

MARIA BAC

*Pracę niniejszą autorka poświęca
pamięci Profesora Kazimierza Guzika*

Tektonika jednostki Bobrowca w Tatrach Zachodnich

TECTONICS OF THE BOBROWIEC UNIT IN THE WESTERN TATRA MTS

STRESZCZENIE: Opisano tektonikę zachodniej części płaszczowiny reglowej dolnej (kriżniańskiej) w Tatrach (na zachód od Doliny Kościeliskiej). Część ta stanowi odrębny element tektoniczny o budowie monoklinalnej, nie sfałdowany, natomiast wewnętrznie złuskowany i podzielony poprzecznymi uskokami na bloki. Dlatego jest ona traktowana jako osobna jednostka tektoniczna — jednostka Bobrowca. Przedstawiono wyniki pomiarów drobnych struktur tektonicznych i opisano strefę nasunięcia jednostki Bobrowca na jednostki niższe. Omówiona została także budowa podłoża jednostki Bobrowca i wyższych jednostek reglowych, oraz stosunek jednostki Bobrowca do regli zakopiańskich. Przedstawiono nowy pogląd na budowę Uplazu Miętusiego i strefy granicznej między reglami zachodnimi i zakopiańskimi. Jednostki tektoniczne nie przechodzą z jednej z tych stref reglowych do drugiej. Regle zachodnie *en bloc* jeszcze w eocenie zostały nasunięte na strukturę regli zakopiańskich.

WSTĘP

Używana w polskiej literaturze geologicznej nazwa „jednostka Bobrowca” (Kotański 1963) jest odpowiednikiem terminu „častkový príkrov Bobrovca” (płaszczowina cząstkowa Bobrowca) wprowadzonego do literatury słowackiej przez D. Andrusova (1959). Jednostka Bobrowca jest częścią płaszczowiny reglowej dolnej (kriżniańskiej) występującą w Tatrach Zachodnich między masywem Osobitej na zachodzie i Uplazem Miętusim na wschodzie.

Jednostka Bobrowca jest wyjątkową jednostką polskiej części regli, w której na znacznym obszarze występuje niemal kompletna osadowa

seria krizniańska od triasu dolnego do kredy włącznie. Dlatego w tej jednostce wykonano szereg opracowań stratygraficznych, szczególnie dotyczących wyższej części jury i kredy reglowej (Wigilew 1914, Sokołowski 1925, Sujkowski 1933, Gąsiorowski 1959).

O tektonice tej części regli pisano jednak mało. Po ustaleniu zasadniczego schematu litostratygraficznego płaszczowiny krizniańskiej (Uhlig 1897, Goetel 1917a, b), na zachód od Doliny Kościeliskiej stwierdzono prostą, monoklinalną budowę (Rabowski & Goetel 1925). W okresie panowania w geologii tatrzańskiej dygitacyjnego stylu interpretacji tektoniki obszar ten uważano za nietypowy i mało zajmowano się nim.

K. Guzik (1939) przedstawił na mapie w skali 1 : 20 000 do dziś aktualny obraz kartograficzny płaszczowiny reglowej dolnej na zachód od Doliny Kościeliskiej. Budowę płaszczowiny reglowej górnej mapa ta przedstawia zgodnie z wcześniejszą pracą tego autora (Guzik 1936). Dwa-
dzieścia lat później zostało opublikowane jeszcze dokładniejsze zdjęcie geologiczne omawianego obszaru (Guzik 1959d, e; Guzik & Guzik 1958; Guzik, Guzik & Sokołowski 1958), z którego wynika obecność dygitacji w stropowej części płaszczowiny reglowej dolnej, gdzie nad kredą występują znów wapień górnej jury. Wydzielone zostały też dwie jednostki chociażńskie (Furkaski i Korycisk) zgodnie z poglądami K. Guzika (1959a). K. Guzik (1959c) przyjmuje, podobnie jak F. Rabowski i W. Goetel (1925), dygitację w warstwach kajpru i retyku płaszczowiny reglowej dolnej w okolicach Hucisk, nazywając ją „dygitacją Siodła”. Pojawiają się też prace sugerujące sfałdowanie triasu środkowego w rejonie Bobrowca (Wanecka-Barejowa 1956, Andrusov 1959).

Celem niniejszej pracy było ustalenie budowy i stylu tektonicznego jednostki Bobrowca, jej stosunku do podłoża, oraz następstwa ruchów tektonicznych w tej części Tatr. Podstawowym materiałem wyjściowym było zdjęcie K. Guzika, które weszło do mapy geologicznej Tatr Polskich (Guzik 1959d, e; Guzik & Guzik 1958; Guzik, Guzik & Sokołowski 1958).

Obserwacje w terenie lokalizowałam na zdjęciach lotniczych w skali około 1 : 7 500. Następnie zestawiałam je na powiększeniu mapy fotograficznej Tatr Polskich w skali 1 : 20 000 z 1938 r. Jednak znacznej części obserwacji dotyczącej zachodniego odcinka jednostki Bobrowca, na terytorium Słowacji, nie mogłam zapewnić tak dokładnej lokalizacji jak w części polskiej opracowania, ponieważ dysponowałam tylko mapą geologiczną V. Uhliga (1911), szkicowymi mapkami późniejszych autorów i mapą turystyczną w skali 1 : 30 000.

Jestem wdzięczna prof. K. Guzikowi za powierzenie mi kontynuacji jego prac na tym terenie oraz za kierowanie moją pracą. Za pomoc w wykonywaniu niniejszej pracy wdzięczna jestem doc. dr Z. Kotańskiemu, dr W. Jaroszewskiemu, dr J. Lefeldowi, dr K. Piotrowskiej i mgr J. Piotrowskiemu.

BUDOWA STREFY WIERCHOWEJ W PODŁOŻU JEDNOSTKI BOBROWCA

Podłoże jednostki Bobrowca stanowią: osadowa pokrywa autochtoniczna i nasunięte elementy wierchowe — parautochtoniczne łuski i nasunięta jednostka Organów (część „fałdu Czerwonych Wierchów”).

Autochton w rejonie zachodniej części jednostki Bobrowca, między Dolinami Bobrowiecką i Chochołowską, jest wykształcony w postaci serii bobrowieckiej (Kotański 1961), którą charakteryzuje brak środkowego triasu, a obecność morskiego retyku z koralami i krynoidowego tytonu z *Pygope diphya* oraz tufami limburgitowymi (Kotański & Radwański 1959). Na zboczach Doliny Bobrowieckiej seria ta leży monoklinalnie i poza drobnymi uskokami nie stwierdzono w niej zaburzeń tektonicznych. Występuje tam pełny profil tej serii od dolnego triasu do albu włącznie. W dnie Doliny Bobrowieckiej jednostka Bobrowca leży na łupkach albu autochtonicznego (fig. 3, 4). Podobnie jest na grzbiecie pomiędzy Dolinami Bobrowiecką i Juraniową. W wyższej części tego grzbietu trias regłowy sięga daleko na południe i dyskrepantnie leży na coraz starszych warstwach autochtonu, aż do triasu dolnego. W górnej części Doliny Juraniowej alb autochtoniczny odsłania się jeszcze w oknie tektonicznym (fig. 3).

Trias regłowy sięga na południu aż do Przełęczy Bobrowieckiej, gdzie kontaktuje z dolną częścią autochtonicznego triasu dolnego (seisem).

W górnej części Doliny Bobrowieckiej, na południowo-zachodnich zboczach Bobrowca, z dolotriasowych piaskowców i łupków autochtonu wydobywano rudy żelaza w I połowie XIX wieku (Zwoliński 1966). Kopalnie (fig. 1) znajdowały się w pobliżu uskoku, a złożo prawdopodobnie miało charakter hydrotermalny.

Występujące tu piaskowce dolnej części seisu kontaktują ze skałami krystalicznymi wzdłuż uskoku, ponieważ granica ich biegnie prostolinijnie z WNW na ESE i niezgodnie z warstwowaniem piaskowców zapadających ku południowi (fig. 3).

Na południe od gnejsów i granitów znów pojawia się dolny trias — piaskowce i łupki seisu, a także dolomity komórkowe i czarne łupki kampilu. Granica ma tu również charakter uskoku, o kierunku prawie W-E.

Oba te uskoki schodzą się w odległości około 200 m na zachód od Przełęczy Bobrowieckiej (fig. 1 i 3). W intersekcji skały krystaliczne tworzą więc wąski, wydłużony klin na zboczach Grzesia nad Doliną Bobrowiecką. We wschodniej części tego klina występują wyłącznie gnejsy, a brak granitów.

Na wschód od Przełęczy Bobrowieckiej przedłużenie tych uskokuw trafia na granicę między jednostką Bobrowca i autochtonem (fig. 3). Na granicy tej, nad Doliną Chochołowską, występują drobne łuski tektoniczne. W Żłebie pod Bobrowiec występuje łuska gnejsów (fig. 3, pl. 1, fig. 1), analogicznych do występujących w klinie na zboczach Grzesia. Odległość tej łuski od wspomnianego klina wynosi około 600 m. Łuska ta była wiązana z fałdem Giewontu (Rabowski 1959), lub uważana za samodzielny element nasunięty (Wójcik 1959). Stwierdzenie klina gnejsów wśród piaskowców seisu w Dolinie Bobrowieckiej rzuca nowe światło na genezę tej łuski, która może być porwakiem tektonicznym z bezpośredniego podłoża.

Opisany klin gnejsów nie jest w tej okolicy wyjątkowym. S. Kreutz (1930) opisuje kilka „fałdów” w obrębie skał krystalicznych i dolnego triasu na wschód od Osobitej. Przedstawiono je na figurze 1. Nieciągły charakter tych „sfaldowań” obecnie nie ulega wątpliwości. Warstwy piaskowców seisu mają przebieg niezależny od granicy ze skałami krystalicznymi, na ogół nawet zapadają pod nie. Prostoliniowy przebieg tych granic świadczy o tym, iż są to niemal pionowe uskoki.

Kierunki opisywanych uskokuw są równoleżnikowe, równoległe do granic

klina gnejsów. Podobny przebieg mają niektóre strefy mylonitów w trzonie krystalicznym dalej na południe (Andrusov 1959), a także wyznaczone fotointerpretacyjnie nieciągłości w Dolinach Starorobociańskiej i Jarząbczej (fig. 6).

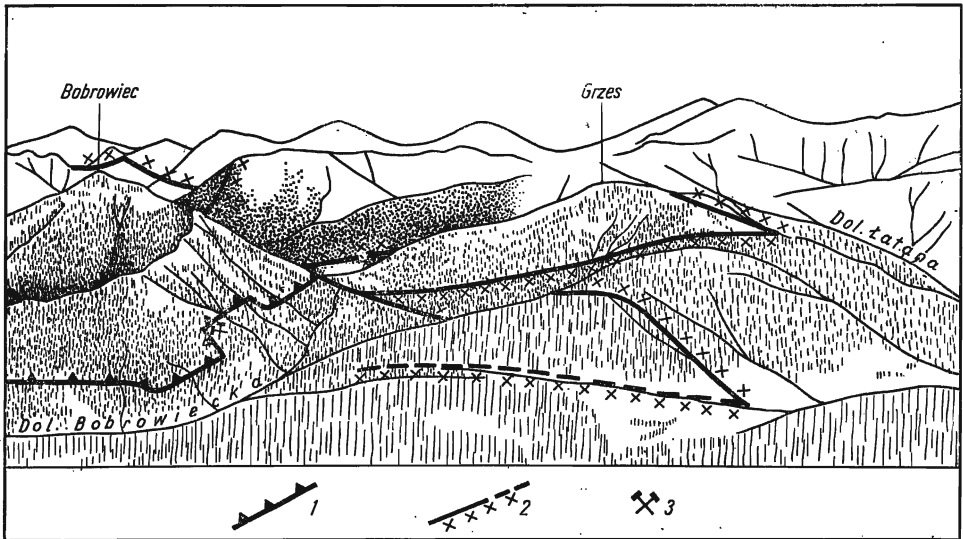


Fig. 1

Widok z Osobitej ku wschodowi

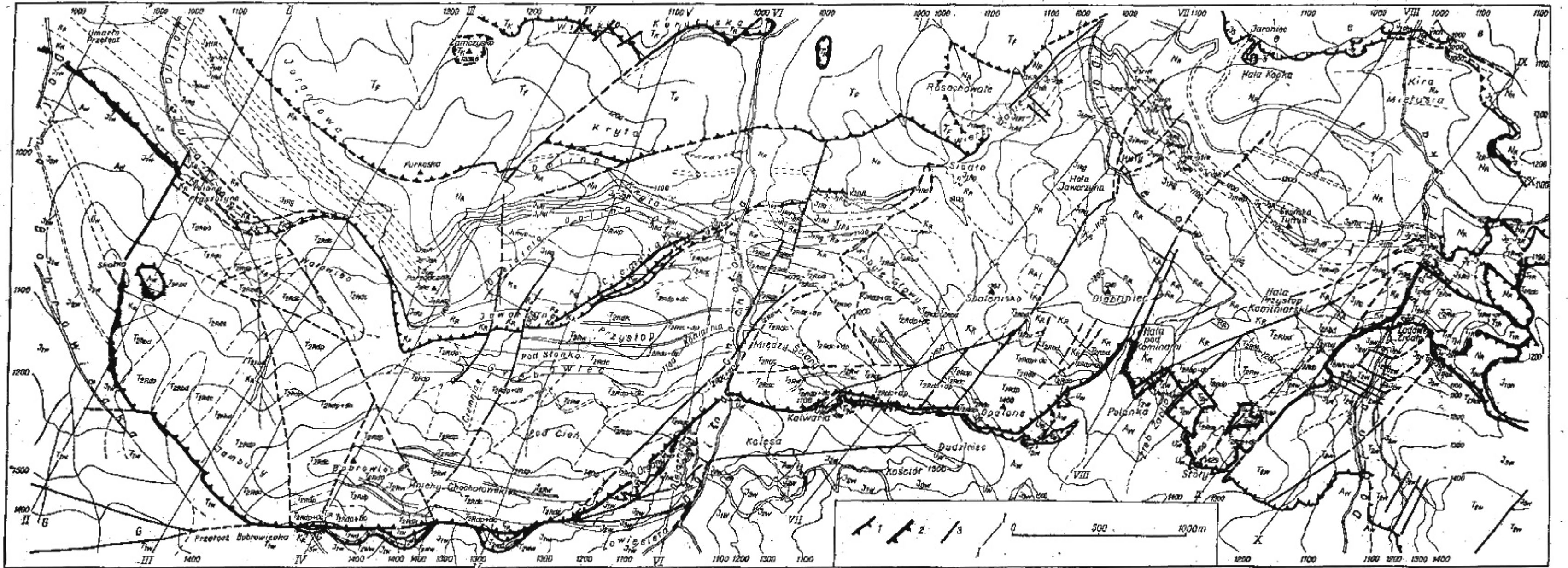
1 nasunięcie jednostki Bobrowca, 2 granice między skałami krystalicznymi i osadowymi (krzyżki od strony skał krystalicznych), 3 stare wyrobiska w Bobrowcu

