a są to skręty syklinalne, powstałe w wyniku poddarcia i wleczenia warstw w spągu wielkich jednostek płaszczowinowych.

Wszystkie te fakty świadczą o tym, że tak sztywny styl sfałdowań mógł powstać tylko w warunkach powierzchniowych, być może, przy znacznym udziale czynnika grawitacyjnego. Podobny styl budowy istnieje w Prowansji, Langwedocji i w Corbières (NW Pireneje).

W obecnej fazie badań jasne jest, że tak wielkie jednostki tektoniczne, jak płaszczowina reglowa dolna, środkowa i górna nie istnieją jako określone jednostki geometryczne. Wydziela się je głównie na podstawie analizy facjalnej, grupując poszczególne zindywidualizowane jednostki geometryczne w jedną całość. Ułatwia to oczywiście ogromnie dokonywanie rekonstrukcji palinspastycznych, jednakże badania takie nie mają większego znaczenia dla aktualnej tektoniki. Jeżeli wymienione wyżej wielkie płaszczowiny w ogóle istniały, to tylko w początkowym etapie ich pow-

stawania, w momencie ich „startu” z poszczególnych stref geosynklynalnych. Później doszło do potężnych odkłuc, ścięć i złuskowań i w każdym masywie wewnętrznym powstało wiele niezależnych geometrycznie płaszczowin czątkowych, łusek płaszczowinowych i rozwleczonych fałdów synklynalnych.

Naczelnym zadaniem badań tektonicznych w Karpatach wewnętrznych jest obecnie wyróżnienie ściśle określonych jednostek geometrycznych. Zadanie to zostało właściwie zakończone w Tatrach, a jego realizacja pozwoliła na zdefiniowanie opisanego powyżej łuskowo-płaszczowinowego stylu budowy.

Podobny styl budowy istnieje także zapewne i w innych masywach Karpat wewnętrznych. Z dotychczasowych badań zdaje się jednak wynikać, że styl budowy płaszczowin reglowych między masywami jest mniej skomplikowany. Jeżeli tak jest, to jest to dowodem, że skomplikowany styl budowy łuskowo-płaszczowinowej powstał podczas przekraczania istniejących już w początkowym stanie elewacji podłoża, nie zachowujących się zresztą biernie, lecz dostarczających dodatkowych impulsów migrującym ku północy płaszczowiom. Zagadnienie genezy płaszczowin wierchowych i reglowych wymaga jeszcze dalszych badań na obszarze całych Karpat wewnętrznych. Już teraz jednak można stwierdzić, że stosowane w wielu syntetycznych opracowaniach przekroje tektoniczne w stylu dygitacyjno-płaszczowinowym, używane do celów rekonstrukcji palinspastycznych, nie powinny być więcej stosowane, nie mają bowiem nic wspólnego z rzeczywistymi przekrojami istniejącymi w terenie. Odnosi się to zarówno do Karpat, jak i do Alp, gdzie rezygnuje się ostatnio coraz bardziej z dygitacyjno-płaszczowinowego stylu budowy na korzyść stylu łuskowo-płaszczowinowego.

BUDOWA TATRZAŃSKIEGO TRZONU KRYSZALICZNEGO

Na budowę tatrzańskiego trzonu krystalicznego złożyło się wiele faz ruchów. Podczas ruchów hercyńskich doszło do zmetamorfizowania osadzonych tu uprzednio paleozoicznych utworów morskich (częściowo fliszowych?), osadzonych w geosynklinie o zasadniczym kierunku północ-południe, z odchyleniami ku W lub ku E. Intruzja granitu tatrzańskiego, mająca charakter batolitu, przynajmniej w Tatrach Wysokich, nadała zasadnicze piętno trzonowi krystalicznemu. Utwory metamorficzne zachowały się głównie w Tatrach Zachodnich.

