

STRUKTURA ZACHODNIEGO ZAKOŃCZENIA MASYWU TATRZAŃSKIEGO

Maria Bac-Moszaszwili

*Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk,
Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa*

Bac-Moszaszwili, M., 1993. Struktura zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego. Structure of the western termination of the Tatra massif. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 63: 167 – 193.

A b s t r a c t: The massif of the Tatra Mountains, uplifted during the Neogene structural remodelling of the Inner Carpathians, is bounded on all sides by fault zones which define its rhomboidal outline. The northwestern termination of the Tatra Mountains is a part of the Myjava Lineament (Doktór *et al.*, 1985) which extends from the Vienna Basin to the town of Stalowa Wola in southeast Poland. This lineament is related to a transpression fault (Pospíšil *et al.*, 1990). This paper presents the structural evolution of the western termination of the Tatra Mountains from Early Badenian through Quaternary times. Sinistral movement along the Myjava Lineament resulted in the formation of the Podhale and Skoruszyna Basins in Early Badenian time (Late Styrian phase) and then of the Orava Depression. Dextral transpressional movement along this line occurred during the Rhodanian phase (late Pliocene); backward thrusting of fragments of the Low-Tatric Nappes on the already elevated Tatra Massif and the uplift of the Chočské Vrchy range were related to this movement. The Myjava Fault is one of the youngest active fault zones in the Western Carpathians.

Key words: Tatra massif, High-Tatric Nappes, Krížna nappe, Chocz nappe, photolineament, transpressive fault, structural evolution.

Manuscript received 4 September 1992, accepted 12 July 1993

A b s t r a k t: Romboidalny masyw tatrzański, podniesiony w czasie neogeńskiej przebudowy Karpat wewnętrznych, ograniczony jest strefami uskokowymi. Północno-zachodnie zakończenie Tatr jest częścią lineamentu myjawskiego (Doktór *et al.*, 1985), biegnącego od basenu wiedeńskiego do Stalowej Woli. Lineament ma charakter uskoku transpresyjnego (Pospíšil *et al.*, 1990). Zrekonstruowano rozwój obecnej struktury zachodniego zakończenia Tatr od wczesnego badenu po czwartorzęd. W młodszym badenie (faza późnostyryjska) nastąpił lewoskrętny ruch na linii myjawskiej i powstały niecka podhalańska i skoruszyńska, a następnie zapadlisko orawskie. W fazie rodkańskiej (późny pliocen) wzdłuż tej linii nastąpiło prawoskrętne przemieszczenie transpresyjne, z którym wiąże się wsteczne przesunięcie fragmentów płaszczowin reglowych na podniesiony już masyw tatrzański i wyniesienie Pasma Choczańskie. Struktura myjawska jest jedną z najmłodszych aktywnych stref uskokowych w Karpatach Zachodnich.

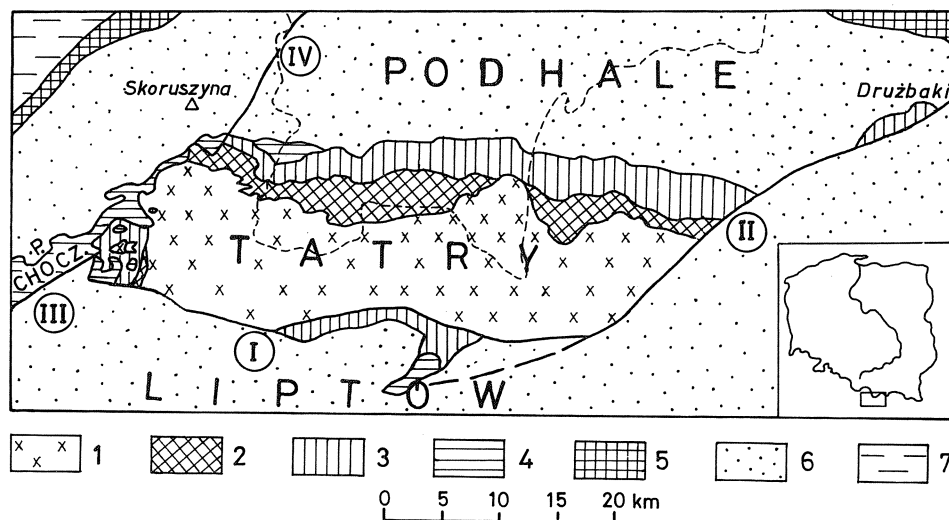


Fig. 1 Szkic tektoniczny masywu tatrzańskiego. 1 – masyw krystaliczny; 2 – skały mezozoiczne pokrywy osadowej masywu i płaszczowin wierzchowych; 3 – płaszczowina kriżniańska (regłowa dolna); 4 – wyższe płaszczowiny regłowe; 5 – pieniński pas skalkowy; 6 – flisz podhalański; 7 – flisz magurski; I – uskoku podtatrzański; II – uskoku Drużbaków (Rużbachów); III – uskoku choczański; IV – uskoku Krowiarek. P. CHO CZ. – Pasma Choczańskie

Fig. 1 Tectonic sketch of the Tatra Mountains massif. 1 – crystalline massif; 2 – Mesozoic rocks of the sedimentary cover and of the High-Tatric nappes; 3 – Križna (Lower Low-Tatric) Nappe; 4 – higher High-Tatric nappes; 5 – Pieniny Klippen Belt; 6 – Podhale Flysch; 7 – Magura Unit; I – Subtatra Fault; II – Drużbaki (Rużbachy) Fault; III – Choč Fault; IV – Krowiarki Fault; P. CHO CZ. – Choč Range

WSTĘP

Masyw tatrzański, podniesiony w czasie neogeńskiej przebudowy Karpat wewnętrznych, swój obecny kształt zawdzięcza głównie dyslokacjom nieciągłym, których sieć rozbiła blok wewnętrznokarpacki. Północna, tatrzydzka część tego bloku w swojej mezozoicznej historii została pokryta płaszczem skał osadowych, a następnie uległa procesom płaszczowinowym, lokalnym (płaszczowiny wierzchowe) i regionalnym (płaszczowiny regłowe). W ich wyniku powstało następstwo strukturalne charakterystyczne dla zachodnich Karpat wewnętrznych, widoczne obecnie w Tatrach. Ta struktura mezozoiczna została następnie przykryta utworami paleogeńskimi – eoceńskimi transgresywnymi osadami klastyczno-węglanowymi i młodszym od nich fliszem.

Asymetryczna obecność osadowych i płaszczowinowych pokryw masywu tylko w jego północnej części wiąże się z rotacją bloku Tatry w neogene, podczas jednostronnego podnoszenia na linii uskoku podtatrzańskiego (w j. słów. „podtatrzański złom”) w południowej części masywu (Fig. 1). Uskok ten, znany już Uhligowi (1897), obcina Tatry od południa linią doskonale

czytelna tak w strukturze geologicznej jak i w rzeźbie. Wiąże się z nim szeroka strefa mylonitów. W starszych pracach przyjmowano jego odwrócony charakter (np. Koutek & Matějka, 1931; Kotański, 1961; Mahel, 1964; Książkiewicz, 1972). W Polsce w wielu pracach przyjmuje się taki jego charakter do tej pory; badania wiertnicze i geofizyczne wykazały jednak, że jest to uskok normalny, tak jak inne neogeńskie uskoki Karpat wewnętrznych (Gross, 1973; Gross & Köhler *et al.*, 1980; Mahel, 1986). Powierzchnia uskoka jest stromo pochyłona ku południowi ($65-90^\circ$), a amplituda w pionie wynosi kilkaset do kilku tysięcy metrów. Powstanie uskoku obcinającego Tatry od południa wcześniejsi autorzy wiązali z sawską fazą ruchów tektonicznych (np. Andrusov, 1959; Kotański, 1961). Badania trakowe (Burchart, 1972; Král, 1977) wskazują na późnoneogeński wiek podniesienia masywu, przyjmowany powszechnie w nowych pracach.

Erozja zrotowanego masywu tatrzańskiego doprowadziła do odsłonięcia skał krystalicznych na południu, a osadowej pokrywy masywu i jednostek płaszczowinowych w jego północnej części (Fig. 1). Północny brzeg Tatr wyraźnie zaznacza się w morfologii terenu; jest to związane z różną odpornością skał, gdyż jest on zlokalizowany między łupkowym fliszem podhalańskim i skałami osadowymi Tatr (z transgresywnymi utworami eocenu włącznie). Mimo, że ani zdjęcie geologiczne, ani wiercenia w tym rejonie nie wskazują na istnienie większego uskoku ograniczającego Tatry od północy, bywa on na mapach często rysowany (np. Gołąb, 1959; Małecka, 1982). Obecność na północ od Tatr uskoku sugerują natomiast obserwacje fotogeologiczne (Ostaficzuk, 1978; Baumgart-Kotarba, 1981; Doktor & Graniczny, 1982). Na zdjęciach satelitarnych widoczny jest wyraźny lineament, którego środkowa część jest zlokalizowana wzdłuż północnego brzegu Tatr.

Masyw tatrzański ma kształt romboidalny (Fig. 1). Od wschodu kończy go uskok Rużbachov (Družbaków) o kierunku SW-NE. Czwarty bok rombu stanowi zachodnie zakończenie masywu, o kierunku równoległym do uskoku Rużbachov, tj. NE-SW. Linia ta nie ma jednak aktualnie charakteru uskoku. Pomiędzy paleogenem pasma Skoruszyny (Fig. 1), a skałami krystalicznymi Tatr Zachodnich ciągnie się wąski pas płaszczowinowych elementów reglowych. Schemat osadowych i płaszczowinowych pokryw masywu, obserwowany wzdłuż całej północnej części Tatr, nie jest tu jednak zachowany i elementy reglowe zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego kontaktują w różnych miejscach ze skałami krystalicznymi i resztkami pokrywy wierchowej. Szczególny charakter stosunków strukturalnych w tym rejonie jest przedmiotem niniejszej pracy.