View from Mt. Osobita to the east

1 overthrust of the Bobrowiec unit, 2 boundary between crystalline and sedimentary rocks (the former ones marked with crosses), 3 old iron-ore mine on Mt. Bobrowiec

Na wschód od Przełęczy Bobrowieckiej dalej występuje autochtoniczna seria bobrowiecka (fig. 3 i 4; pl. 1, fig. 1). Na Przełęczy Bobrowieckiej są to pstre łupki dolnotriasowe, dalej ku wschodowi pojawia się górny trias i dolna jura. W Żlebie pod Bobrowiec według Z. Wójcika (1959) ponad tymi warstwami, o bardzo niewielkiej miąższości, występuje łuska pstrych warstw kajpru, wyżej opisana łuska gnejsów, a nad nią pstre warstwy kampilu i wapienie oraz dolomity środkowego triasu. Te ostatnie warstwy F. Rabowski (1954, 1959) zaliczał już do triasu regłowego, jednak Z. Wójcik (1959) zaliczył je do serii wierchowej ze względu na występowanie w nich wapieni robaczkowych; stwierdził on pracami ziemnymi, że pomiędzy dolomitami i wapieniami istnieje ciągłe przejście. Obecnie, po stwierdzeniu wapieni robaczkowych w regłowym anizyku (Kotafski 1965b — na Sywarowem i Upłazie Miętusim), nie można wykluczyć przynależności tego zespołu do jednostki regłowej. Wyżej, w Żlebie pod Bobrowiec występują znów pstre warstwy kampilu i dolomity środkowego triasu. Warstwy te przez wszystkich autorów zaliczane są do jednostki regłowej.

Dalej ku wschodowi dolna, wierchowa część zbroza Bobrowca zbudowana jest głównie z piaskowców i piaszczystych wapieni dolnej jury. W pobliżu nasunięcia regłowego na te autochtoniczne warstwy nasunięte są drobne, obce łuski tektoniczne. Na Małym i Wielkim Kopisku na dolną jurę nasunięte są prawie poziomo

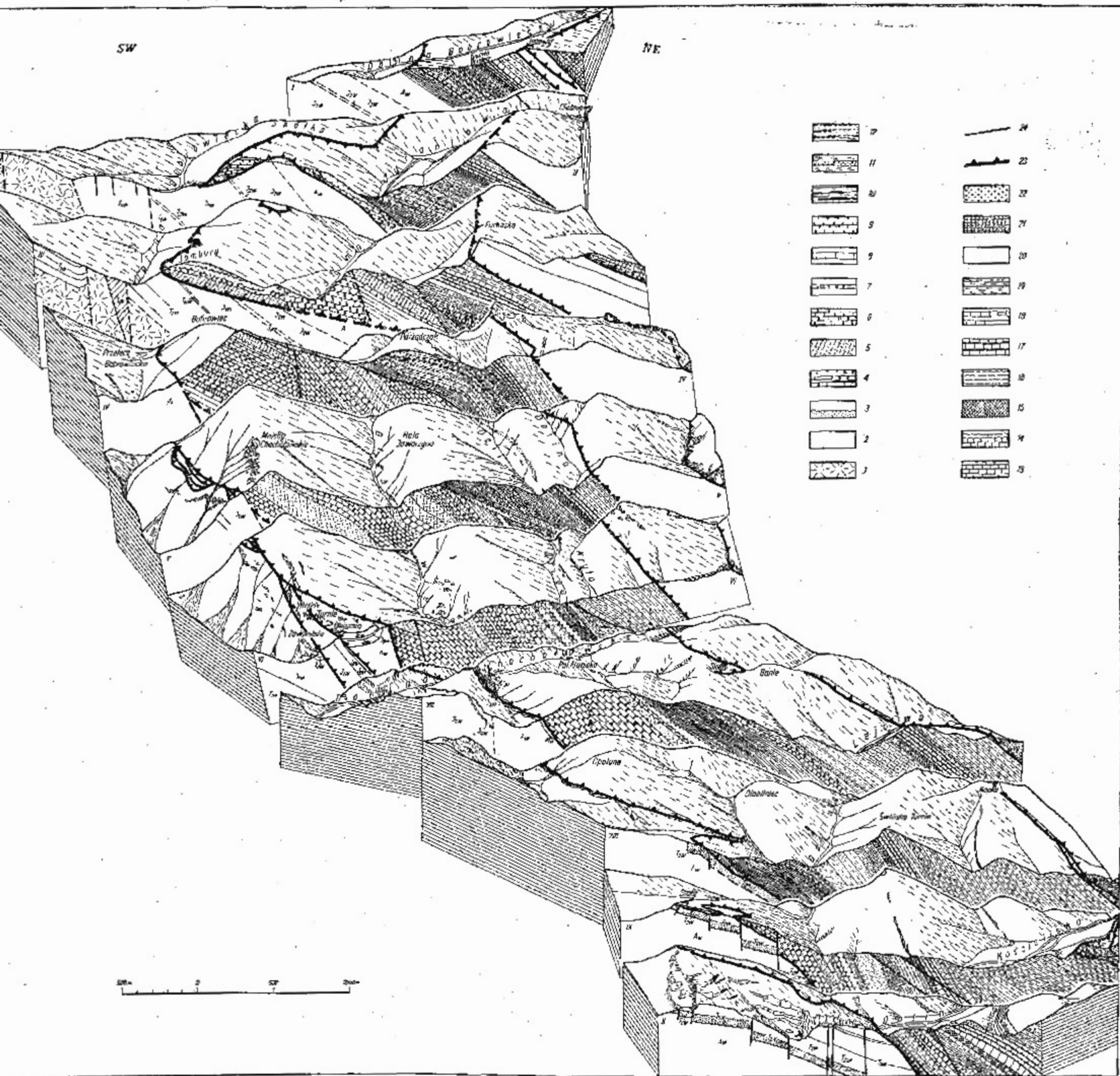


Mapa geologiczna jednostki Bobrowiec (oparta częściowo na pracach poprzednich autorów — Guzik 1964, e; Guzik & Guzik 1968; Guzik, Guzik & Sokolowski 1968; Jaroszewski 1967, 1968; Kosiński 1966b; Wanecka-Barejowa 1966; Wójcik 1966, i in.)

1 nasunięcia, 2 nasunięcie jednostki Bobrowiec, 3 rzeki, I-I linie przekrojów na Dz. 4, G skały krystaliczne. Strefa wierzchoła: TIR — TIRd dolny trias; TIRm środkowy trias; TIRu górny trias; JIR — JIRd dolna jura; JIRm środkowa jura; JIRu górna jura; UW urgon, AW alb. Jednostki regionu (krakowskie): TIR dolny trias; TIRm środkowy trias — TIRd dolomity cukrowate, TIRdp dolomity płytowe, TIRdk dolomity kryształowe, TIRu wapienie, TIRbd białe dolomity; KR Keuper, RR retyk; dolna jura — JIRg warstwy grzeszczyste, JIRup wapienie plamiste, JIRp jasnoszare wapienie (plamiste), JIRd wapienie szare ze spongilitami i wapienie kryształowe (domer), JIRn wapienie bulaste (tsarclad-aalen); J2-J2R radiolaryty i wapienie rogowcowe (jura środkowa i górna), J2M wapienie „biancone” (środkowy tyton), J2 wapienie nierozdzielone; NR margle i wapienie margliste z włączkami piaskowców (p) (górny tyton — neocom). Jednostki regionu (chochowski): TIRm środkowy trias nierozdzielony, TIRu jednostki Furkańska, TK jednostki Koryńska; J2ch dolna jura

Geological map of the Bobrowiec unit (partly based on previous investigations — Guzik 1964, e; Guzik & Guzik 1968; Guzik, Guzik & Sokolowski 1968; Jaroszewski 1967, 1968; Kosiński 1966b; Wanecka-Barejowa 1966; Wójcik 1966, and others)

1 overthrusts, 2 overthrust of the Bobrowiec unit, 3 faults, I-I lines of sections in Fig. 4, G crystalline rocks. High-Tatric zone: TIR — TIRd Lower Triassic; TIRm Middle Triassic; TIRu Upper Triassic; JIR — JIRd Lower Jurassic; JIRm Middle Jurassic; JIRu Upper Jurassic; UW Urgonian, AW Albian. Sub-Tatric (Krakow) units: TIR Lower Triassic; Middle Triassic — TIRd saccharoid dolomites, TIRdp platy dolomites, TIRdk crystalline dolomites, TIRu limestones, TIRbd white dolomites; KR Keuper, RR Bhaetic; Lower Jurassic — JIRg Gresten beds, JIRup mottled limestones, JIRp light-grey limestones (Plamstachian), JIRd grey limestones with spongillites and crinoid limestones (Domerian), JIRn nodular limestones (Tsarclad-Aalenian); Middle and Upper Jurassic — J2-J2R radiolarites and cherty limestones, J2M „biancone” limestones (Middle Tithonian), J2 non-divided limestones; NR marls and marly limestones with sandstone (p) intercalations (Upper Tithonian — Neocomian). Sub-Tatric (Choc) units: Middle Triassic: TIRm non-divided, TIRu of Furkańska unit, TK of Koryńska unit; J2ch Lower Jurassic