W następnych epokach tektonicznych trzon krystaliczny reagował już tylko w sposób sztywny. W jego tektonice zaznaczyły się mezozoiczne ruchy dyktiogeniczne, formujące rowy i grzbiety w intrageoantyklinie wierchowej. Dalsze dyslokacje nieciągłe powstały podczas dzwigniania elewacji tatrzańskiej w początkowej fazie ruchów medyterańskich oraz później, podczas powstawania płaszczowin wierchowych i reglowych. Doszło wówczas do ścięć, tnących również i trzon krystaliczny, w wyniku czego skały krystaliczne wchodziły w skład płaszczowin wierchowych, tworząc słynne „wyspy krystaliczne”. Możliwe, że więcej takich poziomo nasuniętych czapek krystalicznych znajduje się w trzonie krystalicznym (na przykład na Wielkiej Kopie Koprowej), jednakże ich wykrycie jest utrudnione z powodu braku skał osadowych, dzielących nasunięte płyty od trzonu krystalicznego.

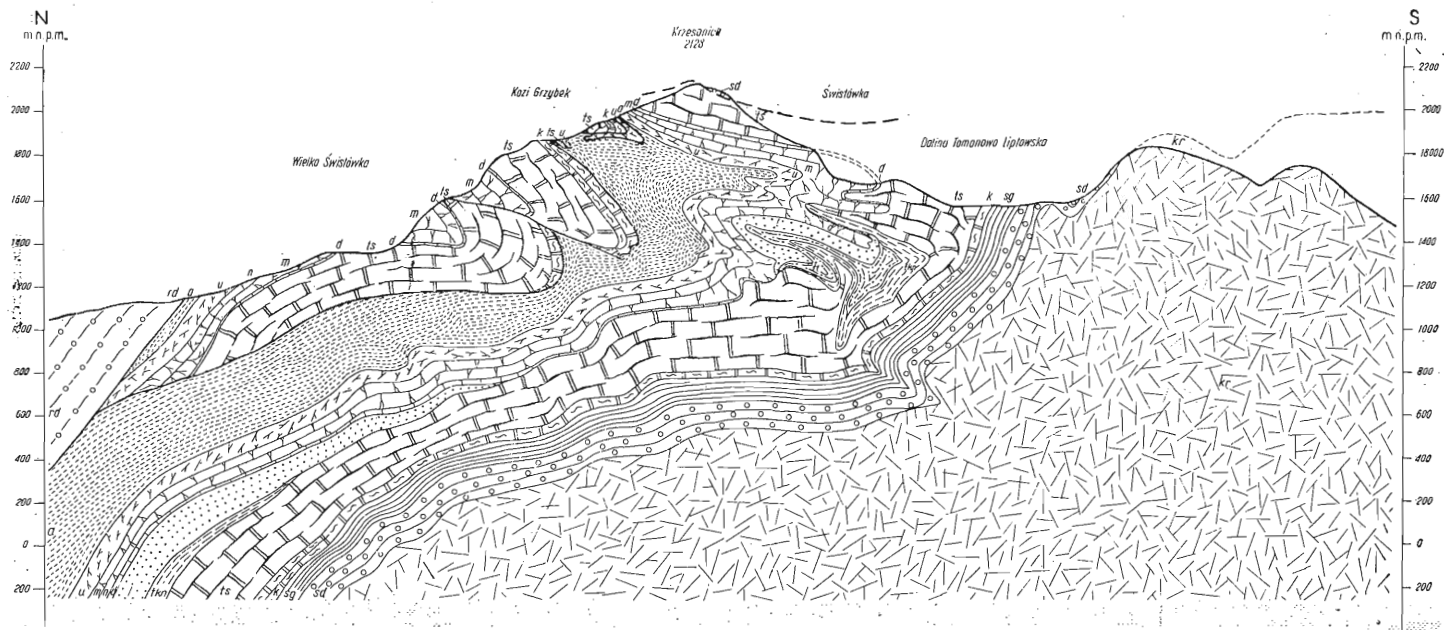


Fig. 2. Przekrój geologiczny przez Kocioł Mułowy i Wielką Świstówkę według Z. Kottańskiego
 Geological section through Kocioł Mułowy and Wielka Świstówka according to Z. Kottański