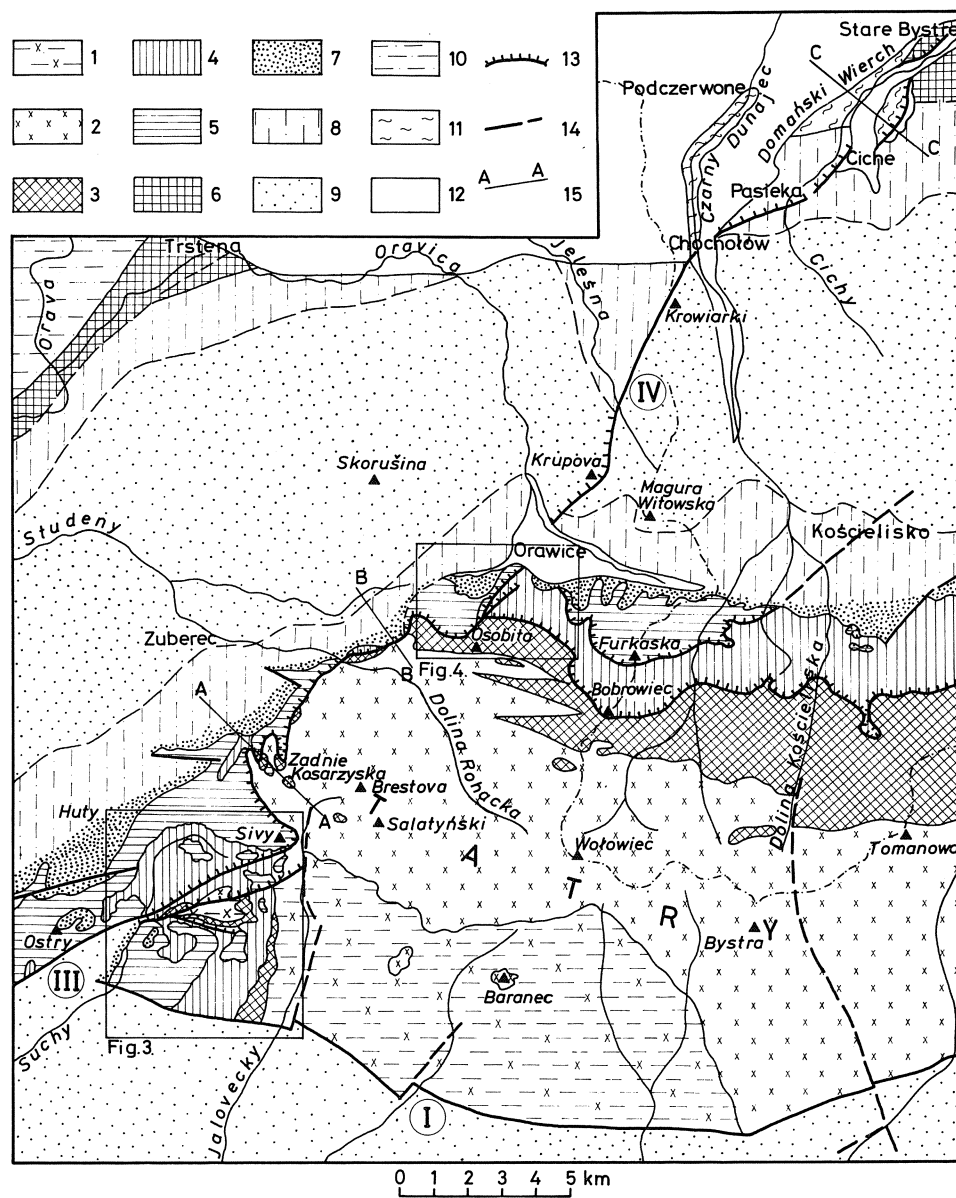


Fig. 2 Mapa tektoniczna zachodniej części Tatr i obszarów przyległych. 1 – dolny kompleks metamorficzny; 2 – granity i górny kompleks metamorficzny; 3 – skały mezozoiczne pokrywy osadowej masywu i płaszczowin wierchowych; 4 – płaszczowina kriżniańska (regłowa dolna); 5 – wyższe płaszczowiny regłowe; 6 – pieniński pas skalkowy; 7 – bazalne warstwy eocenu; flisz podhalański (górny eocen - oligocen); 8 – warstwy zakopiańskie, 9 – warstwy chochołowskie; 10 – flisz magurski; 11 – osady neogeńskie Zapadliska Orawskiego; 12 – osady czwartorzędowe; I – uskoc podtatrzański; III – uskoc chochański; IV – uskoc Krowiarek. Przy zestawieniu mapy wykorzystano prace: Gorek, 1950; Mahel (red.), 1964; Watycha, 1977

Fig. 2 Tectonic map of the western part of the Tatra Mountains and adjacent areas. 1 – lower metamorphic complex; 2 – granites and upper metamorphic complex; 3 – Mesozoic rocks of the sedimentary cover and of the High-Tatric nappes; 4 – Križna (Lower Low-Tatric) Nappe; 5 – higher High-Tatric nappes; 6 – Pieniny Klippen Belt; 7 – basal Eocene strata; Podhale Flysch (Upper Eocene – Oligocene); 8 – Zakopane Beds, 9 – Chocholów Beds; 10 – Magura Unit; 11 – Neogene deposits of the Orava Depression; 12 – Quaternary sediments; I – Subtatric Fault; III – Choč Fault; IV – Krowiarki Fault. Compiled using the data from Gorek (1950), Mahel (ed., 1964), Watycha (1977)

SKAŁY KRystaliczne I WIERCHOWA POKRYWA OSADOWA TATR ZACHODNICH

W rejonie zachodniego zakończenia masywu skały krystaliczne sięgają najdalej ku północy, tworząc poprzeczną elewację Salatyńskiego (Limanowski, 1912). W tym miejscu krystalinik Tatr składa się z dwu kompleksów metamorficznych, rozdzielonych granitoidami (Kreutz, 1930; Gorek, 1950). Dolny kompleks metamorficzny występuje tylko w południowo-zachodniej części masywu, poza granicami Polski (Fig. 2). Granitoidy pokrywające ten kompleks tworzą ciąg najwyższych szczytów tej części Tatr (Salatyński - Brestova - Rohacze). Na granitoidach leży górny kompleks metamorficzny, występujący w Polsce w najwyższych partiach dolin Chochołowskiej i Kościeliskiej.

Kotański (1961) jest zdania, że widzimy obecnie tylko wschodnią część elewacji Salatyńskiego, a jej maksimum zostało obcięte od strony zachodniej. Istotnie, południowa granica pokrywy osadowej masywu na zachodnim zakończeniu Tatr nie przebiega równoleżnikowo, ale w kierunku ESE-WNW i kończy się nagle, kontaktując na brzegu Tatr z ukośnie do niej przylegającymi łuskami regłowymi (Fig. 2). Jednakże w wielu miejscach wzdłuż NW zakończenia Tatr od Jaworzyny pod Osobitą do Siwego Wierchu na skałach krystalicznych widoczne są strzępy dolnotriasowej pokrywy masywu – piaskowce kwarcytowe (Veizer, 1970). Elewacja Salatyńskiego, rozumiana jako widoczne w obecnej intersekcji podniesienie skał krystalicznych masywu obniża się więc stopniowo przy zachodnim zakończeniu Tatr. Na tym zachodnim zakończeniu elewacji nie jest jednak zachowany cały zespół elementów strukturalnych pokrywających masyw, a tylko najniższa część jego pokrywy osadowej.

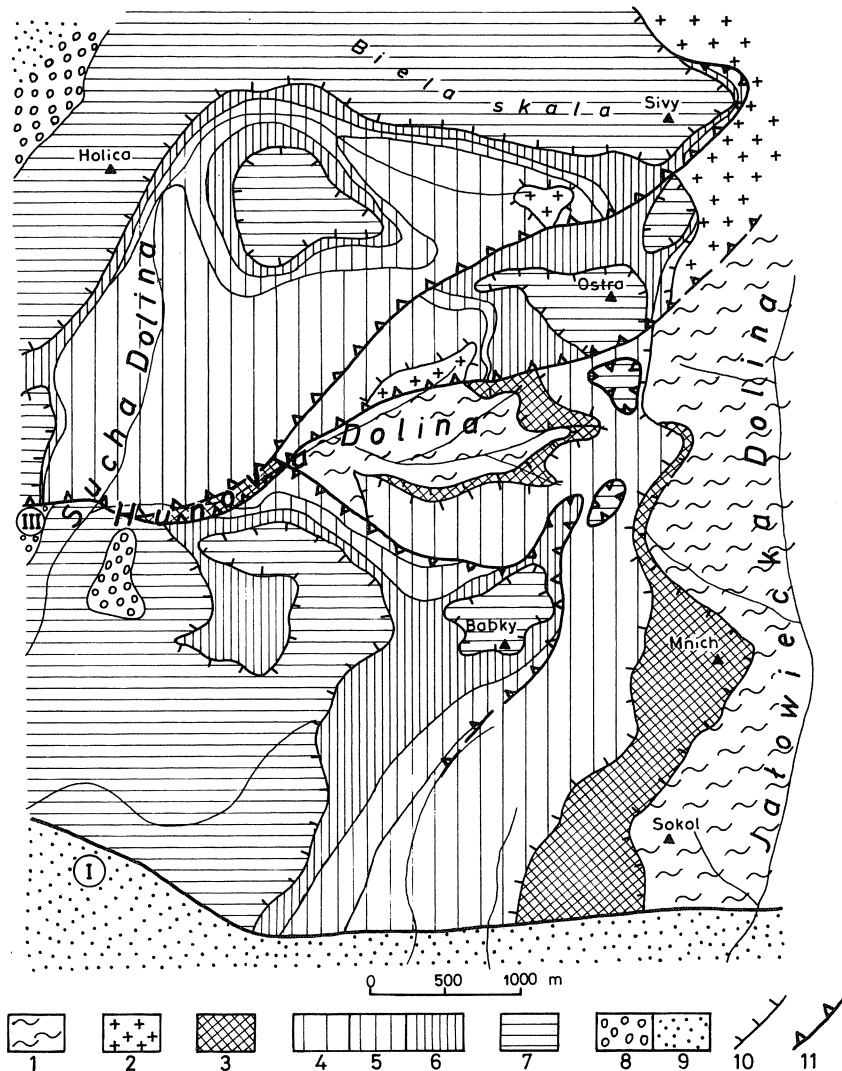


Fig. 3 Mapa geologiczna południowo-zachodniej części Tatr (wykonana w oparciu o zdjęcie A. Gorka, 1950). 1 – dolny kompleks metamorficzny; 2 – granity; 3 – skały osadowe jednostek wierzchowych; 4-6 – płaszczowina kriżniańska (4 – trias środkowy, 5 – górny trias i jura, 6 – kreda); 7 – trias płaszczowiny choczańskiej; 8 – bazalne warstwy eocenu; 9 – flisz podhalański; 10 – nasunięcia płaszczowinowe; 11 – powierzchnie nasunięć utworzone lub odmłodzone w neogenie; I – uskoki podtatrzański

Fig. 3 Geological map of the southwestern part of the Tatra Mountains, based on the survey by Gorek (1950). 1 – lower metamorphic complex; 2 – granites; 3 – sedimentary rocks of the High-Tatric nappes; 4-6 – Križna Nappe: 4 – Middle Triassic; 5 – Upper Triassic and Jurassic, 6 – Cretaceous; 7 – Triassic strata of the Choč Nappe; 8 – basal Eocene strata; 9 – Podhale Flysch; 10 – basal thrusts of nappes; 11 – thrust faults formed or reactivated in Neogene time; I – Subtatric Fault

Większą masę jednostek płaszczowinowych widzimy na południe od Siwego Wierchu. Tu z kolei brak jest w ogóle pokrywy osadowej masywu, natomiast pod jednostkami regłowymi obecne są łuski wierchowe, zbudowane ze skał kredowych w odwróconym położeniu (Rabowski, 1925; Gorek, 1950). Ich rozprzestrzenienie jest dość znaczne – obecne są na zachodnim zboczu Doliny Jałowieckiej, na południe od Ostrej i w oknie tektonicznym Doliny Hunovej (Fig. 2 i 3). Z tymi łuskami najprawdopodobniej wiąże się także czapka tektoniczna wapieni górnajurajskich (formacja z Raptawickiej Turni) na granitach w pobliżu szczytu Brestowej, po raz pierwszy zauważona przez W. Kuźniara (według Świderskiego, 1922). Z wystąpień tych wynika, że znaczny obszar w południowo-zachodniej części Tatr pokryty był łuskami wierchowymi. Były one interpretowane jako fragmenty płaszczowin wierchowych (Rabowski, 1925 – Giewontu, Gorek, 1950 – Czerwonych Wierchów), bądź jako niezależne łuski wierchowe przesunięte na skały krystaliczne przez nasuwające się płaszczowiny regłowe (Andrusov, 1959; Kotański, 1961). Ten ostatni pogląd sugeruje, że przed nasunięciem płaszczowin regłowych masyw krystaliczny tej części Tatr był odsłonięty.

JEDNOSTKI REGŁOWE ZACHODNIEGO ZAKOŃCZENIA TATR

Płaszczowinowe jednostki regłowe północnych zboczy Tatr ciągną się ku zachodowi do północnych zboczy Osobitej (Fig. 2). Jednostka kriżniańska kończy się na powierzchni w Mihulczach (Fig. 4). Składa się ona w tym rejonie z dwu płaszczowin cząstkowych, z których dolną stanowi dolomitowa masa skał środkowotriasowych, tworzących szczytową część Mihulczy (łuska Mihulczy – Andrusov, 1959). Od tych skał w poziomie łupków kajpru została odkłuta część jurajsko-kredowa (łuska Parządczaka – Bac, 1971). Na północnych zboczach Mihulczy dolomity triasowe dolnej łuski kontaktują bezpośrednio z wapieniami i marglami formacji z Soltysiej łuski górnej.