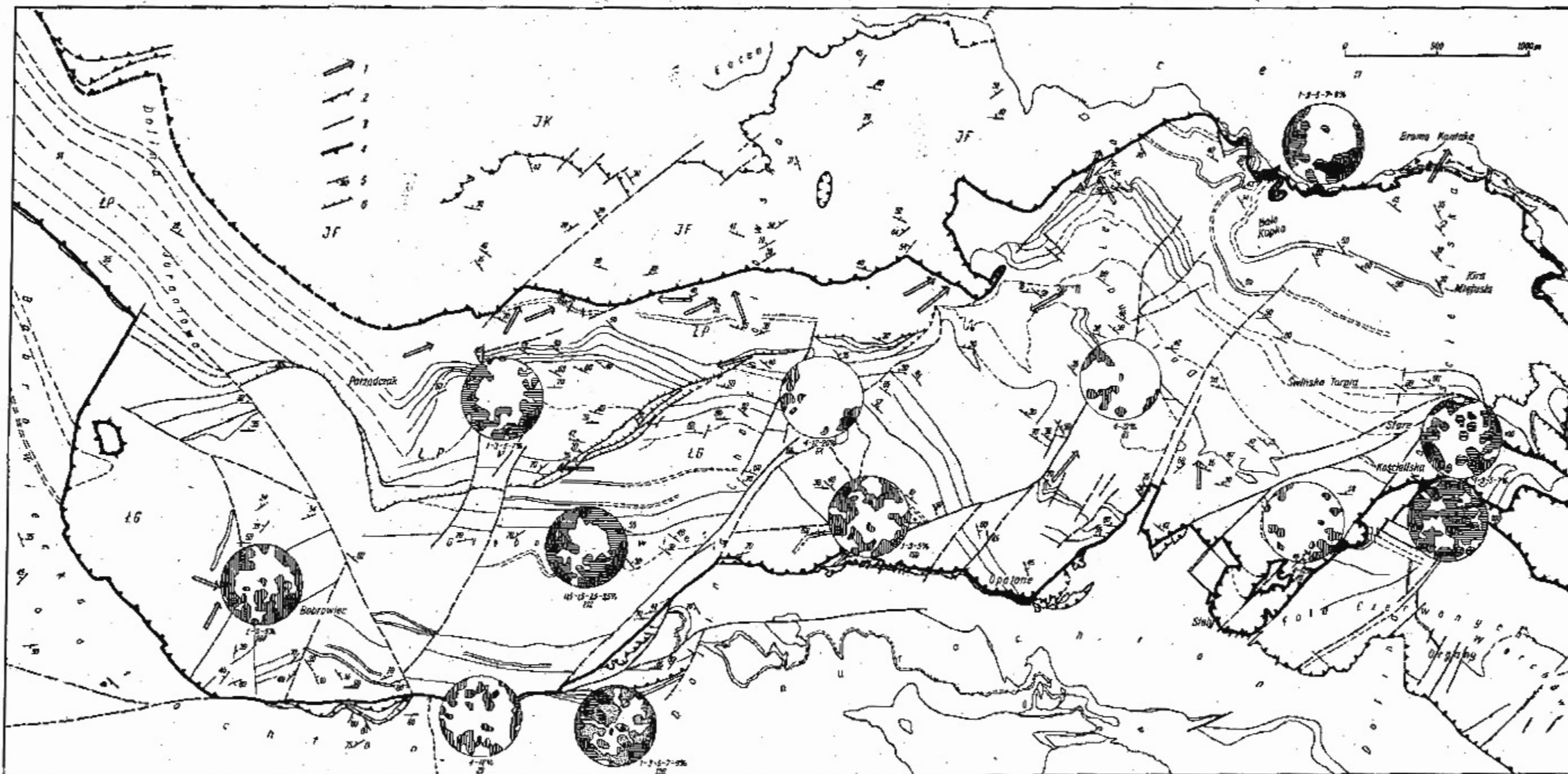


Kulisowe przekroje przez jednostkę Bobrowiec

skłony krystaliczne podłoża, 2 seria autochtoniczna (T1 trias dolny, J1 dolna jura, J2 środkowa jura, J3 górna jura, A alb), 3 wieżowa jednostka Orgonów (w spągu wapienie cukrowate dolnej części triasu środkowego). Jednostka Bobrowiec: 4 dolny trias (ciemne łupki dolomityczne i pître łupki); środkowy trias: 5 dolomity cukrowate, 6 dolomity pyłowe, 7 dolomity krynowcowe, 8 wapień, 9 białe dolomity; 10 kupper strze łupki i piaskowce, wyżej różne dolomity; 11 retyk (wapień z brachiopodami, krynowcami i koralami); 12 halling-sinemur łupki i piaskowce „Zręteńskie”; 13 lotaryń (wapień płumiasty); 14 piłkoszcz wapień (spongiarce); 15 domer (wapień szare ze spongiolitami i wapienie krynowcowe); 16 toark-asien (wapień bulaste); 17 środkowa jura — dolny tyton (radiolaryty i wapień rogowcowy); 18 środkowy tyton (wapień „bielonec”); 19 górny tyton — neokoni (szelonkowe margle z wapieniami i piaskowcami); 20 jednostka Furkańska; 21 jednostka Koryciak (elementy choceńskie w rejonie Doliny Kościeliskiej); 22 eocen; 23 nasunięcia; 24 uskoki

Sections through the Bobrowice unit

crystalline substrate, 2 autochthonous series (T1 Lower Triassic, J1 Lower Jurassic, J2 Middle Jurassic, J3 Upper Jurassic, A Albian), 3 high-Tatric Orgon unit (dotted are saccharoid limestones of the lower part of a Middle Triassic). Bobrowice unit: 4 Lower Triassic (dark dolomitic and variegated shales; Middle Triassic: 5 saccharoid dolomites, 6 platy-dolomites, 7 crinoid dolomites, 8 limestones, 9 white dolomites; 10 Kupper strigated shales and sandstones, overlaid by yellow dolomites); 11 Rhaetian (limestones with brachiopods, crinoids and corals); 12 Halling-Sinemurian (Gruen beds — shales and sandstones); 13 Lotharingian (stuffed limestones); 14 Domerian (light grey limestones); 15 Domerian (grey limestones with spongiolites and crinoid limestones); 16 Toarcian-Asienian (nodular limestones); 17 Middle Jurassic — Lower Tithonian (diolarites and cherty limestones); 18 Middle Tithonian („bielonec” limestones); 19 Upper Tithonian — Neocomian (greenish marls with limestones and sandstones); 20 Furkańska unit; 21 Koryciak unit and Choceń elements in the region of the Kościeliska Valley; 22 Eocene; 23 overthrusts; 24 faults



Mapa tektoniczna jednostki Bobrowiec

LG zuzka Głębocze, LP zuzka Parzędzka, JF jednostka Furkańska, JK jednostka Korycińska. 1 główne kierunki osi mezofaldów, 2 ważniejsze nasunięcia, 3 uskoki, 4 granice jednostki Bobrowiec, 5 biegi i upady warstw, 6 podrzędne nasunięcia. Diagramy normalnych do spółek odwzorowanych na górna półkulę. Liczby przy diagramach oznaczają liczbę pomiarów i wartości konturów

Tectonic map of the Bobrowiec unit

LG Głębocze slice, LP Parzędzka slice, JF Furkańska unit, JK Korycińska unit. 1 main directions of mesofold axes, 2 significant overthrusts, 3 faults, 4 boundary of the Bobrowiec unit, 5 strike and dip of beds, 6 subsidiary overthrusts. Diagrams of normals to joints, projected on the upper hemisphere; numbers next to particular diagram point the number of measurements and contour values

wapienie robaczkowe (pl. 1, fig. 1). Wapienie te są warstwowane i zapadają ku północy pod kątami od kilkunastu do pięćdziesięciu stopni. Pas tych wapieni ma grubość kilku metrów, zaburzenia w ułożeniu warstw są niewielkie, brak w nich zafałdowań. Dalej na wschód wapienie te występują w podobnej pozycji pod Kobylarką i w górnej części Wielkich Turni i Organów (pl. 1, fig. 1; pl. 2, fig. 3). Mają tam większą miąższość i wszędzie są nasunięte na piaskowce dolnej jury wzdłuż poziomej powierzchni nasunięcia. Ich znaczna miąższość w Wielkich Turniach świadczy o tym, że jest tu zapewne środkowy trias wierchowy. Nad wapieniami tymi na Wielkim Kopisku i w Kobylarce są dolomity. Według Z. Wójcika (1959) między wapieniami i dolomitami widoczne jest przejście sedymentacyjne, a więc jest to sytuacja analogiczna do łuski środkowego triasu w Żlebie pod Bobrowiec.

Ponad dolomitami na Wielkim Kopisku i w Kobylarce znajdują się czerwone łupki i piaskowce zaliczane przez F. Rabowskiego (1959) i Z. Wójcika (1959) do reglowego kampilu. Powierzchnia nasunięcia tych warstw na dolomity jest stromsza i nachylona pod kątem około 30° na północ. Nie łączą się one bezpośrednio z dolomitami środkowego triasu jednostki Bobrowca na Bobrowcu (pl. 1, fig. 1). Jednostka Bobrowca jest bowiem w tym miejscu nasunięta pod bardzo stromym kątem (ok. 70°) na całym odcinku pomiędzy Przełęczą Bobrowiecką i Wielkimi Turniami, co wynika z intersekcji spągu dolomitów. Łuski kampilu na Wielkim Kopisku i w Kobylarce należą więc strukturalnie do strefy łusek w spągu nasunięcia jednostki Bobrowca.

W autochtonicznej jurze dolnej poniżej tych łusek F. Rabowski (1959) stwierdził obecność zafałdowań, które dokładniej opisał Z. Wójcik (1959). Z. Wójcik wyróżnił tu szereg parautochtonicznych fałdów obalonych. Najniżej występuje synklijalny skręt (fałszywa antyklina) Kobylarki widoczny w żlebie w Kobylarce, wyżej fałd Kobylarki (fałszywa antyklina) i wreszcie skręt synklijalny (fałszywa antyklina) Pieców przedłużający się ku wschodowi w rejonie Wyżniej Bramy Chochołowskiej w synklinę Zawieszistej z środkową i górną jurą w części centralnej. Ponad synkliną Zawieszistej występuje znów pasmo wapieni środkowej i górnej jury (nad schroniskiem) i wreszcie odwrócona seria od dolnej jury do albu w Olejarni (pl. 2, fig. 1).

W. Jaroszewski (1958) sądził, że w północnej części tego obszaru występuje leżący fałd z wyprasowanym skrzydłem brzuszonym, nazwany przez niego łuską Olejarni. Łuska ta nasunięta jest na pasmo „malmo-neokomu”, będące normalnym nadkładem leżącej dalej na południe dolnej jury. Poniżej dolnej jury występuje jeszcze jedna smuga „malmo-neokomu”, którą W. Jaroszewski uważa za jądro synkliny, nazwanej przez niego synkliną Zawieszistej. Natomiast Z. Wójcik (1959), wychodząc od stwierdzonych przez siebie fałdów obalonych w skałach dolnej jury na południowych zboczach Bobrowca, synklinę Zawieszistej uważał za fałszywą antyklinę, podobnie interpretował też „malmo znad schroniska”, a jednostkę Olejarni interpretował jako fałd w obrębie serii jurajskiej leżący niezgodnie na marglach albu.

Jednak synklina Zawieszistej nie ma charakteru fałszywej antykliny, bowiem w jej centralnej części widoczny jest przegub synklijalny (pl. 2, fig. 1).

Pomiędzy górną jurą Zawieszistej i niżej leżącymi piaskowcami istnieje ciągle przejście poprzez środkową jurę z wapieniami krynoidowymi i bulastymi, natomiast dolna jura ponad tą jurą górną leży zdecydowanie niezgodnie, ścinając ku zachodowi bulastą jurę środkową północnego skrzydła synkliny. Wydaje się więc, że synklijalny skręt Zawieszistej ma niewielki zasięg i występuje w zasadzie w obrębie środkowej i górnej jury Zawieszistej, natomiast leżąca wyżej dolna jura należy już do wyższego elementu tektonicznego. Przechodzi ona ku górze w wapienie środkowej i górnej jury „znad schroniska” (Jaroszewski 1958, Wójcik 1959). Miąższość bulastych wapieni środkowej jury jest tu większa niż w innych miejscach (pl. 2, fig. 3), być może, iż przechodzą tu one do górnej jury, tak jak to jest np. w „fałdzie Czerwo-

nych Wierchów" między Dolinami Miętusią i Kościeliską (Szulczewski 1963, Bac & Grochocka 1965). Warstwy zapadają tu ku północy pod kątem około 60°. Poza tym wydaje się, że w obrębie tzw. „jednostki znad schroniska” mamy do czynienia z kilkoma nasunięciami. Jedno z nich zostało opisane przez W. Jaroszewskiego (1958). Jest nim strefa nasunięć i zluźnień wzdłuż jaskini Szczelina Chochołowska (pl. 2, fig. 3). W obrębie wapieni górnej jury niezbyt jasna jest granica tej jednostki z następnym elementem — łuską Olejarni. Łuskę tę tworzy seria od dolnej jury do albu w odwróconym położeniu (pl. 2, fig. 1), upady warstw są łagodne w kierunku zachodnim, jedynie w północnej części widoczne jest pochylenie warstw ku południowi, co nadaje tej łusce charakter fałszywej synkliny. W łusce Olejarni nie obserwuje się sugerowanej przez Z. Wójcika (1959) niezgodności pomiędzy „malmo-neokomem” i albem. Brak, co prawda, typowego dla sąsiednich Kominów Tylkowych urgonu i warstw z glaukonitem dolnego albu, jednak nie ma podstaw do przyjmowania łuki tektonicznej. Są tu rzeczywiście zluźnienia tektoniczne, na które zwrócił już uwagę W. Jaroszewski (1958), ale warstwowanie w albie jest na ogół równoległe do granicy z wapieniami „malmo-neokomu”, a ta z kolei zgodna jest z przebiegiem warstw środkowej i dolnej jury w górnej części skałek. Zluźnienia na granicy z albem mają charakter drobnych uskoków o przesunięciach nie przekraczających 1 m, nieregularnych, o różnym pochyleniu powierzchni ślizgowej i o kierunku na ogół prostopadłym do osi doliny. Na granicy między wapieniami i marglami, w niektórych miejscach w stropie wapieni występują duże, spłaszczone onkolity (o długości osi — średnio — 6 cm i 4 cm). Wszystkie onkolity wydłużone są w tym samym kierunku, być może tektonicznie (ok. 110°).

Ponad dolną jurą łuski Olejarni, w północnej części Olejarni występuje znów górna jura, kończąca się niespodziewanie na linii małego żłebku, a dalej na południe zastąpiona triasem środkowym (pl. 2, fig. 1). W. Jaroszewski (1958) i Z. Wójcik (1959) włączają tę górną jurę do łuski Olejarni, nadając tej łusce charakter zdecydowanej antykliny. Na granicy górnej i dolnej jury brak jest jednak wapieni bułastych i nie jest widoczny związek pomiędzy nimi, a — co ważniejsze — granica ta przedłuża się dalej na południe oddzielając od dolnej jury trias środkowy. Wydaje się więc, iż bardziej prawdopodobna jest tektoniczna, uskokowa granica między łuską Olejarni i wyżej leżącą górną jurą. Trias środkowy dalej na południe jest nasunięty na piaskowce dolnej jury. W Wielkich Turniach widać wszędzie w dolnej części piaskowce dolnej jury, a w górnej płasko nasunięte wapienie triasu środkowego (pl. 2, fig. 1). Nasunięcie to jest stopniowo wynoszone ku górze w kierunku południowym uskokami przebiegającymi pomiędzy skałkami Wielkich Turni.