kr — skały krystaliczne; seria wierzchowa: td — trias dolny; sd — seis dolny, sg — seis górny, k — kampil; ts — trias środkowy; tg — trias górny; tkn — karnik i noryk, tt — warstwy tomanowskie; r — retyk morski; l — lias; d — dogger; mn — malm i neokom; u — urgon; a — alb; c — cenoman; rd — seria reglowa dolna

kr — crystalline rocks; the High Tatra series: td — Lower Triassic; sd — Lower Seis, sg — Upper Seis, k — Campil; ts — Middle Triassic; tg — Upper Triassic; tkn — Carnian and Norian; tt — Tomanowa Beds; r — marine Rhaetian; l — Lias; d — dogger; mn — Malm and Neocomian; u — Urgonian; a — Alban; c — Cenomanian; rd — Lower Sub-Tatra series

Ostatni etap deformacji trzonu krystalicznego wiąże się z pooligocentrycznym dźwignianiem Tatr oraz z przesuwaniem całego bloku Karpat wewnętrznych ku północy w miocenie, podczas fałdowań fliszowych.

BUDOWA PASMA WIERCHOWEGO

W budowie pasma wierchowego wyróżnia się elewacje i depresje transwersalne i longitudinalne, fałdy autochtoniczne, sfałdowania parautochtoniczne oraz płaszczowiny wierchowe.

Elewacje i depresje transwersalne stanowią ważny rys budowy autochtonu wierchowego. Powstały one w pierwszej fazie ruchów medyterańskich podczas wypiętrzania guza tatrzańskiego. Ich rozmieszczenie uwarunkowało powstanie i usytuowanie wszystkich późniejszych wierchowych elementów tektonicznych.

Posuwając się od wschodu ku zachodowi wyróżnia się następujące elewacje i depresje transwersalne: elewacja Jagnięcego, depresja Szerokiej Jaworzyńskiej, elewacja Koszystej, depresja Goryczkowej—Jawora oraz elewacja Salatyńskiego. Niektóre elewacje i depresje są jeszcze wewnętrznie zróżnicowane. Depresje i elewacje longitudinalne miały znaczenie w formowaniu się poszczególnych wierchowych płaszczowin podczas ich ruchu ku północy oraz odegrały znaczną rolę w powstawaniu parautochtonicznych fałdów synklinalnych.

Fałdy autochtoniczne powstawały głównie na zboczach depresji. Są one silnie złuskowane. Najbardziej znanymi fałdami tego typu są fałdy kaskadowe w Wąwozie Kraków, fałdy na zachodnim zboczu Doliny Chochołowskiej oraz złuskowania pod Osobitą i w Dolinie Łatanej.

Sfałdowania parautochtoniczne są niezwykle ważnym rysem budowy pasma wierchowego. Należą tu przede wszystkim potężne skrety synklinalne, wśród których największy jest fałd synklinalny Stołów. Ten fałd synklinalny, zamknięty od południa a otwarty od północy, powstał z poddarcia warstw na zboczu jednej z elewacji longitudinalnych, pod wpływem nasuwania się płaszczowiny Giewontu z jej potężnym jądrem krystalicznym. W związku z tym rozwleczone fragmenty parautochtonicznego fałdu Stołów, zawsze w odwróconym położeniu, nie znajdują się poniżej elementów płaszczowinowych, lecz są wkomponowane w ich budowę — leżą na płaszczowinie Czerwonych Wierchów, a pod płaszczowiną Giewontu. W innych miejscach pasma wierchowego w podobny sposób formowały się inne skrety i synklinalne fałdy parautochtoniczne — fałd Kominów Dudowych, Liliowego, Małej Koszystej, Białej Wody itd.