Na kredzie płaszczowiny kriżniańskiej w depresji Bobrowca (w rejonie granicy państwowej polsko-słowackiej, por. Fig. 2) leżą wyższe jednostki regłowe – Furkaski i Korycisk (Guzik, 1959), zbudowane ze skał triasowych. Regularne ułożenie na warstwach kredy kriżniańskiej jednoznacznie wskazuje na ich przynależność do struktur z czasu nasunięć płaszczowinowych. Kotański (1974) w ich obrębie wyróżnia elementy należące do płaszczowin choczańskiej i strażowskiej. Za M. Mahelem (1986), autorem regionalnych opracowań pogórza strażowskiego, przyjmuję tutaj zmienność facjalną triasu w obrębie płaszczowiny choczańskiej i przynależność wszystkich łusek triasowych leżących ponad płaszczowiną kriżniańską w Tatrach do płaszczowiny choczańskiej. W tej pracy, o charakterze wyłącznie tektonicznym i dotyczącej słowackiej części Tatr przyjęcie takiej interpretacji jest także praktyczną koniecznością, gdyż brak jest słowackich opracowań różnicujących facjalnie

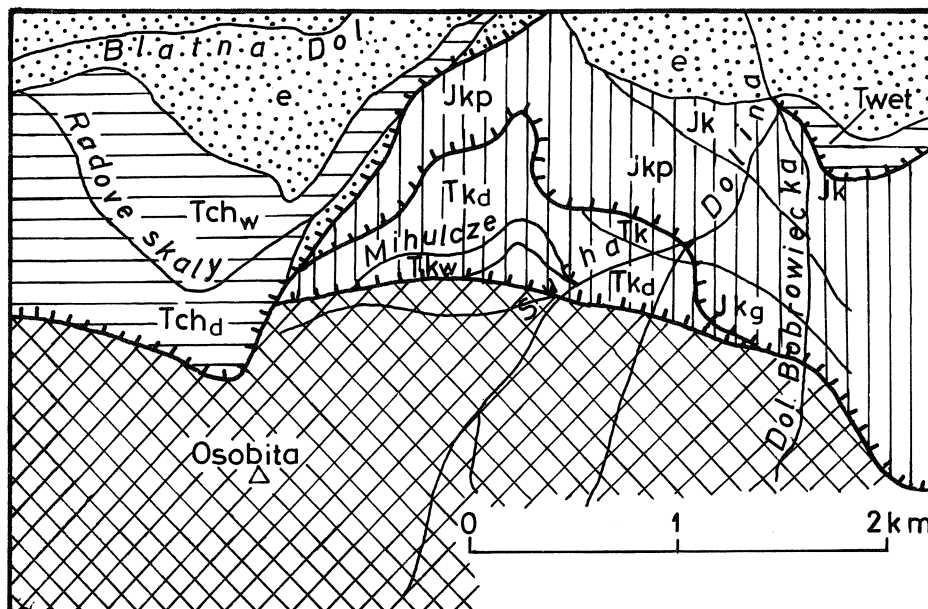


Fig. 4 Szkic tektoniczny północnych zboczy Osobitej i Doliny Suchej. Objaśnienia jak na Fig. 2. Płaszczyzna križniańska: *Tkd* – dolomity środkowego triasu, *Tkw* – wapienie środkowego triasu, *tk* – kajper, *Jkg* – warstwy kopienieckie, *Jkp* – wapienie i margle formacji z Soltysiej, *Jk* – wyższe ogniwa jurajsko-kredowe; trias wyższych płaszczowin regłowych: *Tchw* – wapienie, *Tchd* – dolomity, *Tdwet* – dolomit z Wetterstein; *e* – bazalne warstwy eocenu

Fig. 4 Tectonic sketch of the northern slopes of the Osobita mountain and of the Sucha Valley. Explanations as in Fig. 2. Križna Nappe: *Tkd* – Middle Triassic dolomites, *Tkw* – Middle Triassic limestones, *tk* – Keuper, *Jkg* – Kopieniec Beds, *Jkp* – limestones and marls of the Soltysia Formation, *Jk* – higher Jurassic-Cretaceous divisions; Triassic strata of the higher Low-Tatric nappes: *Tchw* – limestones, *Tchd* – dolomites, *Tdwet* – Wetterstein Dolomite; *e* – basal Eocene strata

łuski triasowych skał węglanowych leżących nad płaszczowiną križniańską w rejonie zachodniego zakończenia Tatr.

Łuski choczańskie północnych zboczy Osobitej (Fig. 2 i 4) mają inny charakter strukturalny niż w depresji Bobrowca. Nie leżą one zgodnie na płaszczowinie križniańskiej, ale przykrywają dyskrepantnie zarówno obie łuski križniańskie (Mihulczy i Parządczaka) jak i pokrywę osadową masywu, a w południowej części tego obszaru – skały krystaliczne. Dalej ku zachodowi łuski te ciągną się wzdłuż całego północno-zachodniego brzegu Tatr wąskim pasem pomiędzy skałami krystalicznymi (z opisanymi wyżej resztkami pokrywy osadowej i strzępami jury križniańskiej) a transgresywnymi zlepieńcami eocenu.

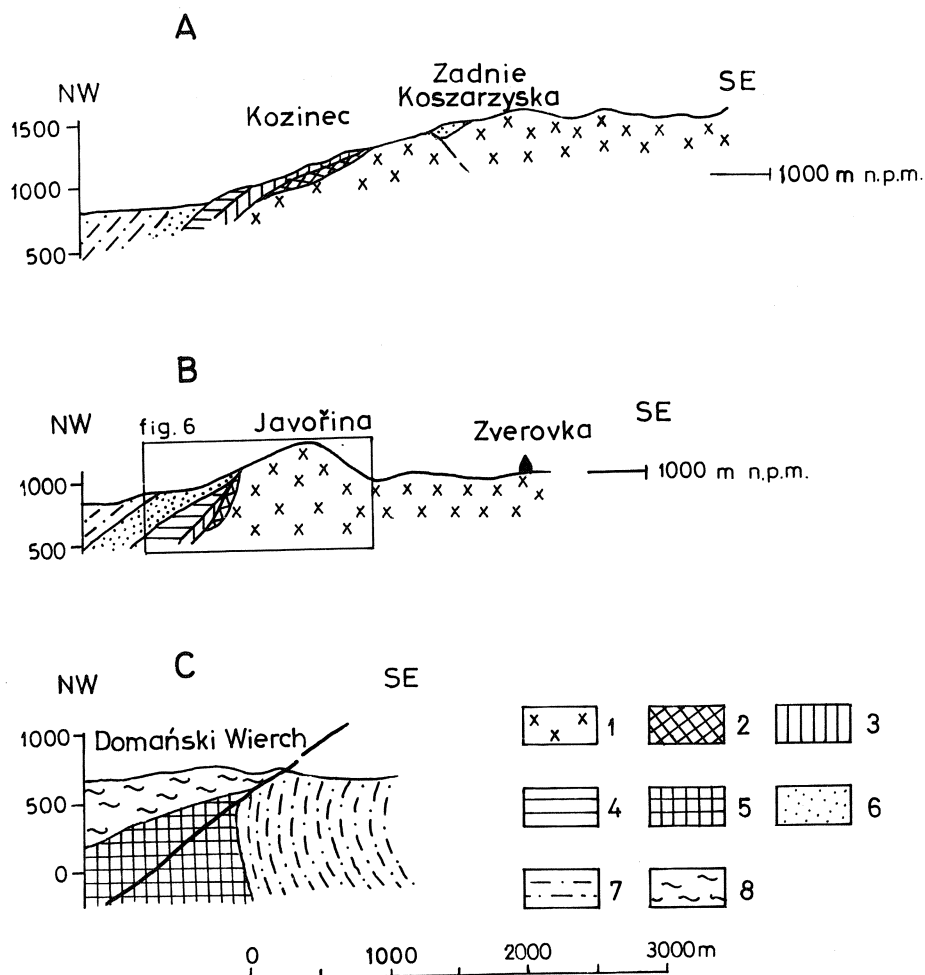


Fig. 5 Przekroje geologiczne w strefie zachodniego zakończenia Tatr i brzegu zapadliska orawskiego. 1 – skały krystaliczne Tatr; 2 – osadowe skały wierchowe; 3 – płaszczowina kriżniańska; 4 – płaszczowina choczańska; 5 – pieniński pas skalkowy; 6 – bazalne warstwy eocenu; 7 – flisz podhalański; 8 – neogen zapadliska orawskiego

Fig. 5 Geological cross-section through the zone of the western termination of the Tatra Mountains and the margin of the Orava Depression. 1 – crystalline rocks of the Tatra Mountains; 2 – sedimentary rocks of the High-Tatric series; 3 – Križna Nappe; 4 – Choč Nappe; 5 – Pieniny Klippen Belt; 6 – basal Eocene strata; 7 – Podhale Flysch; 8 – Neogene sediments in the Orava Depression

Dalej na południe, w rejonie Suchej Doliny i Siwego Wierchu obszar widocznych na powierzchni jednostek reglowych rozszerza się. W tej południowo-zachodniej części Tatr masyw krystaliczny wraz z opisanymi wcześniej łuskami wierchowymi obniża się łagodnie ku zachodowi (Fig. 5A), co wi-

doczne jest w oknie tektonicznym Doliny Hunovej (Gorek, 1950; Halicki, 1955). Leży na nich słabo zaburzona, monoklinalna jednostka kriżniańska, zbudowana z warstw od triasu do kredy, a na niej resztki skał płaszczowiny choczańskiej (Fig. 3). ku zachodowi jednostki te zanurzają się pod pokrywę paleogeńską.

Pochyloną ku zachodowi część masywu oddziela od reszty Tatr uskok jałowicki (Fig. 2), przebiegający wzdłuż Doliny Jałowickiej (Andrusov, 1959; Veizer, 1970). Od południa wszystkie jednostki mezozoiczne i masyw krystaliczny obcięte są uskokiem podtatrzańskim.

EOCEN PÓŁNOCNO-ZACHODNIEGO ZAKOŃCZENIA TATR I JEGO STOSUNEK DO PODŁOŻA

Transgresywne skały eocenu tworzą ciągły pas wzdłuż północno-zachodniego obrzeżenia Tatr. Jest to kilkudziesięciometrowej miąższości zespół warstw zlepieńców i wapieni. Zlepieńce w najniższej części są tu zwykle spojone zwiertzeliną podłoża (Roniewicz, 1969). Najczęściej tym podłożem są silnie spękane węglanowe skały triasowe płaszczowiny choczańskiej. W stropowej części przechodzą one w skałę składającą się z ciasno upakowanych ostrokanciastych bloków z niewielką ilością spoiwa typu kontaktowego, zawierającego pojedyncze numulity. Wyżej dopiero pojawiają się osady warstwowe, z większą ilością spoiwa i otoczakami o zróżnicowanym składzie. Ten rodzaj transgresywnych osadów paleogenu jest charakterystyczny dla całego północno-zachodniego brzegu Tatr, gdzie kontaktują one prawie wyłącznie z łuskami choczańskimi.