Dolna jura Wielkich Turni litologicznie znacznie różni się od dolnej jury łuski Olejarni. Mamy tu bowiem zwięźle piaskowce o krzemionkowym spoiwie ze słabo zaznaczonym warstwowaniem, zdecydowanie różniące się od ciemnych, warstwowych i podatnych na wietrzenie piaskowców znad Olejarni. Granica pomiędzy tymi dwoma typami piaskowców na mapie przebiega po łuku o kierunku SW-NE i nie ma nic wspólnego z kierunkiem przebiegu warstw w tym miejscu. Istnieją więc podstawy do prowadzenia na SE od Wielkich Turni uskoku. Uskok ten ku północy przedłuża się w granicę między dolną jurą Olejarni i triasem środkowym, a dalej górną jurą (fig. 3).

Stosunek opisanych wyżej struktur zachodniego zbocza Doliny Chochołowskiej do budowy zbocza wschodniego był rozpatrywany przez F. Rabowskiego (1959) i W. Jaroszewskiego (1958), którzy pisali o sfałdowaniach w zachodniej części Kominów Tylkowych. Tymczasem w Kominach Tylkowych nad Doliną Chochołowską struktur tego rodzaju brak.

Sfałdowania piaskowców dolnej jury na Kopieńcu i Dudzińcu opisane przez Z. Kotańskiego (1959a) są szerokopromiennymi pofalowaniami normalnej pokrywcy

autochtonicznej. Powyżej Dudzińca leżą w pozycji normalnej pochylone ku północy warstwy wapieni bulastych środkowej jury, a jeszcze wyżej białe wapienie górnej jury. Obserwowana nad Kolesą warstwa wapieni bulastych środkowej jury w otoczeniu górnej jury jest powtórzeniem intersekcyjnym, o czym świadczą wychodzące spod niej piaskowce dolnej jury w żlebku naprzeciw schroniska Blaszyńskich (por. Guzik 1959d). Dopiero granica z albem nie jest zgodna z przebiegiem warstw i ma charakter uskoku. Do granicy z albem dochodzą różne poziomy malmu. „Ostroga skalna” na SE od Kolesy (fig. 3) jest oddzielona tym samym uskokiem od „zatoki” albu, wchodzącej tu głęboko w wapienie malmu. „Ostroga” ta i „zatoka” prawdopodobnie związane są z jakąś starszą od tego uskoku strukturą, nie mającą związku z komplikacjami na prawym zboczach doliny. W dnie Doliny Chochołowskiej w tym miejscu zaznacza się uskoki przesuwający część zachodnią ku południowi, względnie ją zrzucający. Pojawianie się albu na obu zboczach doliny w tym samym miejscu wywołane jest innym uskokiem opisanym już pod Kominami Tylkowymi, a na zboczach zachodnim — oddzielającym łuskę Olejarni od „malmu znad schroniska”.

Na prawym zboczach Doliny Chochołowskiej jednostka reglowa cofa się ku północy o kilkaset metrów w stosunku do Bobrowca. W jej podłożu ponad jurą wierzchową widoczny jest pas łupków kredy, a nad nimi jeszcze nasunięte „łuski Świerkul” (Rabowski 1959) albo „jednostka Świerkul” (Jaroszewski 1957).

Ten drobny element tektoniczny złożony jest z fragmentów jury w facji zbliżonej do autochtonicznej, w układzie o charakterze antyklinalnym. W centralnej części tego elementu występuje jura dolna i kajper, w spągu i stropie — jura górna i urgon. Szerokość całego elementu Świerkul wynosi od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Fałdowy charakter „jednostki Świerkul” jest wątpliwy, ponieważ redukcje tektoniczne profilu tej jednostki wielokrotnie przewyższają zachowane fragmenty. Nawet jeśli struktura Świerkul powstała z jakiegoś elementu fałdowego, co może być jedynie przypuszczeniem, to i tak obecnie można mówić tylko o strefie łusek czy porwaków tektonicznych. Świadczą o tym najlepiej przekroje „jednostki Świerkul” wykonane przez W. Jaroszewskiego (1957).

„Jednostka Świerkul” w części nad polaną Kominy Dudowe jest przełażdowana ze środkowym triasem jednostki reglowej, a pod Opalonem z autochtoniczną kredą, zmiany w jej budowie w czasie nasuwania się musiały więc być bardzo znaczne. Nad polaną Kominy Dudowe widoczne są plastycznie „wfałdowane” dolomity triasu reglowego w wapienie malmu jednostki Świerkul (Jaroszewski 1957).

W okolicy Hali pod Kominami „jednostka Świerkul” kończy się, a kreda autochtoniczna sięga daleko na północ w żlebach opadających do Doliny Lejowej. Na zboczach żlebu Zabijak nad tą kredą pojawiają się skałki zbudowane z triasu wierzchowego — pierwsze fragmenty jednostki Organów należącej do „fałdu Czerwonych Wierchów” (Bac 1963). Na zboczach Doliny Kościeliskiej jednostka ta, występująca już w pełnym wykształceniu z 600-metrowym profilem triasu środkowego i jury, tworzy gwałtownie wzniesienia w morfologii — Stoły i Organy (Bac & Grochocka 1965).

STRATYGRAFIA JEDNOSTKI BOBROWCA

Niniejsza praca ma charakter strukturalny, dlatego w badaniach terenowych oparłam się na istniejących już podziałach stratygraficznych.

Obszary występowania jury i kredy jednostki Bobrowca, wobec istniejącego już podziału litostratygraficznego i szczegółowego zdjęcia K. Guzika (1959b, d, e; Guzik & Guzik 1958; Guzik, Guzik & Sokołowski

1958) oraz wobec stosunkowo niewielkich komplikacji tektonicznych, nie przedstawiały podczas badań strukturalnych większych trudności. Dla triasu środkowego natomiast konieczne było zastosowanie nowego profilu listostratygraficznego. Dlatego tu rozwinięte zostały tylko zagadnienia listostratygrafii triasu środkowego, natomiast dla innych ogniw stratygraficznych podane są tylko informacje o wykształceniu litologicznym, miąższości i wynikach badań stratygraficznych na terenie Jednostki Bobrowca.

Trias dolny

Na południowych zboczach Bobrowca dolny trias występuje w kilku miejscach. Najpełniejszy profil obserwuje się w pierwszym zlebkku na wschód od Przełęczy Bobrowieckiej. W dolnej części występują tu czerwone i brązowe piaskowce i łupki analogiczne do zespołu warstw z Doliny Jaworzynki, w którym M. Limanowski (1901) znalazł faunę dolnotriasową. Wyżej, występują łupki dolomityczne o zabarwieniu zielonym, żółtawym lub czarnym, które odpowiadałyby warstwom 3—5 z' profilu Doliny Jaworzynki Z. Kotańskiego (1963), a więc dolnemu kampilowi. Fragmenty wurfenu na Wielkim Kopisku i w Kobylarce (pl. 1, fig. 1) odpowiadają warstwie 3 (najniższy kampil) Z. Kotańskiego (1963).

Na omawianym obszarze dolny trias występuje jeszcze koło Bramy Kraśzewskiego w Dolinie Kościeliskiej, gdzie Z. Kotański (1965b) wydzielił seis i kampil, przymując jednak lukę stratygraficzną w dolnym kampilu. W miejscu tym widoczne jest przejście do warstw środkowego triasu.

Trias środkowy

Na badanym terenie anizyk występuje na północ od Lodowego Źródła (Kotański 1965b), gdzie widoczne jest przejście od kampilu do anizyku. Wyżej występują dolomity i wapienie, reprezentujące jednak tylko dolną część anizyku.

Do górnej części anizyku zaliczono, przez analogię z profilami regli zakopiańskich (Kotański 1963, Iwanow 1965), cukrowate bryłowe dolomity budujące Mnichy Chochołowskie na południowych zboczach Bobrowca i warstwy dolomitów leżące poniżej Mnichów (fig. 3; pl. 1, fig. 1). Są to dolomity ciemniejsze niż w Mnichach, w większej części cukrowate, miejscami drobnokrystaliczne i warstwowane. Ułożenie warstw jest tu nieco odmienne od obserwowanego w Mnichach Chochołowskich i nie jest pewna ciągłość tektoniczna pomiędzy tymi dwoma zespołami warstw. Miąższość dolomitów cukrowatych z Mnichów wynosi około 120 m, a niższych dolomitów ponad 100 m.

Trias środkowy na Bobrowcu nie wiąże się ze strzępami dolnego triasu na południowych zboczach Bobrowca i prawdopodobnie brak tu jest dolnego anizyku.

Wyższe warstwy środkowego triasu zaliczane są już do ladynu. Jedyne niewątpliwie pełny profil ladynu obserwuje się na Bobrowcu pomiędzy Mnichami Chochołowskimi i Doliną Długą. Nad cukrowatymi dolomitami Mnichów leżą ciemniejsze, drobnokrystaliczne, płytowe dolomity z wkładkami dolomitów krynoidowych i granatowych wapieni. E. Wanecka-Barejowa (1956) z warstewek dolomitów krynoidowych wymienia na podstawie oznaczeń J. Lefelda trochity z gatunku *Encrinus liliiformis* Schlotheim, a z warstewek z górnej części południowych zboczy Bobrowca i z Przysłopu koło Jaworzyny formę *Encrinus cancellistriatus* Bather wskazującą na ladin.

W profilu Bobrowca występują dwie warstewki z krynoidami, a ponowne powtórzenie ich spowodowane jest uskokami, a nie sfałdowaniem triasu środkowego, co przyjmowali E. Wanecka-Barejowa (1956) i D. Andrusov (1959).

W profilu ladynu Bobrowca Z. Kotański (1965b) stwierdził dolomity diplopory w wąwozie Między Ściany, nad drogą prowadzącą z Doliny Chochołowskiej na polanę Jamy, w Głębowcu i na wschód od Mnichów Chochołowskich. W czasie badań stwierdziłam diplopory również w innych miejscach — między szczytem Opalonego i Swierkulami, przy przełęczy między Bobrowcem i Parządczakiem tuż za granicą państwa i na zboczach Bobrowca nad Doliną Juraniową (również po stronie słowackiej).

Profil ladynu na Bobrowcu składa się z następujących zespołów warstw:

1. Płytowe, ciemnoszare dolomity z wkładką dolomitów krynoidowych z *Encrinus* i cienkimi warstewkami wapieni. Warstwy te tworzą północne zbocza Bobrowca nad Głębowcem. Miąższość ich wynosi około 100 m.

2. Dolomity cukrowate, grubopłytowe o miąższości około 20 m.

3. Przewarstwiające się dolomity cukrowate, jasne, grubopłytowe i cienkowieńcowane drobnokrystaliczne — około 80 m. W tym zespole znajduje się warstwa zawierająca przewodnie dla ladynu diplopory.

4. Dolomity cukrowate, z których zbudowane są skałki na północnych zboczach Głębowca. Miąższość tych dolomitów wynosi 80—100 m.

5. Przewarstwienia dolomitów cukrowatych bryłowych i płytowych drobnokrystalicznych z wyraźną przewagą dolomitów cukrowatych. W wyższej części tych warstw na Przystopie występuje ławica granatowych wapieni i dolomity z *Encrinus*. Wyżej w profilu zwiększa się ilość dolomitów płytowych.

6. Dolomity płytowe występujące na bardzo źle odkrytym południowym zboczu Doliny Długiej, między żlebem Ciemniak i Doliną Chochołowską, o miąższości około 50 m.

7. Skałkotwórcze dolomity cukrowate, grubopłytowe budujące Niżnią Bramę Chochołowską (Skałkę ks. Kmiotowicza). Miąższość ich wynosi około 80 m.

8. Białe dolomity kończące profil środkowego triasu o miąższości 20—30 m.

Znaczną część profilu ladynu można obserwować też na grzbiecie rozciągającym się od wylotu wąwozu Między Ściany na północny zachód, w kierunku Opalonego. Występują tam odpowiedniki warstw 5—8 z profilu Bobrowca. W obrębie zespołu 5 występują tu trzy cienkie ławice wapieni (10—20 cm miąższości). Warstewki górna i dolna zawierają faunę małżowo-brachiopodową, a środkowa ma charakter robaczkowy. W drobnowieńcowanych dolomitach odpowiadających zespołowi 6 spotykane są tu wkładki czarnych łupków dolomitycznych, podobnych do łupków występujących w kampilu reglowym, jednakże nie mają one charakteru brekcyjowego. Łupki te występują w dolomitach bardzo cienko warstwowanych (o grubości warstewek do kilku centymetrów), jako cienkie, milimetrowe przewarstwienia. Odpowiednikiem zespołu 7 są cukrowate dolomity (Kobylich Główny). Wydaje się, że białe dolomity (zespół 8) mają w tym profilu miąższość większą niż w Dolinie Chochołowskiej.

Na Opalonym zostały stwierdzone w części grzbietowej zespoły 3 i 4, a w dolnej (północnej) — 7 i 8. Zmiana kierunku warstw i brak części profilu wskazują na to, że ciągłość między nimi nie jest zachowana.

W zachodniej części Stołów mamy prawdopodobnie do czynienia z zespołami 5—8. Są to dolomity grubopłytowe z wkładką granatowych wapieni o znacznej miąższości (kilku metrów), wyżej — dolomity płytowe, jeszcze wyżej cukrowate i wreszcie białe.