Płaszczowiny wierchowe. Płaszczowina Czerwonych Wierchów jest dolną z dwóch wielkich płaszczowin powstałych w depresji transwersalnej Goryczkowej—Jawora w Tatrach Zachodnich. Składa się ona z dwóch wielkich fałdów synklinalnych — Organów i Ździarów, nasuniętych w normalnym położeniu na autochton wierchowy. Powierzchnia nasunięcia płaszczowiny Czerwonych Wierchów na kredę autochtoniczną jest świetnie widoczna na zboczach Doliny Kościeliskiej. Oba wymienione fałdy synklinalne, a właściwie sfałdowane synklinalnie łuski płaszczowinowe, są oddzielone od siebie wałą dyslokacją Organów, wzdłuż której południowa jednostka Ździarów nasuwa się na północną jednostkę Organów. Powstanie tych obu fałdów synklinalnych, o osiach pochylonych ku

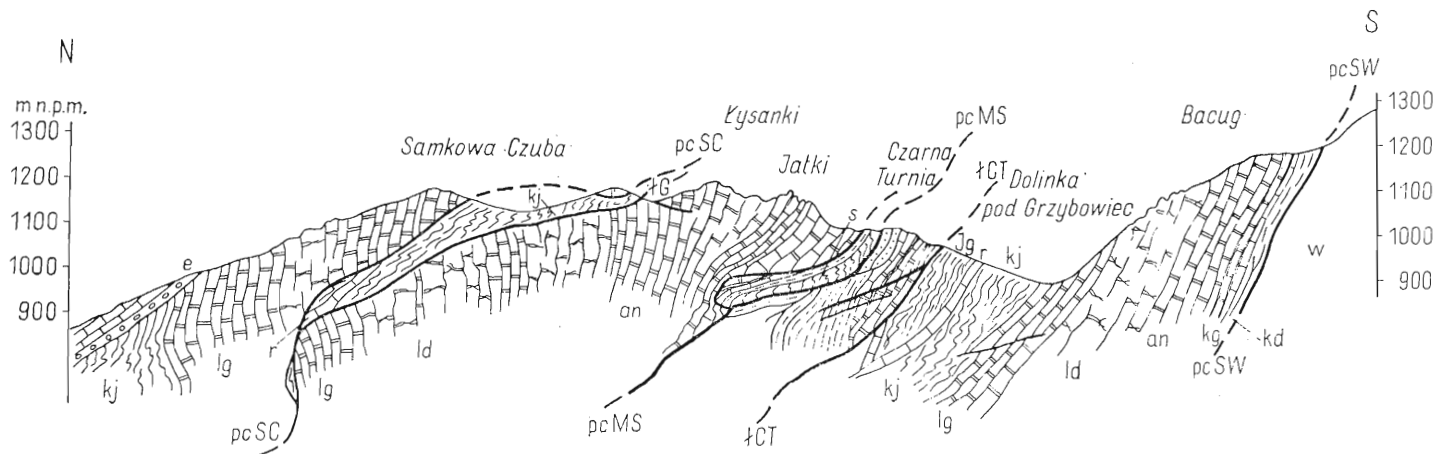


Fig. 3. Przekrój geologiczny przez zachodnie zbocze Doliny Strążyskiej według K. Guzika i Z. Kotkańskiego (uproszczony)
Geological section through the western slope of the Strążyska Dolina (valley), according to K. Guzik and Z. Kotkański (simplified)