Jest jednak kilka miejsc, gdzie mimo iż sytuacja tektoniczna jest odmienna, związek genetyczny bazalnych osadów paleogenu wyłącznie ze skałami płaszczowiny choczańskiej został zachowany. Pierwszym z nich jest rejon wylotu Doliny Rohackiej, koło skansenu w Zubercu (Fig. 5B i 6). Idąc ku wschodowi doliną widzimy najpierw transgresywne zlepieńce eocenu, pod nimi dolomity choczańskie, a jeszcze dalej łuszczkę plamistych wapieni jurajskich (formacja margli z Sołtysiej) płaszczowiny kriżniańskiej, leżących bezpośrednio na granitach. Wchodząc po zboczach Jaworzyny ku górze można zauważyć na granicie dolnotriasowe piaskowce kwarcytowe pokrywy osadowej masywu, znika natomiast łuska kriżniańska. W górnej części zbocza (Fig. 6) z granitami kontaktują bezpośrednio zlepieńce eocenu z numulitami. Pomimo znacznego zróżnicowania litologicznego obecnego podłoża zlepieńce w całym tym rejonie zawierają wyłącznie materiał z płaszczowiny choczańskiej. Analogiczna sytuacja była dyskutowana już na początku wieku (Kuźniar, 1910, 1911, Limanowski, 1910, 1911) na sąsiednim obszarze Zadnich Koszarzysk (Fig. 2 i 5A). W zlepieńcach eocennych Zadnich Koszarzysk leżących na skałach krystalicznych przeważają wapienie i dolomity triasowe płaszczowiny choczańskiej, a brak jest materiału z osadowej serii wierchowej

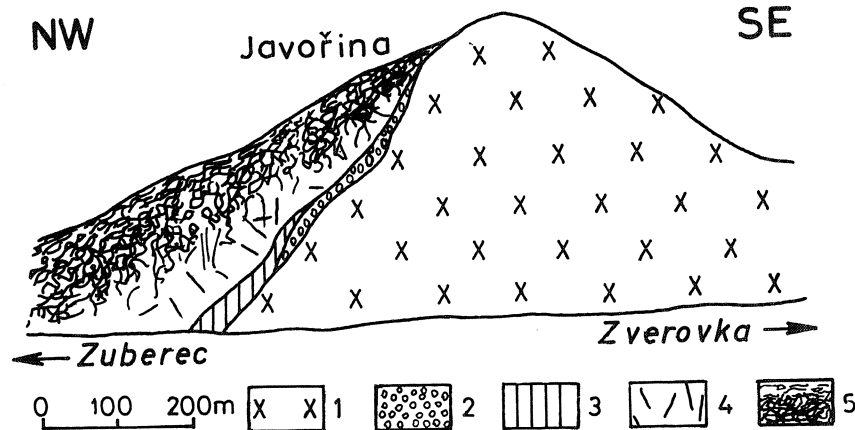


Fig. 6 Przekrój geologiczny przez Jworzynę u wylotu Doliny Rohackiej. 1 – skały krystaliczne; 2 – piaskowce kwarcytowe dolnego triasu pokrywy osadowej masywu; 3 – plamiste wapienie formacji z Soltysiej (płaszczowina križniańska); 4 – dolomity triasowe (płaszczowina chočańska); 5 – bazalne warstwy eocenu

Fig. 6 Geological cross-section through Jaworzyňa at the outlet of the Rohacka Valley. 1 – crystalline rocks; 2 – Lower Triassic quartzitic sandstones of the sedimentary cover of the massif; 3 – spotted limestones of the Soltysia formation (Križna Nappe); 4 – Triassic dolomites (Choča Nappe); 5 – basal Eocene strata

i skał krystalicznych (Passendorfer, 1958). Brak w tych zlepieńcach materiału krystalicznego z bezpośredniego podłoża tłumaczony był różnymi procesami sedimentacyjnymi (Kuźniar, 1911; Passendorfer, 1958; Roniewicz, 1969) o tyle nieprzekonywująco, że dotyczy on całego, znacznej miąższości zespołu warstw zlepieńców i skał drobnoklastycznych, a nie jednej warstwy osadzonej w szczególnych warunkach. Trzeba również zwrócić uwagę na fakt, że obecnie około 250m na północ od zlepieńców Zadnich Koszarzysk na granitach występują bardzo odporne piaskowce kwarcytowe werfenu pokrywy osadowej masywu, a nad nimi margle i wapienie plamiste formacji z Soltysiej (płaszczowina križniańska), na których dopiero leży znaczny w tym miejscu fragment płaszczowiny chočańskiej (Fig. 2) i 5A). Według moich obserwacji, potwierdzających spostrzeżenia poprzednich autorów, brak jest w zlepieńcach materiału z wszystkich tych skał, poza chočańskimi. Na Zadnich Koszarzyskach, jak to podkreślali wcześniejsi autorzy, nie jest widoczny bezpośredni kontakt zlepieńców z podłożem granitowym. Odsłonięcie skał na grzbiecie jest jednak dobre i można określić kształt czapki zlepieńców, bardzo wyrazistej w rzeźbie terenu. Na południu granica ze skałami krystalicznymi jest mniej więcej równoległa do warstwowania w zlepieńcach. Już w najniższej widocznej ich części zlepieńce składają się z materiału obtoczonego, są warstwowane i posiadają wkładki margliste. Brakuje tu występującej wzdłuż całego północno-zachodniego obrzeżenia masywu spągowej, niewarstwowanej brekcji,

przechodzącej w spękanie podłoże. W północnej części zlepieńcowej skałki na Zadnich Koszarzyskach granica z podłożem jest stromsza i nie równoległa do warstwowania w osadach eocenu. Przybliżony kształt tej granicy przedstawiono na przekroju Fig. 5A. Przynajmniej w północnej części ma ona ewidentnie charakter tektoniczny.

Należy też zwrócić uwagę na jedno jeszcze miejsce – na północnych zboczach Osobitej, nad gajówką w Mihulczach (w dolinie Błatnej – Fig. 4), gdzie na górnokarbońskich (retyckich? – Andrusov, 1936) wapieniach choczańskiej łuski Rzędowych Skał (Radove Skały) dyskrepantnie ścinającej od zachodu jednostki północnych zboczy Tatr, leżą zlepieńce spągowe związane ze swym bezpośrednim podłożem (podobnie jak na Jaworzynie). Natomiast wzdłuż wschodniego zakończenia tej łuski, w żlebkach oddzielających Radove Skały od grzbietu Mihulczy, ciągnie się na granicy z jednostką krizniańską długa, cienka soczewka zlepieńców eoceńskich, kończąca się w górze niedaleko przełęczy między Radovymi Skałami i szczytem Osobitej. Kontaktująca ze zlepieńcami część jednostki krizniańskiej zbudowana jest z dolnojurajskich margli formacji z Sołtysiej. W składzie zlepieńca margle i wapienie tej formacji nie występują jednak zupełnie, widoczne są tylko fragmenty wapieni i dolomitów z jednostki choczańskiej, a także obtoczone rogowce, podobne do opisanych przez Passendorfera (1958) ze zlepieńców rejonu Tokarni.

Poczynione przeze mnie obserwacje skłaniają ku przyjęciu sugerowanej już przez Limanowskiego (1910, 1911) możliwości tektonicznych przemieszczeń popaleogeńskich na zachodnim zakończeniu Tatr. Sedymentacyjny związek transgresywnych osadów eoceńskich wyłącznie ze skałami płaszczowiny choczańskiej, występującej na NW brzegu Tatr w postaci łusek tektonicznych dyskrepantnie pokrywających inne jednostki tektoniczne Tatr zdaje się wskazywać na to, że przemieszczenie tych łusek na obecne miejsce i ich aktualny, niezależny od schematu strukturalnego Tatr charakter są wynikiem takich właśnie ruchów. Wydaje się możliwe przyjęcie koncepcji, zgodnie z którą fragmenty płaszczowiny choczańskiej z pokrywającymi ją osadami eoceńskimi nasunęły się na masyw Tatr (z resztkami pokrywy osadowej) kończący się wyraźną linią tektoniczną (uskokiem?) o kierunku SW-NE. Możliwość tego rodzaju nasunięcia zostanie rozważona w dalszej części pracy na szerszym tle sytuacji regionalnej.

USKOK CHOCZAŃSKI I JEGO KONTYNUACJA W REJONIE TATR

Przedłużeniem reglowych struktur zachodniego zakończenia Tatr ku SW jest pasmo choczańskie. Szczegółowa mapa geologiczna tego pasma została wykonana i opublikowana jeszcze przed wojną (Koutek, 1935). Na powierzchni nie pojawia się tu podłoże płaszczowin reglowych. Na ogół widoczne są młodsze ogniwa jednostki krizniańskiej, miejscami sfaldowane, a na

nich trias płaszczowiny choczańskiej, czasem zdwojony lub sfałdowany. Płaty transgresywnego eocenu zachowały się w niektórych miejscach nawet w szczytowych częściach pasma, np. na Oстрыm (Fig. 2), a ciągły ich pas znajduje się na północnych stokach pasma. Od południa mezozoik pasma choczańskiego kontaktuje bezpośrednio z wyższymi ogniwami fliszu paleogeńskiego Kotliny Liptowskiej na linii uskoku choczańskiego (III na Fig. 1 i 2) o kilkusetmetrowej amplitudzie. Pierwsi autorzy regionalnych opracowań tego pasma (Koutek, 1935; Matějka, 1935) uważali tę dyslokację za uskoku odwrócony, wzdłuż którego pasmo choczańskie miało być nasunięte na paleogen kotliny liptowskiej. Wiercenia i badania elektrooporowe (Hanzel & Polak, 1982; Hricko, 1985) wykazały normalny, prawie pionowy charakter uskoku i towarzyszącą mu skomplikowaną budowę przyległej części Kotliny Liptowskiej. W badaniach elektrooporowych węglanowy eocen wykazuje własności zbliżone do skał mezozoicznych, a odmienne od fliszu paleogeńskiego, w związku z czym wnioski tektoniczne tych badań nie są całkowicie jednoznaczne.

W bezpośrednim sąsiedztwie Tatr uskoku choczański przedłuża się ku NE aż do Doliny Hunowej (Fig. 2). Tak był on rysowany zarówno przez Koutka (1935) jak i Gorka (1950), tak też najczęściej jest przedstawiany na różnych mapach geologicznych autorstwa M. Mahela. Nie jest on więc przedłużeniem uskoku podtatrzańskiego. Z analizy mapy Gorka (1950), obserwacji autorki i przekrojów Janova (1988) wynika, że w rejonie Doliny Hunowej uskoku ten może przechodzić w wiązkę drobnych nasunięć w obrębie struktury południowo-zachodniego zakończenia Tatr (Fig. 3). Janov zwrócił uwagę na istnienie w Dolinie Hunowej wstecznego nasunięcia obejmującego nie tylko pokrywę mezozoiczną, ale także podłoże krystaliczne. Jego zdaniem odskok nastąpił wzdłuż starej powierzchni nasunięcia granitów Tatr Zachodnich na dolny kompleks metamorficzny. Obserwacje autorki potwierdzają to przypuszczenie. Reaktywowana powierzchnia tektoniczna przebiega wzdłuż Doliny Hunowej ku uskoku choczańskiemu (Fig. 2 i 3), a w rejonie górnej części tej doliny oddziela od siebie nie tylko skały metamorficzne i granity, ale także obszary o różnej budowie pokrywy osadowej. Na południe od tej strefy pojawiają się wierchowe łuski skał kredowych; na północ łusek tych brak, występują natomiast piaskowce kwarcytowe dolnego triasu wierchowego leżące transgresywnie na skałach krystalicznych. Drugie ramię nasunięcia biegnie od dna Doliny Hunowej na NE, ku szczytowi Siwego Wierchu. Na tej linii widoczne jest podniesienie triasu choczańskiego Siwego Wierchu - Białej Skały i przesunięcie go ku NE wraz z podścielającą częścią płaszczowiny kriżniańskiej. Wydaje się, że istnieje jeszcze trzecia część nasunięcia, ku SE w stronę Babek (Fig. 3). Choczańska czapka Babek wraz z podścielającym ją fragmentem płaszczowiny kriżniańskiej jest wyraźnie oddzielona od triasowych dolomitów kriżniańskich z górnej części Doliny Hunowej i okolic Mnicha-Sokoła. Przesunięcie w tym miejscu dotyczyć może także dwóch czapek cho-

czańskiego triasu między Babkami i Ostrą, leżących wprost na dolomitach triasu kriżniańskiego.

Przyjmując przejście uskoku choczańskiego na obszarze Tatr w te trzy uskoki odwrócone, stopniowo przechodzące w nasunięcie, zakończenie uskoku może być interpretowane jako “koński ogon” struktur zanikających ku NE.