Kajper

W dolnej części ponad białymi dolomitami zaliczonymi jeszcze do triasu środkowego, pojawiają się czerwone łupki ilaste. Dla niższej części kajpru charakterystyczne są przewarstwienia tych łupków z białymi, biało-zielonkawymi i róż-

wymi dolomitami drobnopłytkowymi. Bardzo charakterystyczne jest występowanie w dolomitach chalcedonów (jaspisów) w postaci buł i nieregularnych skupień. Chalcedony występują w tej samej pozycji także i w kajprze regli zakopiańskich, jednak w mniejszej ilości.

W wyższej części kajpru zwiększa się ilość pstrych łupków, pojawiają się wkładki piaskowców, a zanikają dolomitów. W najwyższej części utworów kajprowych znów pojawiają się wkładki dolomitów, jaskrawo żółtych, kryptokrystalicznych, płytowych. Czerwone łupki stopniowo zanikają i w stropie kajpru występuje kilkunastometrowy kompleks dolomitów.

Miąższość kajpru w jednostce Bobrowca jest zmienna. Jest to zapewne, w znacznej mierze, spowodowane tektonicznymi redukcjami w obrębie plastycznych łupków. Największą miąższość stwierdzono w okolicy wierchu Spalenisko między Dolinami Chochołowską i Lejową oraz na Hali pod Kominami w Dolinie Lejowej. Na hali Huty w Dolinie Chochołowskiej miąższość kajpru nie przekracza 100 m, a na zachód od Doliny Chochołowskiej, nad Doliną Kościeliską w strefach silnie zaangażowanych tektonicznie kajper występuje tylko wąskim kilkudziesięcio- lub nawet kilkunastometrowym pasem.

Retyk

Najpełniejszy profil retyku odsłonięty jest w Dolinie Lejowej w żlebie opadającym z wierchu Spalenisko ku hali Huty. Ponad żółtymi dolomitami kajpru leżą tu czarne i siwe łupki, w których spotykamy wkładki jasnych wapieni. Wyżej łupków jest mniej, a wapienie przybierają barwę granatową i w niektórych ławicach zawierają liczną faunę koralii, brachiopodów bądź małżów. Miąższość retyku w tym miejscu wynosi około 45 m. Podobny charakter wykazuje retyk w wyższej części Doliny Lejowej. Krótki opis retyku w Dolinie Lejowej podał W. Goetel (1917a), a opracowanie mikrofacjalne wykonał ostatnio A. Gaździcki (1969, 1970), które wykazało uderzającą zbieżność profilu retyku reglowego i wierchowego w facji bobrowieckiej (por. Radwański 1968).

Na hali Jaworzynie nad Doliną Chochołowską w części wschodniej brak jest dolnej części retyku, są tam tylko wapienie oolitowe i warstwy przejściowe do jury dolnej. Przejście od kajpru do retyku można natomiast obserwować w środkowej części hali, gdzie ponad dolomitami kajprowymi występują czarne, żółto wietrzejące łupki i żółto-zielone dolomity przypominające miejscami dolomity komórkowe. Wapienie pojawiają się początkowo w postaci drobnych wkładek, a wyżej stanowią grubsze ławice poprzedzielane cienkimi wkładkami łupków. Ponad nimi występuje zespół warstw zbliżonych do profilu opisywanego ze żlebu nad Doliną Lejową. Warstwy retyku ciągną się ku północy nad Doliną Długą, gdzie przypuszczalnie profil jest kompletny. Prawdopodobnie pełny profil retyku występuje też w Dolinie Juraniowej, w innych miejscach retyk jest znacznie zredukowany tektonicznie.

Jura dolna

W jednostce Bobrowca, w najniższej części dolnej jury spotyka się gruby zespół czarnych i szarych łupków z wkładkami piaskowców, zaliczony do hettangusynemuru (Goetel 1917a, b; Guzik 1959b). Jedną z takich wkładek, osiągającą miąższość około 3 m, ma charakter zwieźłego piaskowca kwarcytowego i może być porównywana z warstwą piaskowca z Tatr Bielskich opisywaną przez V. Uhliga (1897) i S. Sokołowskiego (1948). Jest ona znaczona w wielu miejscach na mapach geologicznych (Guzik 1959d, e; Guzik & Guzik 1958; Guzik, Guzik & Sokołowski 1958).

Na zachód od Doliny Chochołowskiej w obrębie tych warstw niemal od granicy z retykiem występują wkładki wapieni plamistych. Ku górze ilość wapieni plamistych zwiększa się, a łupki stopniowo zanikają. Wyżej leżą wapienie plamiste zawierające faunę lotaryngu (Goetel 1917b) z *Arietites raricostatus* Ziet. W jednostce Bobrowca wapienie plamiste mają miąższość ponad 100 m.

Nad wapieniami plamistymi w niektórych miejscach (np. nad Huciskami w Dolinie Chochołowskiej) występują jasnoszare, warstwowane wapienie zaliczane do pliensbachu. Miąższość ich miejscami dochodzi do 20—25 m. Wyżej wapienie są ciemne, zawierają wkładki spongiolitów opisanych przez Z. Sujkowskiego (1933). Warstwy te obserwuje się w Wielkiej Kopce Kościeliskiej (Świńskiej Turni), między Dolinami Kościeliską i Lejową, a także nad Doliną Długą od Doliny Chochołowskiej do granicy państwa.

Wyżej w profilu występują czerwone wapienie bulaste, w których L. Zejszner (1856) i S. Sokołowski (1925) znaleźli faunę amonitów z *Hildoceras bifrons* Brug. wskazującą na toark. Wapienie ze spongiolitami i wapienie krynoidowe zostały w związku z tym zaliczone do domeru.

Zmiany facji w górnej części dolnej jury są silne (Guzik 1959b), również niewątpliwe są takie zmiany w niższej części dolnej jury. Trudno jest jednak skorelować odmienne facje, gdyż w dolnej jurze reglowej udokumentowana fauną amonitową jest tylko wiek wapieni plamistych pliensbachu i wapieni bulastych toarku.

Jura środkowa i górna

Ponad wapieniami bulastymi miejscami występują wapienie zbliżone do plamistych, na co zwrócił uwagę K. Guzik (1959b); są to wapienie ciemniejsze, skrzemieniałe, wyżej mają zabarwienie czerwone i zawierają więcej krzemionki, przechodząc w zespół warstwowanych wapieni rogowcowych i radiolarytów. Warstwy te, o dość monotonnym wykształceniu, mają miąższość 60—70 m i tworzą wzdłuż całej rozciągłości pas skałek.

V. Uhlig (1897) zaliczał wapienie rogowcowe i radiolaryty do „liasu”. S. Sokołowski (1925), na podstawie fauny z *Hildoceras bifrons* zebranej na Przysłopie Miętusim i w Wielkiej Kopce Kościeliskiej (Świńskiej Turni), przesunął granicę „liasu i doggeru” poniżej czerwonych i zielonych wapieni rogowcowych. S. M. Gąsiorowski (1959) wydzielił w tym zespole radiolaryty i wapienie radiolariowe, których wiek na podstawie aptychów określił na „dogger — górny oksford”. Wyżej występujące wapienie bulaste i zielone łupki margliste zaliczył do kimerydu — środkowego tytonu, a wiek występujących w stropie biało-kremowych wapieni płytowych typu „biancone” S. M. Gąsiorowski (1959) określił na górny tyton — neokom. K. Guzik (1959b) stwierdził, że w zespole środkowo- i górnourajskim występują lokalne zmiany litofacjalne i miąższościowe. Tyton cały lub górny ma występować w wykształceniu bądź „biancone”, bądź margli plamistych z wkładkami wapieni, czasem rogowcowych. Ostatnie, nie publikowane jeszcze, badania mikrofaunistyczne J. Lefelda (informacja ustna) z okolic Wielkiej Kopki Kościeliskiej wykazały środkowo-tytoński wiek wapieni „biancone”.

Kreda

Górny tyton, zdaniem J. Lefelda (informacja ustna), wykształcony jest już w facji zielonych margli. Margle te mają znaczną, kilkusetmetrową miąższość i są w zasadzie wieku neokomskiego. Stwierdzili to już G. Stache (1967) i V. Uhlig (1911),

a B. Wigilew (1914) sprecyzował ich wiek w rejonach Kiry Miętusiej, Kopek Kościeliskich i w Dolinie Lejowej, na podstawie bogatej, lecz źle zachowanej fauny, jako walanżyn i hoteryw.

Margle i wapienie neokomu reglowego nie stanowią jednak monotonnej serii. W dolnej części przeważają łupkowane margle, a cienkie i nieliczne przeławienienia wapieni przypominają typ „biancone”, choć są bardziej zielonkawe. Występują też wkładki ciemnych wapieni detrytycznych. W poziomie tym często spotykane są amonity.

W dolnej części Wściekłego Żlebu występuje warstwa ciemnych wapieni detrytycznych o miąższości kilku metrów, która miejscami jest skrzemieniała. Wapienie te porównywane były z urgonem przez F. Rabowskiego i W. Goetla (1925) oraz K. Guzika (1939), którzy przypisywali im wiek barrem-apt. Ponadto tymi wapieniami występują margle i wapienie plamiste, a wyżej białozielonkawe przypominające wapienie „biancone”. Wyżej zwiększa się ilość margli, są one bardziej łupkowane, a wkładki wapieni są liczne, lecz drobne.

F. Rabowski i W. Goetel (1925) całej wyższej części profilu przypisywali wiek barrem-apt, chociaż B. Wigilew (1914) oznaczył tylko jedną formę barremską *Crioceras emerici* d'Orb.

J. Lefeld (informacja ustna) dla dolnej części margli przyjmuje wiek beriaski, dla margli plamistych walanżyn — dolny hoteryw (podobnie do B. Wigilewa). Ponieważ margle plamiste leżą nad warstwą detrytyczną, należałoby przyjąć dla niej wiek górny berias — dolny walanżyn, a więc znacznie niżej niż wapienie murańskie czy urgon. J. Lefeld (informacja ustna) stwierdził także powtórzenia tektoniczne w kredzie Kiry Miętusiej. Być może więc, że leżące ponad wapieniami plamistymi wapienie typu „biancone” i leżące ponad nimi warstwy są powtórzeniem niższej części profilu.

TEKTONIKA JEDNOSTKI BOBROWCA

Przegląd dotychczasowych poglądów

Pierwsi badacze przyjmujący płaszczowinowy styl budowy Tatr zakładali, że regle zachodnie są prostym przedłużeniem dolnej płaszczowiny reglowej (Lugeon 1903), a później dygitacji południowej i strefy synklinalnej Czerwonej Przełęczy płaszczowiny reglowej dolnej (Limanowski 1912), czyli fałdu A_3 i synkliny S_3 w ujęciu V. Uhliga (1900). F. Rabowski i W. Goetel (1925) wiąźali masę reglową z Doliny Kościeliskiej z płatem Gładkiego, leżącym według F. Rabowskiego (1921) poniżej triasu Uplazu Miętusiego. Ponieważ trias Uplazu F. Rabowski (1930) zaliczał do dolnej jednostki regli zakopiańskich, więc masy reglowe z Doliny Kościeliskiej uważał za jednostkę niższą od regli zakopiańskich. Również A. Matějka i D. Andrusov (1930) umieszczają jednostkę rozwiniętą na zachód od Doliny Kościeliskiej poniżej dolnej grupy dygitacji reglowych okolic Zakopanego. Później jednak D. Andrusov (1936) doszedł do wniosku, że jednostka ta jest przedłużeniem dygitacji Suchego Wierchu przez Gładkie Uplaziańskie.

Następnie D. Andrusov (1959) podzielił płaszczowinę krzyżniańską na płaszczowiny cząstkowe, między którymi nie jest widoczne powiązanie w obrębie Tatr Wysokich, a płaszczowiny cząstkowe podzielił na dygitacje, których związki pomiędzy sobą można obserwować w obrębie jednego trzonu. Na mapie zamieszczonej w tej pracy płaszczowina reglowa dolna Tatr została podzielona na 2 elementy cząstkowe: dolny Bobrowca-Suchego Wierchu-Hawrania i górny Mihulczy-Furkaski-Krokwi-Skałek-Bujacze. Jednak w tekście D. Andrusov (1959) pisał o płaszczowinie

cząstkowej Bobrowca i płaszczowinie cząstkowej Hawrania jako „odpowiadających sobie” elementach tektonicznych, podobnie określane są powiązania pomiędzy płaszczowinami cząstkowymi Bujaczego, Mihulczy i Furkaski. Dlatego nie jest jasne czy D. Andrusov (1959) podzielił płaszczowinę reglową dolną na dwie płaszczowiny cząstkowe, nasunięte jedna na drugą wzdłuż całego północnego brzegu Tatr, czy też na szereg mniejszych, nie związanych ze sobą bezpośrednio elementów tektonicznych. Poza tym podział D. Andrusova (1959) kwestionowany jest ze względu na zaliczenie do płaszczowiny reglowej dolnej jednostki Furkaski, która częściej zaliczana jest do płaszczowiny choczańskiej (Guzik 1959a, Sokołowski 1959a).