s — seis; kd — kampil dolny; kg — kampil górny; an — anizyk; ld — ladyn dolny; lg — ladyn górny; kj — kajper; r — retyk; Jg — lias dolny; w — utwory serii wierchowej; e — eocen; pcSW — powierzchnia nasunięcia płaszczyny cząstkowej Suchego Wierchu; ICT — powierzchnia nasunięcia łuski Czarnej Turni; pcMS — powierzchnia nasunięcia płaszczyny cząstkowej Małej Świnicy; IG — powierzchnia nasunięcia łuski Grześkówek; pcSC — powierzchnia nasunięcia płaszczyny cząstkowej Samkowej Czuby
s — Seis; kd — Lower Campil; kg — Upper Campil; an — Anisian; ld — Lower Ladinian; lg — Upper Ladinian; kj — Keuper; r — Rhaetian; Jg — Lower Lias; w — formations of the High Tatra series; e — Eocene; pcSW — overthrust plane of the partial nappe of Suchy Wierch; ICT — overthrust plane of the Czarna Turnia scale structure; pcMS — overthrust plane of the partial nappe of Mała Świnica; IG — overthrust plane of the Grześkówki scale structure; pcSC — overthrust plane of the partial nappe of Samkowa Czuba

południowi, nastąpiło pod wpływem nasuwania się płaszczowiny Giewontu, wlokącej w spągu fragmenty rozwleczonego synklinalnego parautochtonicznego fałdu Stołów i wgniatającej oraz fałdującej płaszczowinę Czerwonych Wierchów. Powstały w ten sposób trzy koncentrycznie zwinięte fałdy synklinalne, otulające się kolejno od południa. Nagromadziły się one w wyniku ześlizgiwania się do depresji transwersalnej Goryczkowej-Jawora.

Największą płaszczowiną wierchową w Tatrach Zachodnich jest płaszczowina Giewontu. Składa się ona z określonej sekwencji osadów mezozoicznych oraz z utworów krystalicznych. Budowa tej płaszczowiny jest w zasadzie monoklinalna, przy czym powierzchnia jej spągowego ścięcia spłycała się ku północy, tak że w efekcie jądro krystaliczne jakby pozostawało z tyłu. W spągu głównej jednostki płaszczowinowej znajduje się w pewnym miejscu łuska Jaworowego Grzbietu, złożona z werfenu i krystaliniku. Inne łuski znajdują się w rejonie Kopy Magury. W pewnych miejscach (Wrótka) w spągu nasunięcia płaszczowin reglowych na płaszczowinę Giewontu obserwuje się poddarcie warstw i powstawanie fałdów synklinalnych, podobnie jak w spągu nasunięcia płaszczowiny Giewontu.

Płaszczowina Giewontu jest najpełniej rozwinięta w depresji Goryczkowej, gdzie zachowała się wielka „wyspa krystaliczna Goryczkowej”. Mniejsze czapki tektoniczne tworzą „wyspy krystaliczne” Małotańczniaka i Twardego Upłazu na szczytach Czerwonych Wierchów.

Odpowiednikiem płaszczowiny Giewontu w depresji Szerokiej Jaworzyńskiej jest płaszczowina Szerokiej Jaworzyńskiej, złożona głównie z werfenu i krystaliniku, wlokąca w spągu liczne łuski tektoniczne w położeniu normalnym i odwróconym i powodująca poddarcie warstw podłoża i powstanie parautochtonicznych skrętów synklinalnych.

Na elewacjach transgresalnych płaszczowiny wierchowe w ogóle nie powstały. Płaszczowiny reglowe są tam nasunięte wprost na autochton wierchowy, lub wloką w spągu łuski i porwaki wierchowe oraz powodują powstanie parautochtonicznych skrętów synklinalnych.

Taki styl budowy pasma wierchowego zachował się właściwie bez większych zmian od chwili powstania tych wszystkich struktur. Późniejsze ruchy nie miały większego wpływu na widoczny obecnie styl budowy pasma wierchowego, a spowodowały co najwyżej pewne zestromienie upadów warstw.