OBSZAR NA PÓŁNOC OD TATR

Na północ od Tatr znajduje się równoleżnikowa fliszowa niecka podhalańska, a na zachód od niej podobna niecka Skoruszyny o kierunku SW-NE (Fig. 1 i 2). Zmiana kierunku niecki wiąże się z uskokiem, który rozpoczyna się w rejonie Orawic, skąd przedłuża się w stronę Krowiarek i Chochołowa. Południowa jego część zaznaczona jest na arkuszu Banská Bystrica mapy geologicznej CSRR w skali 1:200 000 (red. Mahel, 1964). Na północ od Orawic uskok ten ciągnie się w stronę Krupowej, przechodząc na wschód od jej szczytu. Na wschód od linii tego uskoku warstwy zakopiańskie widoczne są wysoko na zboczu Magury Witowskiej, nie obejmują jednak jej szczytu (Gołąb, 1959). Po jego zachodniej stronie warstw tych brak na zboczach Krupowej, są one widoczne dopiero na zachód od doliny Orawicy. Na północ od Krupowej natomiast warstwy zakopiańskie północnego już skrzydła niecki widoczne są wysoko w dopływach Jeleśnej Wody. W rzeźbie terenu widoczny jest tu ciąg spłaszczonych grzbiecików między potokami, które w strefie bliskiej granicy państwowej gwałtownie stromieją, przechodząc w grzbiet graniczny zbudowany z warstw chochołowskich (o przewodzie piaskowców). Analiza mapy topograficznej i zdjęć lotniczych tego rejonu pozwala na wytyczenie przedłużenia uskoku w stronę szczytu Krowiarek. Między Krowiarkami i Chochołowem uskok ten został wykartowany przez Gołąba (1959).

Omawiany uskok, przebiegając we fliszu wzdłuż granicy państwowej, nie był dotychczas opisywany w literaturze. Tymczasem jest to duża struktura, zapewne o charakterze szerszej strefy tektonicznej. Zmiana biegów warstw z kierunku podhalańskiego na skoruszański wiąże się z dość szeroką strefą fliszu w rejonie uskoku. Na Słowacji nie zostały niestety opublikowane wyniki szczegółowych badań geologicznych tego rejonu, a flisz okolicy Krowiarki-Chochołów jest słabo odkryty.

Dalsze przedłużenie uskoku Krowiarek na NE widoczne jest w rejonie wzgórza Pasieka między Chochołowem a Cichem. Gołąb (1959) opisał stąd wsteczne nasunięcie obalonych ku południowi warstw fliszu Pasieki, przebiegające mniej więcej wzdłuż potoku Cichego (Małecka, 1982). Gołąb “wsteczny fałd Pasieki” uważał za jedną z głównych struktur niecki podhalańskiej. Dno potoku Cichego jest najlepszym w tym rejonie, ciągłym niemal odsłonięciem warstw fliszu podhalańskiego. Obserwowane tutaj zaburzenia tektoniczne opisywali także Watyha (1977) i Birkenmajer (1979). Autorzy ci, potwierdzając obserwacje J. Gołąba co do obecności w potoku Cichym warstw w

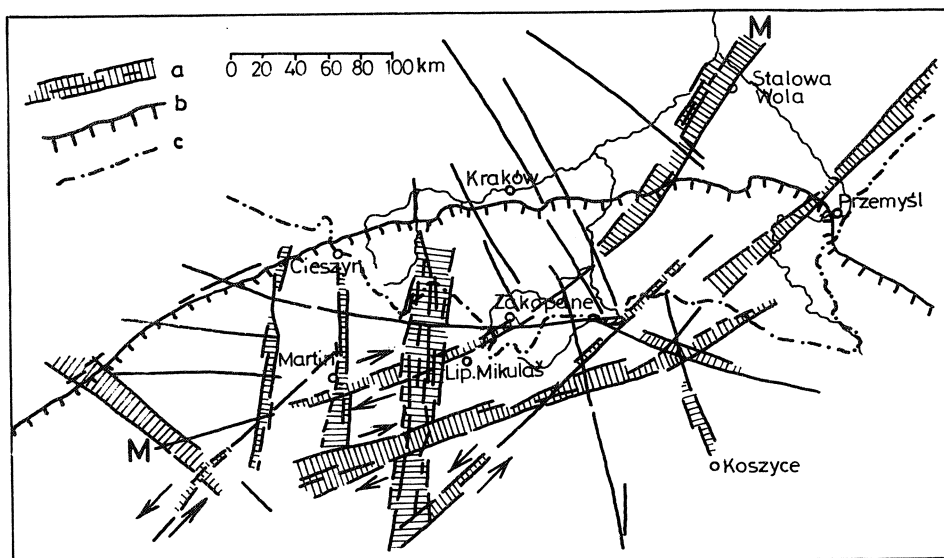


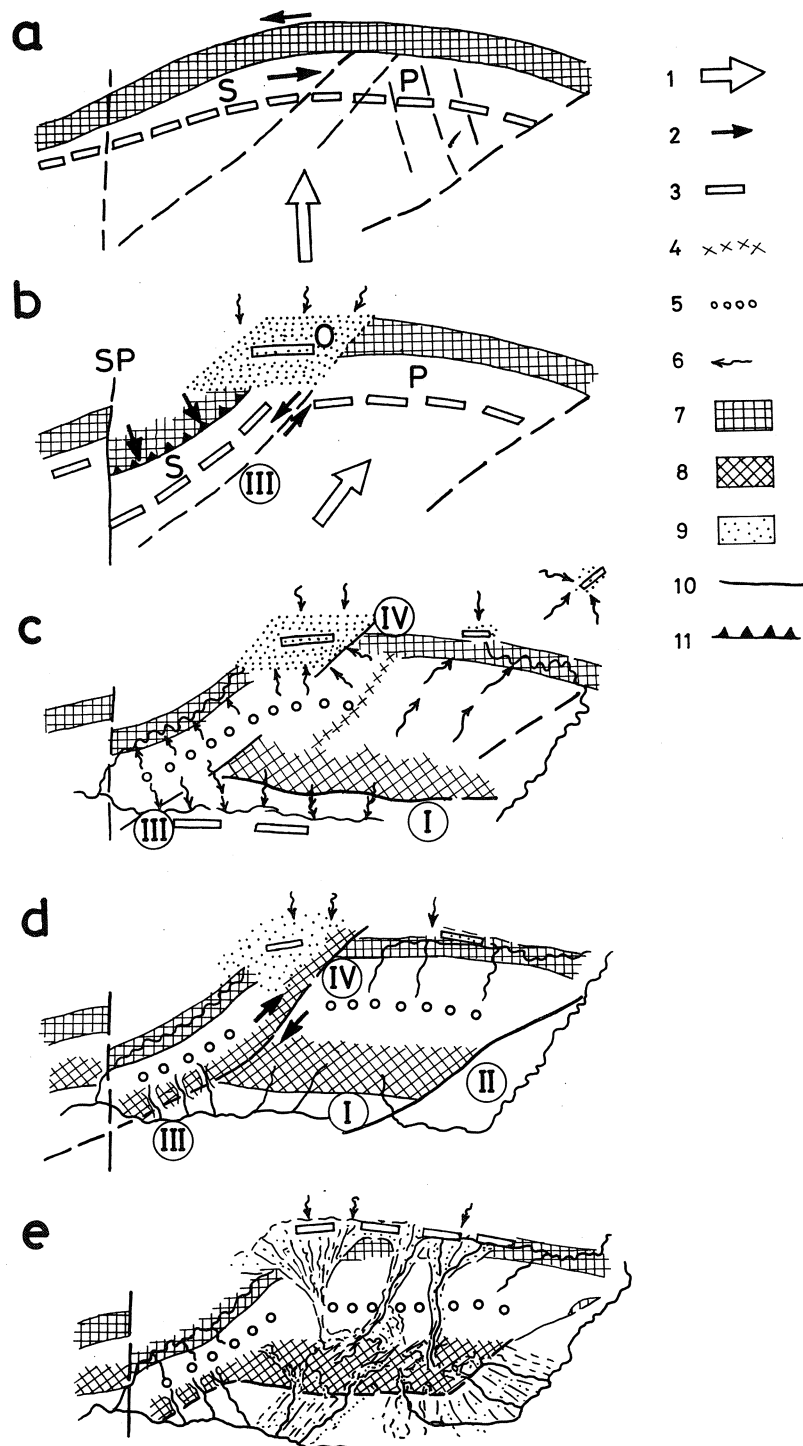
Fig. 7 Główne systemy lineamentów w Karpatach Zachodnich (wg Doktora *et al.*, 1985). Strzałki oznaczają kierunki przemieszczeń na liniach uskoku przesuwczych (Pospíšil, 1990). M-M – lineament myjowski; a – systemy lineamentów; b – granica Karpat; c – granica państwa

Fig. 7 Main lineament systems in the Western Carpathians (after Doktor *et al.*, 1985). Arrows indicate directions of movement along strike-slip faults (Pospíšil, 1990). M-M – Myjava Lineament; a – lineament systems, b – boundary of the Carpathians, c – state boundary

odwróconym położeniu i znacznych komplikacji tektonicznych, nie przypisują im tak istotnej roli w budowie geologicznej omawianego obszaru. Strefa zaburzeń Pasieki nie przebiega jak sądził J. Gołąb równoleżnikowo jak inne struktury Podhala, ale w kierunku SW-NE (Małecka, 1982). Na samym grzbiecie Pasieki, po zachodniej stronie nasunięcia warstwy mają już kierunek SW-NE, czyli skoruszyński, a nie równoleżnikowy.* Wszystko wskazuje na to, że nasunięcie Pasieki jest dalszym ciągiem struktury Krowiarek.

Dalej ku północy strefa Krowiarek przechodzi we wschodni brzeg zapadliska orawskiego (Fig. 2). Równoległy do brzegu zapadliska grzbiet Domańskiego Wierchu – płaskie wzniesienie o kierunku SW-NE – tworzą luźne osady klastyczne górnego miocenu - pliocenu wypełniające zapadlisko. Osady te są tu pochylone pod kątem około 15° NW. Podobne upady obserwuje się w warstwach miocenu i pliocenu w dnie Czarnego Dunajca między Chocholowem i Podczerwonym. Na samym natomiast brzegu zapadliska w grzbieciku Srokowskie Berek po wschodniej stronie potoku Cichego upady dochodzą do

* Jak to sugeruje fotointerpretacyjne opracowanie Ozimkowskiego (1992). Należy sądzić, że przebieg warstw na zdjęciach lotniczych został mylnie odczytany z miedz i dróg między wąskimi poletkami.



30°/NW (Birkenmajer, 1979). Mamy tu do czynienia z podniesieniem starszych (mioceńsko-dolnopliocenijskich) warstw wypełniających zapadlisko i nasunięciem ich wraz z podłożem fliszowym na SE (co widoczne jest w rejonie Pasieki). Dalej ku północy w nasunięciu tym bierze także udział podłoże skałkowe (Fig. 5C), co widać w NE części Domańskiego Wierchu, gdzie znajdująca się pod mioceniem skałka w Starym Bystrym uległa wstecznemu obaleniu ku południowi (Birkenmajer, 1979).

LINEAMENT MYJAWSKI

Scharakteryzowana wyżej strefa tektoniczna: uskok choczański – zachodnie zakończenie Tatr – Krowiarki - Pasieka jest częścią lineamentu myjawskiego biegnącego łukiem od basenu wiedeńskiego poprzez pogórze Strážowskie i Trybsz do Tatr i dalej przez Nowy Sącz do Stalowej Woli (Doktór & Graniczny, 1982; Doktór *et al.*, 1985, 1988) – Fig. 7. Początkowo był on wyznaczony fotointerpretacyjnie, później prace geofizyczne potwierdziły obecność regionalnego rozłamu w słowackiej części lineamentu (Janků *et al.*, 1984; Pospíšil *et al.*, 1986). Ostatnio został on scharakteryzowany jako prawoskrętny uskok transpresyjny (Pospíšil, 1990).