K. Guzik i Z. Kotański (1963) stwierdzili, że strefa reglowa w okolicach Zakopanego nie ma stylu budowy dygitacyjnego, a płaszczowinowo-łuskowy, i wskazali, że podobny styl mają także regle zachodnie. Z. Kotański (1965b) podał interpretację budowy Uplązu Miętusiego, z której wynika, że jednostka Bobrowca znajduje się ponad jednostką Suchego Wierchu, a poniżej łuski Czarnej Turni.

Przy interpretacji tektoniki strefy reglowej na zachód od Doliny Kościeliskiej nigdy nie przyjmowano zdecydowanie dygitacyjnego stylu budowy, a jeśli widziano dygitację, to tylko jako formy podrzędne (Rabowski & Goetel 1925; Wanecka-Barejowa 1956; Guzik 1939, 1959a, b). Najbardziej skomplikowany obraz budowy tego terenu przedstawił D. Andrusov (1959), który wyróżnił dolną dygitację Bobrowca, górną (główną) dygitację Bobrowca i mniejszą lokalną dygitację juraniowską.

W zasadzie monoklinalną budowę przyjmuje się również dla wyższych jednostek Tatr Zachodnich (Andrusov 1936; Guzik 1936, 1959a, b). Zbyt mało uwagi poświęcono jednak na tym terenie uskocom i podrzędnym nasunięciom.

Wykształcenie jednostki Bobrowca

Odcinek między Osobitą a Doliną Bobrowiecką

Jednostka krizniańska, na zachód od Doliny Bobrowieckiej, na północno-wschodnich zboczach Osobitej jest reprezentowana przez górną część środkowego triasu, kajper oraz dolną jurę (fig. 2). Ze środkowego triasu występują tu głównie warstwy ladyńskie należące do zespołów 6, 7 i 8. Najczęściej wprost na dolomitach środkowego triasu leżą warstwy gresteńskie i wapienie plamiste dolnej jury. Kajper występuje ponad triasem środkowym tylko w drodze na północnym zboczu Doliny Suchej; jest tam widoczne przejście warstw górnoladyńskich w białe dolomity i pstrę łupki kajpru. W tym miejscu ponad kajprem brak jest warstw retyckich i najniższej części dolnej jury, a występują od razu wapienie plamiste. Dalej ku NW, w stronę Holki z wapieniami plamistymi kontaktują wprost dolomity środkowego triasu. Ponad wapieniami plamistymi leży wyższa część dolnej jury i radiolaryty jury środkowej i górnej tworzące skałki w Betlejemce, niedaleko źródła siarkowego u wylotu Doliny Bobrowieckiej, gdzie jednostkę reglową przykrywa eocen (fig. 2).

Na grzbiecie między Dolinami Suchą i Bobrowiecką (Grzbiet spod Kiczera) trias środkowy występuje szcążkowo, pasem kilkunastometrowej szerokości; nad nim w zwietrzelinie widoczne są bloki wapieni retyckich, a wyżej łupki gresteńskie i wapienie plamiste, wyższa dolna jura i przy połączeniu dolin — radiolaryty.

D. Andrusov (1959) na zachód od Doliny Bobrowieckiej wyróżnia dwie płaszczowiny cząstkowe — dolną Bobrowca i górną Mihulczy. Płaszczowina cząstkowa Mihulczy jest przez tego autora wiązana z jednostką Furkaski. Natomiast M. Mahel et al. (1964) sądzą, że na zachód od Doliny Kościeliskiej jednostka krizniańska składa się tylko z jednej struktury nazywanej płaszczowiną Bobrowca, zbudowanej w masywie Osobitej z serii od środkowego triasu do albu.

Pomiędzy triasem środkowym i wyższą częścią jednostki w tym miejscu istnieje kontakt tektoniczny (fig. 3 i 4) dzielący na dwa elementy tektoniczne jedną serię osadową. Dlatego można tu mówić o dwu łuskach w obrębie jednej płaszczyny cząstkowej Bobrowca. Łuskę południową nazywam łuską Mihulczy (na miejsce pla-

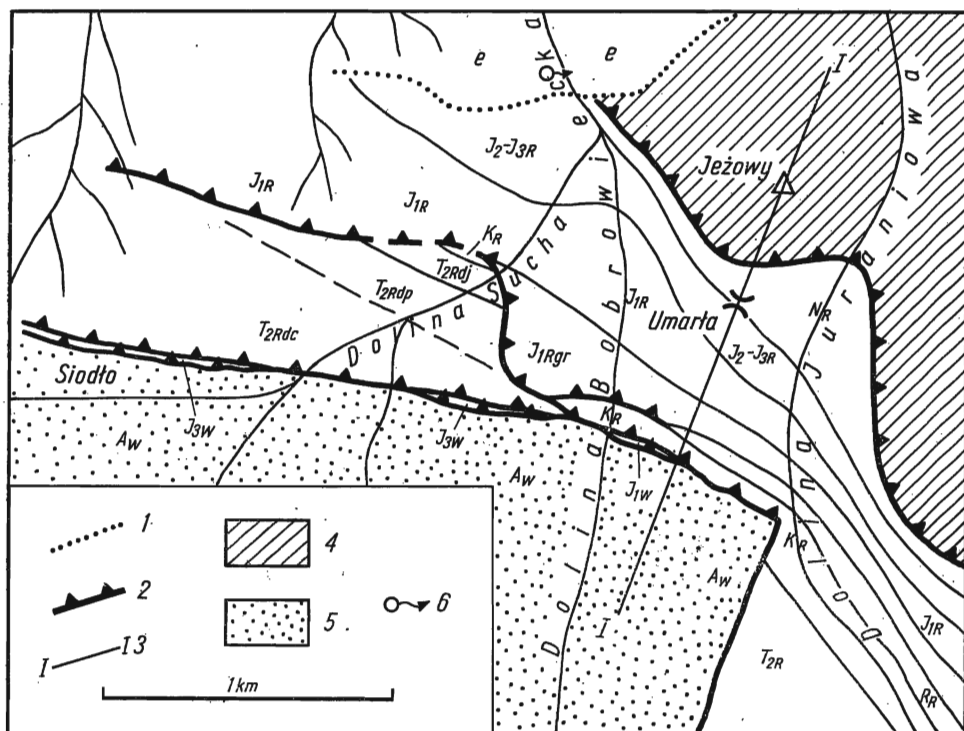


Fig. 2

Szkic geologiczny obszaru pomiędzy Doliną Juraniową a wschodnimi zboczami Osobitej

1 południowa granica eocenu, 2 nasunięcia, 3 linia przekroju I na fig. 4, 4 jednostka choczańska, 5 autochton, 6 źródło siarkowe. Strefa wierzchowa: J1W dolna jura, J3W górna jura, AW alb; strefa regłowa (kriżniańska): T2R środkowy trias (dc dolomity cukrowate, dp dolomity płytowe, dj dolomity jasne), KR kajper, RR retyk, J1R dolna jura (gr warstwy gresteńskie), J2-J3R jura środkowa i górna, NR neokom; e eocen

Geological sketch of the area between the Juraniowa Valley and the eastern slopes of Mt. Osobita

1 southern limit of Eocene, 2 overthrusts, 3 line of section I in Fig. 4, 4 Choć unit, 5 autochthon, 6 sulphur spring; high-Tatric zone: J1W Lower Jurassic, J3W Upper Jurassic, AW Albian; sub-Tatric (Križna) zone: T2R Middle Triassic (dc saccharoid dolomites, dp platy dolomites, dj light dolomites), KR Keuper, RR Rhaetian, J1R Lower Jurassic (gr Gresten beds), J2-J3R Middle and Upper Jurassic, NR Neocomian, e Eocene

szczołyny cząstkowej Mihulczy Andrusova), a północną — łuską Parządczaka, gdyż ku wschodowi obejmuje ona szczyt Parządczaka w grzbiecie granicznym.

W Dolinie Bobrowieckiej, jak widać na przekroju (I na fig. 4), trias środkowy już nie występuje, w samym dnie doliny brak także kajpru, bezpośrednio na podłożu leżą tu wapnie retyckie.

Odcinek między Doliną Bobrowiecką a grzbieciem Bobrowiec-Furkaska

Przekrój I na figurze 4 obrazuje budowę jednostki Bobrowca na grzbiecie między Dolinami Bobrowiecką a Juraniową, przechodzi on przez Przełęcz Umarłą i Jeżowy Wierch. Profil jednostki Bobrowca składa się tu z warstw od kajpru do neokomu i jest niezaburzony tektonicznie. Na Jeżowym Wierchu na kredę nasuwają się wyższe łuski, prawdopodobnie związane z jednostkami Furkaski i Korycisk.

Trias środkowy pojawia się dopiero na linii uskoku biegnącego od Doliny Juraniowej na SW do Polanki pod Skałką w grzbiecie Bobrowca. Uskok ten został zarejestrowany na mapie przez M. Mahela et al. (1964), lecz jego kierunek jest tam niewłaściwy. W obrazie intersekcyjnym przesuwają on jednostkę reglową daleko na południe, do grzbietu Bobrowca. Uskok ten nie ma dużego zrzutu, przechodzi bowiem na NE tylko do kajpru, a już warstwy retyku na jego linii pozostają niezaburzone. O niewielkim zrzucie uskoku świadczy również okno tektoniczne serii wierchowej albu z fragmentami jury górnej wśród triasu reglowego nad Doliną Juraniową (fig. 3). Podłoże wierchowe leży więc tu płytko (por. przekrój II na fig. 4), jednakże tuż nad dnem Doliny Juraniowej zapada ono raptownie w dół wzdłuż linii widocznej dobrze dalej na wschód. Trias środkowy na linii przekroju II (na fig. 4) należy do najwyższego ładynu, są tu dolomity cukrowate i płytowe zespołu 7 i białe dolomity zespołu 8, nad którymi występują czerwone łupki kajpru.

Dalej ku wschodowi zwiększa się masa triasu środkowego jednostki Bobrowca. Tworzy on całą górną część grzbietu między górnymi częściami Dolin Bobrowieckiej i Juraniowej (fig. 3). Wszędzie tu występuje jedynie najwyższa część ładynu, wykazująca drobne sfałdowania o kierunku SW-NE. Nad Doliną Bobrowiecką, bezpośrednio na podłożu autochtonicznym leżą również jasne dolomity z warstw 7 i 8. Intersekcja powierzchni nasunięcia jednostki Bobrowca wskazuje, że jest tu ona nachylona ku N pod bardzo niewielkim kątem. Na linii przekroju III jeszcze raz pojawia się kajper w żlebie w górnej części Doliny Juraniowej w postaci wydłużonego pasa o kierunku SSW-NNE, prawdopodobnie jest to synklina w obrębie triasu środkowego.

Trias środkowy w Dolinie Juraniowej podzielony jest na wyraźne bloki tektoniczne, zrotowane względem siebie. Warstwy przebiegają tu w kierunku SW-NE. Dalej natomiast na północ kierunek biegu warstw raptownie zmienia się na W-E i w dnie Doliny Juraniowej, w górnej części połany Płaszczyny między triasem środkowym znów pojawia się pas kajpru o rozciągłości WSW-ENE. Czerwone łupki leżą tu na białych dolomitach górnego ładynu, występujących na południe i oddzielonych od środkowego triasu występującego dalej na południe uskokiem o przebiegu NW-SE. Z kolei na kajper nasunięty jest znów trias środkowy — dolomity w dolnej części cukrowate, wyższe płytowe i wreszcie białe, a nad nimi kajper należące już do górnej części jednostki Bobrowca, czyli do łuski Parządczaka. Dalej ku wschodowi, na odcinku do granicy państwa pojawiają się jeszcze dwa bloki środkowego triasu. Jeden występuje w południowej części jednostki i obejmuje zbocze Bobrowca nad Doliną Juraniową, oraz po stronie polskiej zbocze Bobrowca na wschód od Przełęcz Bobrowieckiej. Warstwy środkowego triasu są tu łagodnie pochylone ku NW. Zbocze nad Doliną Juraniową jest znacznie stromsze niż pochylenie tych warstw i w związku z tym najmłodsze warstwy znajdują się tu na grani Bobrowca (zespoły 4 i 5), niższe z diploporami (zespół 3) w niższej części grzbietu po obu jego stronach i wreszcie jako najniższe w Dolinie Juraniowej zespoły 1 i 2. Na północ od tego bloku występuje jeszcze jeden, zbudowany głównie z dolomitów cukrowatych, prawdopodobnie najwyższych warstw ładynu. W stosunku do masy triasowej jednostki Bobrowca blok ten jest przesunięty na północ, wskutek czego w żlebie między Furkaską i Wałowcem brak jest ponad triasem środkowym kajpru i retyku.

Z normalnej serii wyższej części profilu występują dopiero warstwy gresteńskie i plamiste dolnej jury. W żlebie tym widoczna jest stopniowa redukcja warstw kajpru i retyku w dolnej jego części, a potem ich pojawienie się w górnej (na granicy państwowej, na przełęczy między Bobrowcem i Parządczakiem).