BUDOWA PASMA REGLOWEGO

Pasma reglowe w Tatrach, tworzące pas zalesionych wzgórz ciągnących się na północnym stoku Tatr, jest w całości zbudowane ze skał wchodzących w skład serii reglowych. Należą one głównie do płaszczowiny reglowej dolnej (kriżniańskiej), budującej w całości Tatry Bielskie na wschodnim krańcu Tatr, regle wschodnie u stóp Tatr Wysokich i regle zakopiańskiej, a także będącej głównym składnikiem budowy regli zachodnich. Płaszczowina reglowa środkowa (weporska i choczańska) zachowała się w niektórych częściach regli zachodnich, a płaszczowina reglowa górna — tylko w ich zachodniej części.

Płaszczowina reglowa dolna (kriżniańska) składa się z wielu płaszczowin cząstkowych i łusek płaszczowinowych, nie ciągnących się wzdłuż całości regli, lecz zastępujących się kulisowo.

Tak na przykład Tatry Bielskie zbudowane są z dwóch płaszczowin cząstkowych — dolnej Hawrania i górnej Palenicy, między którymi pojawiają się miejscami drobne łuski płaszczowinowe, takie jak łuska Żlebiny i Bujaczego. Górna część płaszczowiny Hawrania jest miejscami poddarta w spągu nasunięcia wyższych płaszczowin, tworząc skręt synklijalny Murania i Holicy.

W reglach wschodnich zazębiają się ze sobą płaszczowiny cząstkowe z Tatr Bielskich (płaszczowina Hawrania) z płaszczowinami dochodzącymi tu z regli zakopiańskich (Suchego Wierchu i Małej Świnicy). Odrębną pozycję zajmuje płaszczowina cząstkowa Skalek (Gęsiej Szyi), z kilkoma łuskami w spągu (m. in. łuska Siodła).

Regle zakopiańskie, tworzące dwa pasma wzgórz przedzielone pasem przełęczy (m. in. Czerwona Przełęcz), są zbudowane z trzech płaszczowin cząstkowych — Suchego Wierchu (pasmo południowe), Małej Świnicy i Samkowej Czuby (pasmo północne). Między dwiema ostatnimi płaszczowinami cząstkowymi a płaszczowiną Suchego Wierchu znajduje się łuska Krokwi i odwrócona łuska Czarnej Turni, a także kilka łusek kajpru i retyku. Między płaszczowiną Małej Świnicy i Samkowej Czuby jest zaklinowana łuska Grześkówek. Najwyższe położenie zajmuje łuska Spadowca, będąca zapewne fragmentem odrębnej płaszczowiny cząstkowej. Wszystkie te jednostki tektoniczne są ukośnie ścięte od dołu i od góry i nasuwają się na siebie albo bez naruszania warstw z podłoża, albo poddzierające niżej leżące warstwy i tworząc skręty synklijalne. Taki wspólnie zachowany skręt synklijalny górnej części płaszczowiny cząstkowej Małej Świnicy zachował się na Nosalu. Powstał on pod wpływem nasuwania się wyższej, dziś zerodowanej jednostki, prawdopodobnie płaszczowiny cząstkowej Samkowej Czuby lub Spadowca.

Powiązanie jednostek płaszczowinowych z regli zakopiańskich z jednostkami z regli zachodnich odbywa się w bardzo zawiły sposób w rejonie Uplazu Miętusiego. Istnieje tam wiele łusek płaszczowinowych (m. in. łuski niższe od płaszczowiny cząstkowej Suchego Wierchu, a wśród nich porwak wierchowy — łuska Niedźwiedzia), ścinających i zastępujących płaszczowinę Suchego Wierchu (m. in. łuska Kotaszki i Krowiego Żlebu). Najwyższe położenie zajmuje łuska Gładkiego Uplazińskiego, leżąca wprost na podłożu wierchowym i płat Gładkiego. Między płaszczowiną Suchego Wierchu i łuską Czarnej Turni pojawia się natomiast nowy element — płaszczowina cząstkowa Bobrowca, rozrastająca się wybitnie ku zachodowi i stanowiąca właściwie jedyną krzyżniańską płaszczowinę cząstkową w reglach zachodnich. W rejonie Przysłopu Miętusiego na łusce Czarnej Turni leży niezależna łuska Czerwonej Skalki. W tym rejonie na jednostkach krzyżniańskich leżą jednostki należące do płaszczowiny regłowej środkowej — weporska łuska Uplazu i chociażnie łuski Kończystej i Bramy Kantaka.