W polskiej części tego rozłamu niektórzy autorzy (np. Doktór *et al.*, 1985, Pospíšil *et al.*, 1989) przyjmują rozgałęzienie uskoku myjawskiego w rejonie Tatr na linię zachodniego zakończenia masywu i uskok podtatrzański. Według tych autorów wiek uskoku jest neogeński i jest on aktywny do czasów współczesnych. Jest on bardzo dobrze widoczny na zdjęciach satelitarnych, co przy niewielkim zróżnicowaniu litologicznym po obu jego stronach na znacznych odcinkach (szczególnie w rejonie Wielkiej Fatry i Pogórza Strážowskiego) przemawia także za młodym wiekiem i przesuwczym charakterem (Buday *et al.*, 1986).

Fig. 8 Próba rekonstrukcji neotektonicznej ewolucji rejonu Tatr. 1 – kierunki nacisków tektonicznych, 2 – kierunki przemieszczeń tektonicznych, 3 – strefy obniżen tektonicznych, 4 – antykliny, 5 – Grzbiet Gubałowsko-Skoruszyński, 6 – kierunki płynięcia wód, 7 – pieniński pas skałkowy, 8 – obszar podnoszony, 9 – osady złożone w strefach obniżen tektonicznych, 10 – uskoki, 11 – nasunięcia; I – uskok podtatrzański, II – uskok Družbaków (Ružbachov), III – uskok choczański, IV – uskok Krowiarek, S – niecka skoruszyńska, P – niecka podhalańska, SP – “sigmoida” parnicka, O – zapadlisko orawskie. Dodatkowe objaśnienia w tekście

Fig. 8 Tentative reconstruction of neotectonic evolution of the Tatra Mountains area. 1 – directions of tectonic stresses; 2 – directions of tectonic movements; 3 – zones of tectonic depressions, 4 – anticlines, 5 – Gubałowsko-Skoruszyński Range; 6 – drainage directions; 7 – Pieniny Klippen Belt; 8 – uplifted area; 9 – sediments laid down in tectonic depressions; 10 – faults; 11 – thrust faults; I – Subtatric fault, II – Družbaki (Ružbachy) Fault, III – Choč Fault, IV – Krowiarki Fault, Skoruszyna Depression, P – Podhale Depression, SP – Parnica Sigmoid, O – Orava Depression. Additional explanations in text

Określenie charakteru i wieku dyslokacji myjawskiej w rejonie Tatr nie jest łatwe. Uskok Krowiarek ma zdecydowanie lewoskrętny charakter (Fig. 2) co wyraża się przesunięciem niecki Skoruszyny względem podhalańskiej i pasma skałkowego na zachód od Trsteny. Tak też interpretują linię myjawską Nemčok i Lexa (1990). Większość autorów opisujących tę dyslokację w części słowackiej uważa ją jednak za prawoskrętną (np. Janků *et al.*, 1984; Pospišil *et al.*, 1986, 1989). Na taki jej charakter wskazują też nasunięcia w rejonie zachodniego zakończenia Tatr i zapadliska orawskiego. Ta pozorna sprzeczność wpływa, jak przypuszczam, z kilkustopniowego tworzenia się tej struktury.

POWSTANIE OBECNEJ STRUKTURY ZACHODNIEGO ZAKOŃCZENIA TATR

Figura 8 przedstawia próbę odtworzenia neogeńskiej ewolucji tektonicznej tego obszaru. Pas skałkowy ukształtowany w sawskiej fazie ruchów tektonicznych, ulegał w fazie styryjskiej (Fig. 8a) kolejnym odkształceniom. Nastąpiła lewoskrętna rotacja pasa skałkowego w stosunku do bloku wewnętrznokarpacciego (Morawski, 1972; Birkenmajer, 1985, 1986), a równocześnie tendencja do przesuwania tego bloku ku północy, w związku z czym powstała strukturalna niecka podhalańsko-skoruszyńska na granicy z pasem skałkowym. Pod koniec środkowego miocenu (Fig. 8b) nastąpiła zmiana kierunku przemieszczania Karpat wewnętrznych na północno-wschodni (Oszczypko & Tomáš, 1985; Aleksandrowski, 1985; Nemčok & Lexa, 1990) i kolizja tego bloku z platformą wschodnioeuropejską (Birkenmajer, 1986). Uaktywniły się wówczas liczne uskoki przesuwcze (Mastella *et al.*, 1988; Pospišil *et al.*, 1989), z których najpoważniejszym w rejonie Tatr jest "sigmoida" parnicka (kończąca od wschodu Małą Fatrę – "SP" na Fig. 8). Na wschód od "sigmoidy" nastąpiło płaskie nasunięcie struktury skałkowej ku południowi (wraz z przyległymi obszarami fliszowymi – Gross & Köhler, 1987) i skrócenie w związku z tym skoruszyńskiej części niecki podhalańskiej ku SW (Fig. 8b). Z tym samym procesem wiąże się lewoskrętne przemieszczenie na uskoku myjawskim (Nemčok & Lexa, 1990). Zapewne w tym samym czasie powstała południkowa antyklina Białego Dunajca na Podhalu (Ozimkowski, 1992). Uaktywnienie dyslokacji myjawskiej w jej części tworzącej uskok Krowiarek i rotacja fragmentu pasa skałkowego doprowadziły do utworzenia zapadliska orawskiego, zgodnie ze schematem Roydena *et al.* (1982). W tym romboidalnym zapadlisku, ulegającym szybkiej subsydencji tworzyły się klastyczne osady z materiału głównie magurskiego (Watycha, 1977; Birkenmajer, 1979). W późnym miocenie pojawił się materiał podhalański z tworzącego się zapewne grzbietu podhalańsko-skoruszyńskiego w centralnej części niecki fliszowej, gdzie zachowały się najodporniejsze, piaskowcowe warstwy chocho-

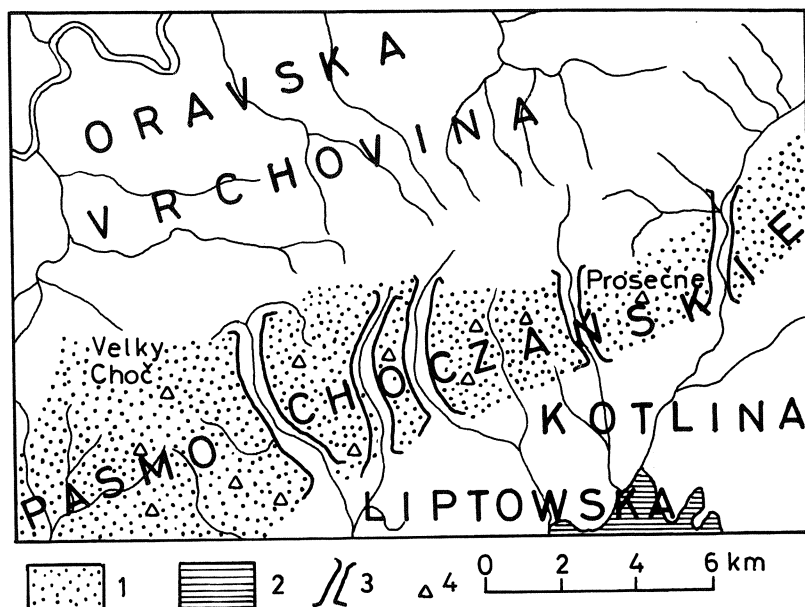


Fig. 9 Szkic morfologiczny obszaru na zachód od Tatr. 1 – Pasmao Choczańskie, 2 – zbiornik liptowski (Liptovská Mar), 3 – przełomy epigenetyczne, 4 – szczyty

Fig. 9 Relief sketch map of the area west of the Tatra Mountains. 1 – Chočské Vrchy Range, 2 – Liptov Reservoir (Liptovská Mar), 3 – epigenetical valleys, 4 – summits

łowski wyższej części fliszu podhalańskiego. Grzbiet ten stał się też lokalnym działem wód dla powstającej sieci rzecznej (Fig. 8c).

Masyw tatrzański podnosił się już 15-10 mln lat temu (Burchart, 1972; Král, 1977), brak jest jednak powierzchniowych dowodów aktywności uskoku podtatrzańskiego w miocenie. W rejonie Tatr materiał "tatrzański" najwcześniej pojawia się w Mizernej (wyższy pliocen – Birkenmajer, 1953), a w zapadlisku orawskim dopiero w czwartorzędzie.* Jest zastanawiające, że na południe od uskoku podtatrzańskiego, w Kotlinie Liptowskiej, nie są obecne osady neogeńskie (Gross & Köhler, 1980), ale tylko czwartorzędowe aluwia rzeczne (mogące ewentualnie obejmować najwyższy pliocen) i osady lodowcowe. Analiza map geologicznych tej części Karpat prowadzi do wniosku, że Kotlina Liptowska jest najmłodszą obniżoną strefą w tym rejonie. Na podstawie prac regionalnych E. Mazura (Mazur, 1964; Mazur & Cinčiura, 1975) można przypuszczać, że wyrównane podczwartorzędowe dno Kotliny Liptowskiej jest fragmentem szeroko rozwiniętej w Zachodnich Karpatach wewnętrznych śródgórskiej powierzchni zrównania (Mazur & Cinčiura, 1975)

* Materiał ten nie musiał zresztą pochodzić z masywu tatrzańskiego w jego obecnym kształcie, ale z obszaru Karpat wewnętrznych, które z całej północnej części charakteryzuje litologia "tatrzańska".

można przypuszczać, że wyrównane podczwartorzędowe dno Kotliny Liptowskiej jest fragmentem szeroko rozwiniętej w Zachodnich Karpatach wewnętrznych śródgórskiej powierzchni zrównania (Mazur & Cinčiura, 1975; Starkel, 1975), która objęła podobnie jak inne części Karpat także i Tatry (Klimaszewski, 1959, 1988), rejon obecnego Pasma Choczańskiego i Kotlinę Liptowską. We wcześniej już podniesionych Tatrach na powierzchni znalazły się mezozoiczne skały osadowe i skały krystaliczne.

Okres plioceńskiego spokoju tektonicznego kończy związane z naprężeniami N-S procesy płaszczowinowe w Karpatach zewnętrznych. Wydaje się, że nowy, późnoplioceński reżim tektoniczny przejawia się m. in. zmianą aktywności uskoku myjawskiego. W fazie rodańskiej (Fig. 8d) przesunięcie na linii tej dyslokacji jest prawoskrętne i transpresyjne, zaznaczając się w rejonie Tatr drobnymi nasunięciami osadowych skał (głównie płaszczowin choczańskich i kriżniańskiej) na odsłonięte skały krystaliczne masywu po wschodniej stronie dyslokacji. Uaktywniły się też w tym rejonie niektóre wcześniejsze powierzchnie nasunięć i poślizgi na powierzchniach warstw. Efekty tych drobnych nasunięć są obserwowane w opisywanych wyżej miejscach na Zadnich Koszarzyskach, Jaworzynie, Mihulczach czy Dolinie Hunowej. Z procesem tym może się też wiązać nasunięcie liasowych piaskowców ze szczytu Osobitej na warstwy dolnotriasowe w obrębie pokrywy osadowej masywu i deformacje w płaszczowinie kriżniańskiej na północnych zboczach Osobitej. Na północ od Tatr w tej strefie luźne skały mio-pliocenu rejonu Domańskiego Wierchu zostały podniesione i pochylone ku NW, podobnie jak fragment pasa skałkowego w Nowym Bystrym (Fig. 2). Na południu, w choczańskiej części linii myjawskiej dopiero w tym czasie podniesione zostało Pasma Choczańskie, a płynące przez to pasmo ku dolinie Wagu potoki (Fig. 9) rozcięły je szeregiem głębokich epigenetycznych przełomów (Mazur, 1964). Można sądzić, że również w tym czasie uaktywniły się uskoki Drużbaków i podtatrzański.

Z ostatnim etapem rozwoju tektonicznego tego obszaru (najwyższy pliocen-czwartorzęd) wiąże się podnoszenie masywu tatrzańskiego wraz z pasmem choczańskim wzdłuż połączonej linii uskoku choczańsko-podtatrzańskiego-Drużbaków (Fig. 8e) i obniżanie północnej części strefy orawsko-nowotarskiej (Watycha, 1977). Pasma gubałowskie zostało przecięte dolinami Białego i Czarnego Dunajca oraz Białki, a w obniżeniach po obu stronach Tatr osadziły się wielkie masy osadów wodnolodowcowych i lodowcowych.