Z powyższego opisu wynika, że bloki triasu środkowego, na północno-zachodnich zboczach Bobrowca są względem siebie silnie poprzesuwane i zrotowane. W najbardziej na zachód wysuniętej części triasu środkowego, bezpośrednio na podłożę nasunięte są najwyższe warstwy ladynu, a podłożę autochtoniczne, leży tu bardzo płytko. Trudno jest powiedzieć, jak głęboko leży ono pod innymi blokami i czy uskoki między nimi obejmują i głębsze podłożę. Wydaje się, że głębszy może być uskok ograniczający od południowego zachodu wysunięty ku północy blok Wałowca (fig. 3), ponieważ leży on na przedłużeniu dość stromej powierzchni kontaktu autochtonicznego podłoża z jednostką Bobrowca w okolicy Umarłej Przełęczy.

Całkowicie odmiennie od dolnej, środkowotriasowej części (łuski Głębowca) kształtowała się wyższa część jednostki Bobrowca (łuska Parządczaka) na terenie Słowacji. Zespół warstw od kajpru do kredy leży tu niemal zupełnie niezaburzony, zachowując na całym odcinku ciągłość, i ma przebieg o kierunku NW-SE z bardzo niewielkimi tylko odchyleniami. Uskoki przecinające środkowy trias kończą się w obrębie plastycznych łupków kajpru zaznaczając się w wyższych warstwach jedynie strefami ciosu.

Jak pokazuje przekrój IV na figurze 4, niezgodność między triasem środkowym a kajprem i retykiem przy granicy państwa wynika z nasunięcia warstw kajpru ku południowi na środkowy trias. Na przełęczy między Bobrowcem i Parządczakiem kajper kontaktuje bowiem bezpośrednio z warstwami dipoporowymi środkowego triasu, a więc z zespołem 3 leżącym już dość nisko w profilu ladynu.

Odcinek między grzbietem Bobrowiec-Furkaska a Doliną Chochołowską

Przy granicy na terytorium Polski trias środkowy tworzy masyw Bobrowca i południowo-wschodnie zbocze Przysłopu nad Doliną Chochołowską. Najstarsze warstwy triasu występują na południowych zboczach Bobrowca, w okolicach Żlebu pod Bobrowiec. W żlebie tym ponad łuską gnejsów występują warstwy górnego seisu i dolnego kampilu, nad nimi leżą dolomity prawdopodobnie już środkowotriasowe, a wyżej znów warstwy kampilu. Ten powtórzony dolny trias regłowy E. Wanecka-Barejowa (1956) wiązała z triasem środkowym występującym wyżej na zboczach Bobrowca, jednak brak tu jest prawie całego anizyku i konieczne jest przyjęcie nieciągłości tektonicznej. Trudno jest określić wielkość tej luki, bowiem najbliższy pełny profil anizyku z przejściami do kampilu i ladynu obserwuje się dopiero na wschodnich zboczach Upłazu Miętusiego. Również łuski górnego seisu i dolnego kampilu z Wielkiego Kopiska i Kobylarki (pl. 1, fig. 1) nie wiążą się z triasem środkowym grzbietu Bobrowca. Są one nasunięte na łuski wierchowego triasu środkowego pod kątem 30—45° ku północy i razem z autochtonicznym podłożem oddzielone od masy regłowej nasunięciem-uskokiem o kącie pochylecia około 70° ku północy. W zasadzie więc na Bobrowcu ciągła seria triasu regłowego zaczyna się od górnego anizyku.

W obrębie triasu środkowego wschodniej części Bobrowca obserwuje się również budowę blokową, ale mniej skomplikowaną niż na terenie Doliny Juraniowej. Największe komplikacje widoczne są w okolicach szczytu Bobrowca. Na południowych zboczach obserwuje się jeszcze opisane poprzednio uskoki przedłużające się z obszaru Słowacji. Trójkątny blok obejmujący partie szczytowe Bobrowca i zbocza nad Małym i Wielkim Kopiskiem (pl. 1, fig. 1) zbudowany jest z warstw górnego anizyku i dolnego ladynu, a więc znacznie niższych niż w blokach dalej na zachód.

Dalej ku wschodowi budowa triasu reglowego jest spokojniejsza, uskoki mają na ogół kierunek NNE-SSW, wykazują zrzuty ku zachodowi i charakter nożycowy ujawniający się większymi zrzutami w części południowej, przy kontakcie z podłożem, a mniejszymi w części stropowej jednostki. Najmniej zaburzona tektonicznie jest środkowa część Bobrowca, dolna część Głębowca i okolice Wyżniej Bramy Chochołowskiej, gdzie dolomity środkowego triasu tworzą duży blok zbudowany z zespołu warstw od górnego anizyku do kajpru (por. przekrój V na fig. 4). Na linii tego przekroju — w okolicy hali Jaworzyny i na prawym zboczu Doliny Chochołowskiej między Głębowcem i Doliną Długą — wyjątkowo dobrze widoczne jest odklucie od masy dolomitów środkowego triasu wyższych warstw. Niezgodność ta występuje w żlebie Ciemniak biegnącym od polany Jaworzyny do dolnej części Doliny Długiej (por. fig. 3 i pl. 1, fig. 3). Na linii tego żlebu warstwy kajpru, retyku i dolnej jury są przesunięte ku południowi, kontaktując ku SW z coraz niższymi ogniwami środkowego triasu. Niezgodność ta ma charakter nasunięcia i poprzez polanę Jaworzynę łączy się z niezgodnością przedstawioną na przekroju IV na figurze 4.

Budowa wyższej masy nasuniętej jest dość prosta, nie jest ona podzielona na mniejsze elementy, choć przechodzą do niej uskoki ze środkowego triasu, lecz stopniowo zanikają. W żlebie pod Parządczakiem zwanym Olejarnią odsłonięty jest fragment powierzchni uskoku z poziomymi rysami ślizgowymi. W obrębie jury i kredy w tej części jednostki obserwuje się dużo drobnych przesunięć po powierzchniach o kierunku SW-NE, ten sam kierunek ma cios.

Odcinek między Dolinami Chochołowską i Lejową

Opisywane nasunięcie w dnie Doliny Chochołowskiej obejmuje już tylko warstwy od tytonu. Podobnie jest na lewym zboczu doliny. Spod nasunięcia odsłaniają się tu wyższe ogniwa jednostki — kajper, retyk, dolna i środkowa jura. W związku z istnieniem tego nasunięcia w Dolinie Chochołowskiej brak jest części profilu od retyku, do górnej jury, a na czerwonych łupkach kajpru Hucisk leżą wprost białe wapienie tytońskie (przekrój VI na fig. 4). Nasunięcie w zasadzie kończy się na linii uskoku o kierunku NNE-SSW, biegnącego od Banistego poprzez polanę Huciska do górnej części hali Jamy. Na wschód od tego uskoku występuje pełny profil warstw od najwyższej części ladynu do kredy tylko z podrzędnymi odkluciami w obrębie warstw górnej jury i najniższej kredy. Taka sytuacja wskazuje na powstanie tego uskoku równocześnie z nasunięciem. Opisane nasunięcie dzieli jednostkę Bobrowca na dwa zasadnicze elementy — dolną łuskę Głębowca, zbudowaną ze sztywnych warstw triasu środkowego o budowie blokowej, a tylko w okolicy Hucisk na wschód od Doliny Chochołowskiej z wyższych ogniw litostratygraficznych i — górną łuskę Parządczaka, zbudowaną z warstw kajpru i młodszych, nie wykazującą budowy blokowej i nasuniętą od północy na łuskę spagową.

Odklucie łuski Parządczaka od łuski Głębowca nastąpiło więc w obrębie tych samych poziomów litostratygraficznych (kajper-retyk) co nieciągłość między łuskami Mihulczy i Parządczaka. W związku z tym wydaje się, iż łuska Mihulczy może być porównywana, czy nawet łączona z łuską Głębowca i że do powstania tych elementów cząstkowych doprowadził w obu miejscach ten sam proces.

Opisana dotychczas zachodnia część jednostki Bobrowca oddzielona jest od części wschodniej wielką strefą dyslokacyjną, przebiegającą od okolic Wielkich Turni we wschodniej części Bobrowca ku NE przez Dolinę Chochołowską ku hali Jamy, dalej na wschód od polany Huciska żlebem w kierunku Siodła i poprzez wierch Banie do dolnej części Doliny Lejowej. Obecność tej strefy można odczytać na mapach (Guzik 1939, 1959d; Guzik, Guzik & Sokołowski 1958), a R.*Krajewski i J. Myszka (1958) znaczą na jej linii uskoki w Dolinie Lejowej. Wzdłuż tej strefy

jednostka Bobrowca jest przesunięta ku północy o około 500 m. Charakter tej dyslokacji jest zmienny na różnych jej odcinkach, w jednych miejscach jest ona dużą strefą uskokową (w południowej części na odcinku od Wielkich Turni do hali Jamy), w innych warstwy są wzdłuż niej wyciągnięte fleksurowato (część północna w okolicy Siodła i nad Doliną Lejową), najbardziej złożony charakter ma zaś w części środkowej na NE od Jam, gdzie białe dolomity górnego landynu i łupki kajpru z zachodniej części jednostki są wklonowane w środkowy trias części wschodniej. W okolicy Siodła również istnieją podrzędne komplikacje i drobne sfałdowania towarzyszące tej strefie.

Strefa tej nieciągłości w okolicy Siodła była dotychczas interpretowana jako dygitecja o lokalnym znaczeniu (Rabowski & Geotel 1925; Guzik 1939, 1959c), którą K. Guzik (1959c) nazwał dygitecją Siodła.

Jednak zmiany litologiczne i podobne ułożenie warstw w całym profilu kredy nie dają podstaw do przyjęcia synklinalnego jej ułożenia, lecz wskazują na występowanie serii normalnej w całej zachodniej części jednostki Bobrowca. Obserwowane tu drobne fałdy mają zwykle kierunek SW-NE a nie równoleżnikowy.

Nieciągły charakter opisanej strefy dyslokacyjnej jest oczywisty w obrazie kartograficznym (fig. 3). Różny charakter tej strefy w poszczególnych częściach jest związany ze znacznymi różnicami litologicznymi między zwięzłą masą spągowych dolomitów środkowego triasu i bardziej plastycznymi i zróżnicowanymi skałami wyższej części jednostki, są to więc te same przyczyny, które w części zachodniej jednostki Bobrowca doprowadziły do jej podziału na dwie nasunięte jedna na drugą łuski, o odmiennej budowie wewnętrznej.

Na linii tej dyslokacji, którą nazwałam dyslokacją Siodła, obie części jednostki Bobrowca są względem siebie nie tylko przesunięte, ale i zrotowane. W części zachodniej bowiem w pobliżu dyslokacji warstwy zapadają ku północy, z niewielkim odchyleniem ku wschodowi, natomiast w części wschodniej mają bieg NW-SE. Podobne biegi wykazuje niezaburzona, górna część jednostki na zachód od Parządczaka, być może ten właśnie kierunek był właściwy dla całej jednostki w pierwotnej, niezaburzonej formie, a budowa zachodnich zboczy Doliny Chochołowskiej jest zniekształcona przez dyslokację Siodła.

R. Krajewski i J. Myszka (1958) wiązali z uskokiem biegnącym od wierzchu Banie do dna Doliny Lejowej (będącego częścią tej dyslokacji) mineralizację żelazisto-manganową w warstwach toarku-aalenu, ponieważ występuje ona na ograniczonym obszarze strefy dyslokacji Siodła.

Trias środkowy w pobliżu dyslokacji Siodła jest bardzo silnie zaburzony. W strefie dyslokacji obserwuje się bardzo silne pionowe złupkowanie dolomitów o kierunku zgodnym z przebiegiem dyslokacji. Dyslokacja składa się w tym miejscu co najmniej z dwóch równoległych uskoków.

Na wschód od dyslokacji Siodła, na granicy ze Świerkulami występuje fragment triasu środkowego (prawdopodobnie zespoły warstw 1 i 2) o biegu WSW-ESE, kończący się ku N wzdłuż linii równoległej do pasma Świerkuł, przebiegającej od północnych zboczy Kalwarii nad Doliną Chochołowską, przez górną część wąwozu Między Sciany pod Opalone (fig. 3). Na północ od tej linii warstwy biegną w kierunku NW-SE, na tej linii zaszła zatem bardzo znaczna rotacja.

Budowa blokowa zaznacza się również w całej wschodniej części jednostki Bobrowca, nie ma tu jednak wyraźnego odsklia między dolomitami środkowego triasu i wyższymi warstwami (przekrój VII na fig. 4), a uskoki z triasu przechodzą do jury i kredy. Uskoki te mają kierunek SW-NE, podobnie jak w bloku zachodnim. Duży uskok o tym kierunku przebiega między wierzchem Spalenisko a Diablińcem przesuwając warstwy kajpru w części wschodniej o kilkaset metrów na północ (fig. 3). W wyższych warstwach uskok ten rozdziela się wachlarzowato na kilka, stopniowo zanikających w warstwach kredy, w środkowym triasie natomiast łączy

się z nim uskok o kierunku WSW-ENE biegnący od Kalwarii do wierzchu Spalenisko. Przy tej dyslokacji pod Opalaniem w warstwach najwyższej części środkowego triasu i kajpru obserwuje się zafałdowanie o kierunku SW-NE, tj. równoległe do kierunku uskoku. Dalej na wschód, pod Diablińcem i Opalaniem występuje szereg drobnych uskoku o tym kierunku (fig. 3).