W reglach zachodnich dominuje wielka płaszczowina cząstkowa Bobrowca. Jest ona wewnętrznie złuskowana, przy czym w przekroju Doliny Kościeliskiej wyróżnia się łuskę Starych Kościelisk, Kiry Miętusiej i Jadamicy. W przekroju Doliny Chochołowskiej wyróżnia się natomiast łuskę Głębowca i łuskę Parządczaka. Między Doliną Lejową a Chochołowską na płaszczowinie Bobrowca leży chociażnie płaszczowina cząstkowa Siwej Wody, podczas gdy dalej na zachód, między Doliną Chochołowską i Bobro-

wiecka, wprost na płaszczynie Bobrowca leży wewnętrznie złuskowana płaszczowina cząstkowa Furkaski-Korycisk, należąca już do płaszczowiny reglowej górnej.

Na zachodnim krańcu Tatr jednostki chociażkie nasuwają się wprost na trzon krystaliczny, a tylko miejscami w ich podłożu istnieją łuski wierchowe lub kriżniańskie.

Dokładny zasięg ku północy płaszczowin reglowych nie jest znany na Podhalu, z powodu ich przykrycia przez flisz podhalański. W otworze wiertniczym Zakopane IG-1 znajdują się dwie jednostki kriżniańskie, przy czym główna z nich ma w górnej części wyraźnie zachowany skręt synklinalny, w spągu nasunięcia wyższej jednostki. W spągu głównej jednostki znajduje się kilka łusek reglowych i wierchowych. W dolinie Wagu na Słowacji znane są czapki tektoniczne środkowego triasu (płaszczowina chociażka lub nawet regłowa górna), leżące na utworach pienińskiego pasa skałkowego. Na Podhalu płaszczowiny reglowe dochodzą co najmniej do połowy odległości między Tatrami a pasem skałkowym, jak o tym świadczy występowanie utworów reglowych spod fliszu podhalańskiego w antyklinie Drużbak. Zagadnienie zasięgu płaszczowin reglowych ku północy, ważne z poszukiwawczego punktu widzenia (gorące wody mineralne i bituminy), wymaga przeprowadzenia kilku głębokich wierceń na Podhalu.

Instytut Geologiczny
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 15 maja 1973 r.

Збігнев КОТАНСЬКИ

ОБЗОР ВЫБРАННЫХ ПРОБЛЕМ ГЕОЛОГИИ ТАТР

Резюме

Татры являются одним из горных массивов внутренних Карпат. Они состоят из кристаллического блока, верхового покрова и надвинутых регловых элементов. Кристаллический блок составляют магматические и кристаллические породы герцинского возраста. На нем отложилась серия верховая, состоящая из пород мезозойского возраста (в некоторых местах сохранились также пермские отложения). Верховая серия носит интрагеоантиклинальный характер (стратиграфический перерыв между триасом и юрой). Характерным является параплатформенное фациальное строение триаса.

Верховые отложения в первоначальном положении могут лежать на кристаллическом блоке (верховый автохтон), могут быть оторваны от фундамента, смяты в синклинальные и растянутые складки (верховые паравтохтонные складки) и могут быть надвинуты, образуя верховые шарьяжи (шарьяж Червоных Верхов и Гевонта). Из палинспастической реконструкции следует, что ширина верховой серии составляла свыше 30 км (фиг. 1).