ZAKOŃCZENIE

Praca miała na celu wykazanie związku drobnych łusek tektonicznych złożonych ze skał osadowych płaszczowin choczańskich i kriżniańskiej na zachodnim zakończeniu Tatr z najmłodszymi w tym rejonie, późnotrzeciorzędowymi ruchami, a nie z etapem kredowych nasunięć płaszczowinowych.

Opisana strefa młodych ruchów tektonicznych na zachodnim zakończeniu Tatr może się poprzez lineament myjowski wiązać z obszarami późnopliocenińskiej i czwartorzędowej ruchliwości tektonicznej w rejonie Szaflar i Frydmana (Birkenmajer, 1976; Niedzielski, 1971; Sojski, 1990), Pienin i pasma Lubania (Birkenmajer, 1978; Zuchiewicz, 1980), a także Kotliny Nowosądeckiej (Starkel, 1976; Tokarski, 1978; Zuchiewicz, 1987). Kontynuacja tej strefy na platformę wschodnioeuropejską, do rejonu Stalowej Woli (Doktór *et al.*, 1985) jest dyskusyjna.

Przykład linii myjawskiej wskazuje na znaczenie, jakie może mieć dla interpretacji neotektonicznej analiza dobrze czytelnych lineamentów. Tak, jak niezbyt dobrze widoczny w strukturze geologicznej fotolineament myjawski okazał się realną i ważną linią tektoniczną, jest możliwe, że podobny lineament przebiegający wzdłuż północnego brzegu Tatr jest również przesuwczym (transpresyjnym?) uskokiem o niewielkich amplitudach, ale dużym zasięgu regionalnym (Ostaficzuk, 1978). Sprawa ta wymaga jednak dalszych badań.

Autorka dziękuje prof. J. Lefeldowi, prof. A. Pszczółkowskiemu i dr J. Piotrowskiemu za krytyczne uwagi, a p. E. Sieczce za wykreślenie ilustracji.

Praca została wykonana w ramach planowych prac Instytutu Nauk Geologicznych PAN.

LITERATURA CYTOWANA – REFERENCES

- Aleksandrowski, P., 1989. Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Structural geology of the Magura Nappe in the Mt. Babia Góra region, Western Outer Carpathians. *Studia Geol. Polon.*, 96: 1 – 140.
- Andrusov, D., 1936. Subtatranské pŕikrovy Západních Karpat. Sur napes subtatriques des Carpathes occidentales. *Carpathica I*, Praha; 3 – 33.
- Andrusov, D., 1959. Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra. *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied.*, 10, 1: 97 – 132.
- Bac, M., 1971. Tektonika jednostki Bobrowca w Tatrach Zachodnich. Tectonics of the Bobrowiec unit in the Western Tatra Mts. *Acta Geol. Polon.*, 21: 279 – 317.
- Baumgart-Kotarba, M., 1981. Ruchy tektoniczne na wschodnim Podhalu w świetle analizy czwartorzędowych teras doliny Białki Tatrzańskiej i lineamentów uzyskanych z obrazu satelitarnego. Tectonic movements in eastern Podhale in the light of an analysis of Quaternary terraces of the Białka Tatrzańska valley and the lineaments from satellite image. *Przegląd Geogr.*, 53: 725 – 736.
- Birkenmajer, K., 1954. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w latach 1949-51 nad neogenem na Podhalu. Geological investigations of Podhale Neogene (Central Carpathians). *Biul. Inst. Geol.*, 86: 59 – 79.
- Birkenmajer, K., 1976. Plejstocenijskie deformacje tektoniczne w Szaflarach na Podhalu. Pleistocene tectonic deformations at Szaflary, West Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 46: 309 – 323.
- Birkenmajer, K., 1978. Neogene to Early Pleistocene subsidence close to the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.*, 12: 17 – 28.
- Birkenmajer, K., 1979. *Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym*. Wydawnictwa Geologiczne, 236 pp.

- Birkenmajer, K., 1985. Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, A-16/175/: 101 – 115.
- Birkenmajer, K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Polon.*, 88: 7 – 32.
- Buday, T., Pospíšil, L. & Šutura, A., 1986. Geologický význam některých rozhraní interpretovaných z družicových snímků na zapadnim Slovensku a východni Moravě. Geological meaning of some boundaries in Western Slovakia and Eastern Moravia interpreted from satellite images. *Mineralia Slov.*, 18: 481 – 499.
- Burchart, J., 1972. Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mts., Poland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 15: 418 – 422.
- Doktór, S. & Graniczny, M., 1982. Geologiczna interpretacja zdjęć satelitarnych i radarowych wschodniej części Karpat. Geological interpretation of satellite and radar imagery of the eastern part of the Carpathians. *Kwart. Geol.*, 26: 231 – 246.
- Doktór, S., Dornič, J., Graniczny, M. & Reichwalder, P., 1985. Structural elements of Western Carpathians and their foredeep on the basis of satellite interpretation. *Kwart. Geol.*, 29: 129 – 138.
- Doktór, S., Graniczny, M. & Pożaryski, W., 1988. The main photolineaments of Poland and the surrounding areas and their connection with geology. *Biul. Inst. Geol.*, 359: 61 – 70.
- Gołąb, J., 1959. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. On the geology of the Western Podhale flysch area. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 225 – 240.
- Gorek, A., 1950. Tektonické okná na západnom ukončení Vysokých Tatier. Les fenêtres tectoniques de l'extrémité ouest des Hautes Tatras. *Geol. Sborník*, 1: 67 – 69.
- Gross, P., 1973. O charaktere chočsko-podtatranského zlomu. *Geol. Práce, Spravy* 61: 315 – 319.
- Gross, P. & Köhler, E., 1987. O eocénnej transgresii v oravskom úseku bradloveho pásma. On Eocene Transgression in Orava Stretch of the Klippen Belt. *Geol. Práce, Spravy*, 86: 157 – 164.
- Gross, P., Köhler, E., Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupco, G., Papsová, J., Priehodská, Z., Szalaiová, V., Snopková, P., Stráška, M., Vaskovsky, I. & Zboril, L., 1980. *Geologia Liptovskej kotliny. Geology of Liptovska kotlina (Depression)*. Geologický Ústav D. Stura, Bratislava, 242 pp.
- Guzik, K., 1959. Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskej) w Tatrach Zachodnich. Index Features of Triassic Stratigraphy in the Upper (Choč) Sub-tatric Series in Western Tatra. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 183 – 188.
- Halicki, B., 1955. O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach. La nappe subtritique inf. dans le bassin de Sucha Woda (Haute Tatara). *Acta Geol. Polon.*, 5: 81 – 98.
- Hanzel, V. & Polak, M., 1982. Niekoľko geologických a hydrogeologických poznatkov o mezozoiku v predpoli Vysokých Tatier. Hydrogeological and geological data on Mesozoic in foreland of Vysoke Tatry (High Tatra Mts). *Geol. Práce, Spravy*, 77: 141 – 154.
- Hricko, J., 1985. Regionálne merania vertikálneho elektrického sondovania (VES) v Liptovskej Kotlinie. Regional vertical electrical sounding measurements (VES) in the Liptovska kotlina basin. *Mineralia Slov.*, 17: 121 – 137.
- Janků, J., Pospíšil, L. & Vass, D., 1984. Príspevok DPZ k poznani stavby Západných Karpát (záp. usek). Contribution of remote sensing to the knowledge of West Carpathians structure. *Mineralia Slov.*, 16: 121 – 137.
- Jánov, I., 1988. Tectonic profiles of the Western Tatra Mts. *Acta Geol. et Geogr. Univ. Comenianae, Geologica*, 44: 187 – 192.
- Klimaszewski, M., 1959. Rozwój geomorfologiczny Tatr Polskich. Geomorphological evolution of the Polish Tatra Mountains. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 273 – 277.
- Klimaszewski, M., 1988. *Rzeźba Tatr Polskich*. PWN, 668 pp.
- Kotański, Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. Tectogenèse et reconstruction de la paleogeographie de la zone Haut-Tatrickue dans les Tatras. *Acta Geol. Polon.*, 11: 187 – 476.
- Kotański, Z., 1974. Górna i środkowa płaszczowina reglowa w Tatrach. *Przegl. Geol.*, 1: 13 – 14.

- Koutek, J., 1935. Geologická mapa Prosečianskych hor a prílehlých oblastí flyšových. Carte géologique de Montagnes de Prosečie (Carpathes Occidentales) et de la région adjacente. *Věst. st. geol. Ust. ČSR*, 11: 115 – 127.
- Koutek, J. & Matějka, A., 1931. La dépression de Liptov. *Knihovna st. geol. Ust. ČSR*, 13, A: 359 – 364.
- Kováč, M., Krystek, J. & Vass, D., 1989. Vznik, zánik a migrácia sedimentačných priestorov Západných Karpát v neogénie. Origin, migration and disappearance of the West Carpathians sedimentary areas in the Neogene. *Geol. Práce, Správy*, 88: 45 – 58.
- Král, J., 1977. Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zborn. - Geol. Carp.*, 28: 269 – 276.
- Kreutz, S., 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym. *Wierchy*, 8: 60 – 82.
- Książkiewicz, M., 1972. *Karpaty. Budowa geologiczna Polski t. IV, Tektonika cz. 3*, 215 pp. Wydawnictwa Geologiczne.
- Kuźniar, W., 1910. Eocen Tatr i Podhala. L'Éocene dans le Tatra et au Podhale. *Spraw. Kom. Fizjograf. PAU*, 44, 4: 26 – 76.
- Kuźniar, W., 1911. W sprawie transgresji eocenu w Tatrach. Sur la transgressivité du Nummulitique dans la Tatra. *Kosmos*, 36: 783 – 798.
- Limanowski, M., 1910. Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu, czy został przywleczony z dala? La Nummulitique du Tatra est-il autochtone au charrié? *Kosmos*, 35: 719 – 732.
- Limanowski, M., 1911. Odpowiedź p. W. Kuźniarowi "W sprawie tektoniki reglowej i transgresji eoceńskiej". *Kosmos*, 36: 799.
- Limanowski, M., 1912. *Tektonika Tatr. Geografia fizyczna ziem polskich*. Encyklopedia. PAU t. I. Kraków.
- Mahel', M., 1964. *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-34-XXVI*, Banská Bystrica. Ústredný Ústav Geologický.
- Mahel', M., 1986. *Geologická stavba československých Karpát. I. Palealpínske jednotky*. 503 pp. Veda, Bratislava.
- Małecka, D., 1982. *Mapa głównych jednostek geologicznych Podhala i obszarów przyległych. Skala 1:100 000*. Wydawnictwa Geologiczne.
- Mastella, L., 1975. Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. Flysch tectonics in the eastern part of the Podhale Basin (Carpathians, Poland). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 45: 361 – 401.
- Mastella, L., Ozimkowski, W. & Szczesny, R., 1988. Tektonika północno-zachodniej części fliszu podhalańskiego. *Przegl. Geol.*, 10: 566 – 572.
- Matějka, A., 1935. Geologie okoli lázní Luček na Slovensku. *Věstn. Stát. geol. Úst. ČSR*, 11: 56 – 76.
- Mazúr, E., 1964. *Geomorfologické pomery na liste Banská Bystrica. Vysvetlivky k prehľadnej geomorfologickej mape ČSSR 1:200 000, Banská Bystrica*. Geofond, Bratislava.
- Mazúr, E. & Cinčura, J., 1975. Poverchnosti vyravnivania Zapadnich Karpat. Powierzchnie zrównań w Karpatach Zachodnich. *Studia Geomorph. Carp.-Balcan.*, 9: 27 – 36.
- Morawski, W., 1972. Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy. Tectonics of the Northern Limb of the Podhale Synclinorium. *Acta Geol. Polon.*, 22: 573 – 591.
- Nemčok, M. & Lexa, J., 1990. Evolution of the basin and range structure around Ziar Mountain range. *Geol. Zborn. - Geol. Carp.*, 41: 229 – 258.
- Niedzielski, H., 1971. Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej. Tectonic origin of the Eastern Part of the Valley of Nowy Targ. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 41: 397 – 408.
- Oszczypko, N. & Tomasz, A., 1985. Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysh Carpathians in the Middle Miocene. *Kwart. Geol.*, 29: 109 – 128.
- Ostaficzuk, S., 1978. *Fotogeologia. Fotointerpretacja i fotogrametria geologiczna*. Wydawnictwa Geologiczne. 250 pp.
- Ozimkowski, W., 1992. Geologia fliszu podhalańskiego w ujęciu fotointerpretacyjnym. Geology of Podhale Flysh in aerial photographs interpretation. *Biul. Geol.*, 32: 93 – 120.
- Passendorfer, E., 1958. W sprawie sedimentacji eocenu tatrzańkiego. About sedimentation of the Eocene in the Tatra. *Acta Geol. Polon.*, 8: 451 – 476.

- Pospíšil, L., Bezák, V., Nemčok, J., Feranec, J., Vass, D. & Obernauer, D., 1989. Muránsky tektonický systém – významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatach. The Muran tectonic system as example of horizontal displacement in the West Carpathians. *Mineralia Slov.*, 21: 305 – 322.
- Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. & Doktor, S., 1986. Príspevok metod diaľkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západných Karpát. Contribution of remote sensing to the strike slip faults in the West Carpathians. *Mineralia Slov.*, 18: 385 – 402.
- Pospíšil, L., 1990. Současné možnosti identifikace střížných zon v oblasti Západních Karpát. The present possibilities of identification of shear zones in the area of the West Carpathians. *Mineralia Slov.*, 22: 19 – 31.
- Rabowski, F., 1925. Budowa pasma wierchowego. Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone hauttatrique. *Spraw. PIG*, 3: 169 – 187.
- Roniewicz, P., 1969. Sedymetacja eocenu numulitowego Tatr. Sedimentation of the Nummulite Eocene in the Tatra Mts. *Acta Geol. Polon.*, 19: 503 – 608.
- Royden, L. H., Horvath, F. & Burchfiel, B. C., 1982. Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 717 – 725.
- Sojski, G., 1990. Próba identyfikacji układu hydrostrukturalnego systemu wodonośnego międzyrzecza Leśnicy i Białki na podstawie badań geofizycznych. *Przegl. Geol.*, 2: 79 – 85.
- Starkel, L., 1975. Soobszczenie o sówremiennom sostojanii isledowanii razwitija powierchnostije wyrawniwaniya w Polskich Karpatach. Komunikat o współczesnym stanie badań nad rozwojem powierzchni zrównań w polskich Karpatach. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.*, 9: 75 – 82.
- Starkel, L., 1976. Zagadnienia młodych ruchów tektonicznych w świetle przeglądowej mapy geomorfologicznej Polski. Young tectonic movements in the light of the Synoptic Geomorphological Map of Poland. In: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 2: 127 – 133.
- Świdorski, B., 1922. Korzenie leżącego fałdu Czerwonych Wierchów oraz nowe elementy budowy Tatr. Sur la géologie des Monts Tatra. Les racines du Grand pli couché de Czerwone Wierchy et les nouveaux éléments tectoniques du massif autochtone de la Tatra. *Rozpr. PAU*, 61, III, 21: 67 – 80.
- Tokarski, A. K., 1978. O czwartorzędowym ciosie i uskoku w kotlinie sądeckiej (Zachodnie Karpaty Zewnętrzne). On Quaternary fault and jointing in Nowy Sącz Basin (Outer Western Carpathians, Poland). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 48: 509 – 516.
- Uhlig, V., 1897. Geologische Karte des Tatragebirges. I Th. Einleitung u. Stratigraphischer Theil. *Denkschr. Akad. Wiss. math. nat. kl.*, 64: 643 – 684.
- Watycha, L., 1977. *Objaśnienia do szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, Arkusz Czarny Dunajec (1048), 1:50 000*. 102 pp. Wydawnictwa Geologiczne.
- Veizer, J., 1970. Contribution to Tectogenesis and Orogenesis to the Slovak part of the High Tatra Mantle Series. *Geol. Zborn. - Geol. Carpath.*, 21: 309 – 326.
- Zuchiewicz, W., 1980. Młode ruchy tektoniczne a morfologia Pienin. Young tectonic movements and morphology of the Pieniny Mts. (Polish Western Carpathians). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 50: 263 – 300.
- Zuchiewicz, W., 1987. Ewolucja i strukturalne założenia sieci rzecznej w Karpatach w późnym neogenie i wczesnym czwartorzędzie. Late Neogene - Early Quaternary evolution and structural control of the Carpathian drainage pattern. In: *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*, 212 – 225. Ossolineum.

Summary

STRUCTURE OF THE WESTERN TERMINATION
OF THE TATRA MASSIF

Maria Bac-Moszaszwili

The massif of the Tatra Mountains, uplifted during the Neogene structural remodelling of the Inner Carpathians, owes its present outline mainly to faults dismembering the block of the Inner Carpathians. It is these faults what delineate the rhomboidal outline of the massif (Fig. 1).

On the west, in the area of the Osobita mountain (Figs. 2 and 4), the crystalline massif of the Tatra Mountains with its sedimentary cover and the overthrust units terminates on a SW-NE trending lineament. Crystalline rocks in this area are overlain locally by Lower Triassic quartzitic sandstones of the sedimentary cover, and these in turn by fragments of the Choč and Križna nappes. A greater mass of these High-Tatric nappes is visible in the southwestern part of the West Tatra. The thrust sheets of the High-Tatric nappes are overlain first by a large fragment of the Križna Nappe (Triassic through Cretaceous strata) and then by Triassic strata of the Choč Nappe (Fig. 3). These units are seen dipping west in the tectonic window of the Hunova Valley (Gorek, 1950).

A continuous belt of basal Eocene conglomerates and limestones, some tens of meters thick, extends along the whole northwestern margin of the Tatra (Fig. 2). The conglomerates in their lowest part are usually cemented regolith (Roniewicz, 1969). The substrate is formed mostly of strongly fractured carbonate rocks of the Choč Nappe. This tectonic breccia passes at the top to a rock consisting of densely packed angular blocks with a small amount of contact cement which includes single nummulites. Stratified sediments with greater amounts of cement and pebbles of variable composition overlie this regolith (Fig. 6).

At some places in this area the basal Eocene strata of the described lithology are in direct contact with the crystalline rocks of the massive (e.g. Javorina, Figs 5 and 6; Zadnie Kosarzyska, Figs 5 and 6), as well as with the Mesozoic rocks of the sedimentary cover of the massive and of the Choč Nappe. Despite of this, the Eocene conglomerates, neither at their base nor higher above, do not include pebbles of rocks from their present substrate, except for the Choč Nappe. It may be supposed that this is related to the later emplacement of the conglomerates with the fragments of the Choč Nappe to their present position.

The tectonic line that truncates the Tatra Mountains on the west is a part of a greater fault structure, known as the Myjava Lineament (Doktór *et al.*, 1985), describing an arc from the Vienna Basin to the town of Stalowa Wola

in south Poland (Fig. 7). Its part south of the Tatra is the Choč Fault, north of the Tatra – the Krowiarki Fault (Figs 1 and 2), and farther north – the eastern margin of the Orava Depression. The Myjava Lineament was described as a transpression fault (Pospíšil *et al.*, 1986). The thrusts of the fragments of the Choč Nappe together with the cover of the basal Eocene strata are here interpreted as the result of this Neogene transpression. An attempt at reconstruction of the structural evolution of the western termination of the Tatra from Early Badenian through Quaternary is shown in Fig. 8. The Pieniny Klippen Belt, formed during the Savian phase of tectonic movements, was subject to a sinistral rotation relative to the Inner Carpathian block during the Styrian phase (Morawski, 1972; Birkenmajer, 1985, 1986). This block moved simultaneously to the north, resulting in the formation of the Podhale-Skoruszyna structural depression. The direction of tectonic movements changed in Late Badenian time to southwest-northeast (Oszczypko & Tomáš, 1985; Aleksandrowski, 1985; Nemčok & Lexa, 1990) and the block collided with the East European platform (Birkenmajer, 1986). Numerous strike-slip faults became active then (Mastella *et al.*, 1988; Pospíšil *et al.*, 1989); the most important of them in the Tatra area is the Parnica Sigmoid (SP in Fig. 8b). East of the sigmoid the Klippen Belt was gently overthrust to the south together with adjacent flysch terranes - Gross & Köhler, 1987) and the Skoruszyna part of the Podhale Depression was consequently rotated to SW (Fig. 8b). The sinistral translation along the Myjava Lineament (Nemčok & Lexa, 1990) is related to the same process. The formation of this fault in its Choč and Krowiarki parts resulted in the formation of the Orava Depression, according to the scheme of Royden *et al.* (1982). Initially clastic sediments, composed mainly of material derived from the Magura Unit, were laid down in the depression (Watycha, 1977; Birkenmajer, 1979). Clastic material from the Podhale Basin, probably from the then rising Podhale-Skoruszyna Range appeared in the Late Miocene. This range became local watershed for the drainage network (Fig. 8c).

The Tatra Massif was rising already 15-10 million years ago (Burchart, 1972; Král, 1977), but there is no surface evidence of the Miocene activity of the Sub-tatric Fault (I in Figs. 1 and 8c). The oldest "Tatric" clastic material in the area of the Tatra Mountains appears in Mizerna (higher Pliocene – Birkenmajer, 1954), and in the Orava Depression only in Quaternary deposits. It is noteworthy that south of the Sub-Tatric Fault, in the Liptov Depression, there are no Neogene deposits (Gross & Köhler, 1980), but only Quaternary alluvial (Uppermost Pliocene? - Quaternary) and glacial sediments. The analysis of geological maps of this part of the Inner Carpathians suggests that the Liptov Depression is the youngest tectonic depression in this area. It may be supposed that the flat bottom of the Liptov Depression is a part of the Intramontane Level, widely developed in the Western Central Carpathians (Mazúr & Cinčura, 1975; Starkel, 1975) which extended also to the Tatra Mountains (Klimaszewski, 1959, 1988), the area of the present Chočské Vrchy Range

(Mazúr, 1964) and the Liptov Depression. Both, Mesozoic sedimentary rock and the crystalline rocks of the massif became exposed to the surface within the Tatra Mountains which were uplifted earlier.

The Pliocene period of tectonic calm terminated with the nappe thrusting in the Outer Carpathians, related to the south-north directed stresses. A change in the tectonic regime and the nature of activity of the Myjava Fault is related to the younger, Late Pliocene tectonic activity (Rhodanian phase – Fig. 8d). The dextral, transpressional nature of the rejuvenated structure was marked in the area of the Tatra Mountains with small overthrusts of sedimentary rocks from its western limb on the exposed crystalline rocks on the east side of the fault. On the south, in the Choč part of the Myjava Lineament, the Chočské Vrchy Range was uplifted only then, and the streams flowing across this range towards the Wah valley, carved a series of deep, epigenetic gaps. North of the Tatra Mountains, loose Mio-Pliocene sediments in the area of Domański Wierch were uplifted and tilted northwest, similarly as a fragment of the Pieniny Klippen Belt in Nowe Bystre (Fig. 2). Areas of Late Pliocene and Quaternary tectonic mobility near Szaflary and Frydman (Niedzielski, 1971; Birkenmajer, 1976), Pieniny and the Lubań Range (Birkenmajer, 1978; Zuchiewicz, 1980) and the Nowy Sącz Depression (Starkel, 1976; Tokarski, 1978; Zuchiewicz, 1988) are also related to the Myjava Lineament.

The last stage of the tectonic evolution of this area was the uplift of the Tatra massif together with the Chočské Vrchy range along zone of jointed Choč, Sub-Tatric-Družbaki faults (Fig. 8e) and the subsidence of the northern part of the Orava-Nowy Targ zone (Watycha, 1977).