К югу от верховой серии в интрагеосинклинали, максимально прогнутой в догтере и мальме, отложилась нижняя регловая серия. Она весьма аналогична с отложениями нижних

восточноальпийских шарьяжей. Ширина нижней регловой серии составляла минимум 50 км. К югу от нее находилась довольно узкая интрагеоантиклинальная вепорская серия, которую можно сравнить с центральной восточноальпийской серией. Вепорская серия отделяла Крижняньскую интрагеосинклиналь от Хочаньской. Хочаньская серия является аналогом нижних шарьяжей верхних восточноальпийских серий. Хочаньская серия входит в состав центральной регловой серии. Верхняя регловая серия является аналогом высших шарьяжей верхних восточноальпийских серий. Зарождение этой серии происходило к югу от хочаньской серии. Еще дальше к югу располагалась зона седиментации гемерской серии, являющейся аналогом самых верхних восточноальпийских шарьяжей. Как верховая серия так и регловые серии носят миогеосинклинальный характер.

В Татрах преобладает чешуйчато-надвиговый стиль строения (фиг. 2 и 3). Многочисленные фракционные шарьяжи и надвиговые чешуи сопровождаются в подошве приподнятыми синклинальными складками, всегда замкнутыми с юга и открытыми с севера. Это однозначно свидетельствует о направлении надвига шарьяжей с юга на север. Стиль складчатости очень жесткий, что свидетельствует о том, что он мог образоваться только в поверхностных условиях, возможно при значительном участии гравитационного фактора.

Zbigniew KOTAŃSKI

REVIEW OF SOME SELECTED PROBLEMS IN THE GEOLOGY OF THE TATRA MTS.

Summary

Tatra Mts. are one of the mountain massifs situated in the Internal Carpathians. They consist of a crystalline core, the High Tatra cover and the overthrust Sub-Tatra units. The crystalline core consists of magmatic and crystalline rocks of Hercynian age. The core is overlain with the High Tatra series built up of the Mesozoic rocks (at few places also Permian has preserved). The High Tatra series is of an intrageoanticlinal character (stratigraphical gap between the Triassic and Jurassic). A para-platform facial development of the Triassic formations is characteristic. The High Tatra formations can occur in their original sedimentary position on the crystalline core (the High Tatra autochthon), they can be torn off the basement, folded into synclinal folds and dragged away (the High Tatra parautochthonous folds), or they can be overthrust and make the High Tatra nappes (Czerwone Wierchy and Giewont nappes). Palinspastic reconstruction demonstrates that the width of the High Tatra series amounted to more than 30 km (Fig. 1).

South of the High Tatra series the Lower Sub-Tatra series was laid down in an intrageosyncline maximum deepened at the Dogger and Malm time. The series is very analogous to the deposits of the lower East-Alpine nappes. The width of the Lower Sub-Tatra series amounted maximum to 50 km. South of the series a fairly narrow intrageoanticlinal Vepor series was situated. This series can be compared with the middle East-Alpine one. The Vepor series separated the Križna intrageosyncline from the Choč one. The Choč series is an equivalent of the lower nappes of the upper East-Alpine series. The Choč series, along with the Vepor series, are part of the Middle Sub-Tatra series. The Upper Sub-Tatra

series is an equivalent of the upper nappes of the upper East-Alpine series. The source of this series was situated south of the Choč series. More to the south there stretched a sedimentation zone of the Gemer series — an equivalent of the uppermost East-Alpine nappes. Both the High-Tatra series and the Sub-Tatra series disclose a miogeosynclinal character.

The scale nappe style is that predominating in the structure of the Tatra Mts. (Figs 2 and 3). The numerous partial nappes and scales are accompanied at their bottom by synclinal folds torn off in part, always closed from the south and open northwards. This undoubtedly proves that the nappes were overthrust from south to north. The folding style is very rigid, thus proving that it could have originated under surface conditions, maybe accompanied visibly by a gravitation factor.