W okolicach hali Jaworzyny nad Doliną Lejową i Siodła występują lokalne nasunięcia i drobne fałdy prawdopodobnie związane ze strefą dyslokacji Siodła. Jednak skomplikowany układ granic w tym rejonie jest związany tylko z nielicznymi zmianami kierunku warstw. Taką sytuację obserwuje się na hali Kucy, gdzie warstwy gresteńskie wnikają intersekcyjnym klinem w retyk, a także na zboczach Diablińca nad Doliną Lejową, gdzie w obrębie retyku występuje pas kajpru, co nie zmienia jednak monoklinalnego charakteru jednostki (pl. 1, fig. 2).

Odcinek między Dolinami Lejową a Kościeliską

W okolicy Hali pod Kominami bezpośrednio na podłożu leżą najwyższe warstwy ładynu i kajper, brak niższej części środkowego triasu (przekrój VIII na fig. 3; pl. 1, fig. 2) i kończą się też spągowe łuski Świerkul. Na hali Przysłop Kominiarski kajper dyskrepantnie dochodzi do warstw dolnojurańskich z południowych zboczy Świńskiej Turni, a od południa kontaktuje z różnymi poziomami środkowego triasu Stołów. Sytuacja ta spowodowana jest obecnością strefy nieciągłości o kierunku WSW-ENE biegnącej od Hali pod Kominami przez Przysłop Kominiarski do Doliny Kościeliskiej i dalej pod Jadamicę (fig. 3). W części wschodniej ma ona charakter nasunięcia. Na północ od tej strefy nieciągłości budowa jednostki Bobrowca jest dość spokojna, warstwy jury i kredy nie wykazują większych zaburzeń, obserwuje się jedynie drobne przesunięcia po uskoku o kierunku SW-NE. Warstwy kredy mają tu bardzo znaczną miąższość, dochodzącą do 500 m. Tworzą one rozległą polaną Kirę Miętusią (przekrój IX na fig. 4).

Południowa część jednostki ma w tym miejscu bardziej złożoną budowę. Trias środkowy leżący na Stołach cienką pokrywą nad masą triasu wierzchowej jednostki Organów jest pocięty uskukami. Występują tu warstwy górnoladyńskie (zespoły warstw 5—8) i widoczne jest przejście do kajpru. Być może, iż we wschodniej części Stołów obecne są warstwy anizyjskie, a nawet kampil, bowiem miejscami występują czarne łupki. Podobne łupki zdarzają się jednak w warstwach ladyńskich. Warstwy kampilu występują w Bramie Kraszewskiego, bezpośrednio na podłożu wierzchowym. Obecne są tu ciemnoszare wapienie z czarnymi łupkami zaliczone przez Z. Kotańskiego (1965b) do warstw myophoriowych górnego kampilu. Występują one wąskim pasem między skałkami Bramy Kraszewskiego a żlebem idącym w kierunku Przysłopu Kominiarskiego i od północy kontaktują bezpośrednio z pstrymi łupkami kajpru. Nad warstwami kajpru na zachodnim zboczu Doliny Kościeliskiej widoczne są warstwy retyku i dolnej jury, natomiast na wschodnim zboczu doliny ponad grubszym i bardziej zróżnicowanym zespołem warstw kampilu leżą w łączności stratygraficznej warstwy anizyjskie (fig. 3). Wynika z tego, że w tym miejscu na linii Doliny Kościeliskiej przebiega uskok (uskok Starych Kościelisk — Kotański 1965b). Uskok ten nie przechodzi do wyższej, nasuniętej masy warstw jury i kredy.

BUDOWA JEDNOSTEK REGŁOWYCH W STROPIE JEDNOSTKI BOBROWCA

Ponad jednostką Bobrowca, pomiędzy Przysłopem Miętusim i Doliną Lejową, występują drobne łuski płaszczowinowe w facji regłowej dolnej i górnej (Guzik, Guzik & Sokołowski 1958; Guzik 1939, 1959b; Nagra-

becka 1961; Kotański 1965a, b; Grabowski 1967), a na zachód od Doliny Lejowej cząstkowe elementy płaszczowinowe w facji regłowej górnej (Guzik 1936, 1939, 1959a; Andrusov 1936, 1959; Kotański 1965a).

Ze zdjęcia S. Sokołowskiego (*in* Guzik, Guzik & Sokołowski 1958) wynika, że na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej ponad neokomem Kiry Miętusiej leżą białe i czerwone wapienie górnej jury prześfaldowane z dolomitami środkowego triasu, a nad nimi jeszcze raz margle neokomu. Pas wapieni górnourajskich przebiega od Kończystej Turni do Bramy Kantaka i jest łagodnie pochylony ku północy. Dalej na wschód, nad Przysłopem Miętusim w Czerwonej Skałce występuje profil warstw od dolnej jury do kredy w facji krizniańskiej. S. Sokołowski (1961) interpretuje strukturę Czerwonej Skałki jako dygatację powiązaną przez synklinę Czerwonej Przełęczy z dygatacją Suchego Wierchu.

Z. Kotański (1965b) stwierdziwszy występowanie na Przysłopie Miętusim kam-pilu przedłużył tu jednostkę Czarnej Turni wyróżnioną pod Łysankami (Guzik & Kotański 1963). Do tej jednostki zaliczył także środkowy trias z dna Doliny Miętusiej spod Zawieszistej i Kończystej Turni, i bloki triasowe z pasma górnej jury przedziela-jącego margle neokomskie. Pasma to wraz z nadległym neokomem wiąże natomiast z Czerwoną Skałką nazywając łuską Czerwonej Skałki. Pas górnej jury kontynuuje się po drugiej stronie Bramy Kantaka (fig. 3). Z map (Guzik, Guzik & Sokołowski 1958; Nagrabecka 1961) wynika, że w okolicy Bramy Kantaka na zachodnim zboczu Doliny Kościeliskiej mamy do czynienia z górną jurą regłową w odwróconym położeniu. Dalej ku zachodowi sytuacja jest niejasna i pełniejszy profil występuje dopiero w żlebie Jaroniec. Wszędzie jednak jest wyraźna niezgodność tektoniczna pomiędzy niżej leżącymi marglami neokomu a górną jurą budującą tę jednostkę, dlatego też wydaje się, iż nie ma ona związku z jednostką Bobrowca, a jest niezależnym elementem tektonicznym.

Na zachód od hali Kopki warstwy tytonu i beriasu wyższej jednostki są prześfaldowane z marglami neokomu Kiry Miętusiej. Sytuacja w tym miejscu nie jest jasna wobec stwierdzenia przez J. Lefeldę (informacja ustna) powtórzenia tektonicznego w kredzie Kiry Miętusiej. Potwórze nie nastąpiło zapewne w obrębie jednostki Bobrowca, a łuska kredowa nie może być łączona z leżącym wyżej tytonem i beriasem.

Ponad łuską tytonu-beriasu występują w Bramie Kantaka i nad Doliną Miętusią pasma wapieni dolnojurajskich w facji regłowej górnej (Sokołowski 1925). F. Rabowski (1930) łączył je z choczańską łuską Kończystej, później rozróżniał tu dwie łuski — Kończystej i Bramy Kantaka, łącząc je z trzecią łuską Uplazu z Hali pod Uplazem (Rabowski 1954). Z. Kotański (1965b) także wyróżniał odrębne łuski Bramy Kantaka i Kończystej, opierając się na różnicach biegów i upadów warstw, i przyjął, że łuska Bramy Kantaka jest wyższa od łuski Kończystej. Przekroje P. Grabowskiego (1967) ilustrują superpozycję łuski Bramy Kantaka ponad łuską Kończystej i sfaldowanie łuski Czarnej Turni pod wpływem kształtujących się elementów choczańskich w „fałdy polisyntetyczne”.

Wydaje się być nieco przesadnym nazywanie odrębnym elementem tektonicznym każdej czapki tektonicznej wapieni dolnej jury choczańskiej. Wśród otoczków w spągowym (czerwonym) zlepieńcu eocenu fragmenty tych skał stanowią znaczny procent. Świadczyłyby to o niszczeniu w eocenie większej masy dolnej jury choczańskiej w tym rejonie. Różnice biegu warstw w poszczególnych ostańcach dolnojurajskich nie są tu wystarczającym argumentem, w Tatrach bowiem ogromna zmienność biegów i upadów w ramach jednej struktury jest niemal regułą. W skałkach dolnej jury choczańskiej w rejonie Doliny Kościeliskiej warstwowanie jest makroskopowo niewidoczne. Również wgniecenie fragmentów wapieni głęboko w mar-

gle podścielającej kredy nie świadczy o tektonicznej indywidualizacji tych elementów — jest ono związane z różnicą własności mechanicznych tych skał i zjawiskiem często spotykanym w spągowych częściach sztywnych mas nasuniętych na kredowe margle zarówno w strefie reglowej jak i wierchowej.

Na zachód od Bramy Kantaka obserwuje się tylko jeden blok wapieni dolno-jurajskich w facji choczańskiej i to kilkadziesiąt metrów na zachód od Bramy. Dalej ku zachodowi jednostka tektoniczna zaliczana do płaszczowiny choczańskiej pojawia się dopiero w Dolinie Lejowej, głównie w postaci dolomitów triasu środkowego rozrastających się stopniowo w potężną masę. D. Andrusov (1936) w profilu triasu płaszczowiny choczańskiej na linii Furkaska — Wielkie Zameczysko wyróżnił w obrębie triasu dolomity z Ramsau, wapienie reiflingskie, margle z Partnach, warstwy z Lunz i Hauptdolomit. K. Guzik (1936) przyjmował istnienie w obrębie płaszczowiny choczańskiej Tatr Zachodnich fałdów wstecznych i uważał, że „reiflingski” poziom D. Andrusova jest w istocie retykiem, a „warstwy z Lunz” są dolną jurą. Początkowo na mapie K. Guzik (1939) nie zaznaczył tych podrzędnych elementów tektonicznych, dopiero później (Guzik & Guzik 1958) podzielili on płaszczowinę choczańską na dwie nasunięte jednostki — dolną Furkaski i górną Korycisk.

D. Andrusov (1959) zakwestionował przynależność jednostki Furkaski do facji reglowej górnej, ze względu na brak dolomitu choczańskiego, i zaliczył ją do górnego pasma płaszczowin cząstkowych jednostki krzyżniańskiej łącząc z dygitacją Krokwi (w znaczeniu Goetla i Sokołowskiego, 1930).

Geologowie słowaccy wyróżnili w obrębie płaszczowiny choczańskiej dwie facje — Białego i Czarnego Wagu (Biely 1961, Mahel 1961). M. Mahel et al. (1964) zaliczyli jednostkę Furkaski do facji Białego Wagu, a jednostkę Korycisk do facji Czarnego Wagu. Prof. K. Guzik (informacja ustna) wypowiedział pogląd, iż facja jednostki Furkaski jest przejściowa pomiędzy płaszczowiną reglową górną i dolną.

Podział wyższych mas reglowych Tatr Zachodnich na dwie samodzielne jednostki zakwestionował Z. Kotański (1965a), a w profilu opisanym przez D. Andrusova (1936) na podstawie porównania z Alpami Wschodnimi wydzielił następujące zespoły litostratygraficzne: dolomity anizyjskie typu dolomitów z Ramsau, wapienie zbliżone do warstw z Reifling, warstwy z Partnach z fauną, dolomit choczański o cechach dolomitu z Wetterstein. Zdaniem Z. Kotańskiego (1965a) pomiędzy łupkami z Partnach i dolomitem choczańskim obserwuje się jedynie lokalne zruszkowanie w obrębie jednej serii.

Jak widać, stratygrafia wyższych jednostek reglowych na zachód od Doliny Lejowej wymaga jeszcze dalszych opracowań.

Jednostka Furkaski występuje na znacznym obszarze między Dolinami Lejową i Chochołowską, oraz na zachód od Doliny Chochołowskiej. Od wschodu jest ona ograniczona dyslokacją Siodła. Na zachód od wierchu Banie powierzchnia nasunięcia jednostki Furkaski na kredę jednostki Bobrowca jest nachylona ku NW pod kątem około 30°, podobnie są też nachylone warstwy triasu środkowego spągowej części jednostki Furkaski w górnej części Wielkiej Suche Doliny. W stronę Doliny Chochołowskiej powierzchnia nasunięcia staje się stromsza (ok. 60°) i jest pochyłona ku NNW. Na zachód od Doliny Chochołowskiej nasunięcie jest strome, a jego granica słabo odkryta. Niedaleko szczytu Furkaski dolomity jednostki Furkaski są gwałtownie obniżone, aż do dna Doliny Krytej wzdłuż uskoku o kierunku SW-NE, przecinającego wyżej całą jednostkę Furkaski i przechodzącego do jednostki Korycisk (fig. 3). Przesunięcie to, jednak o nieco

innym azymucie zostało zaznaczone na mapie (Guzik & Guzik 1958). Na zachód od tego uskoku powierzchnia nasunięcia jest mniej stroma, a warstwy w jednostce Furkaski mają kierunek WNW-ESE. Na przedłużeniu grzbietu Furkaski po stronie słowackiej występują dolomity, podobnie jak na Krytej i Furkasce. Jednostka jest w tej części stromo pochylona ku NNE. W Dolinie Juraniowej prawdopodobnie do jednostki Furkaski należy tylko kilkudziesięciometrowej szerokości pas dolomitów i ewentualnie leżące nad nim warstwy jurajskie. Ku Jeżowemu Wierchowi pas tych dolomitów zwięża się i na zachodnim zboczu Jeżowego zanika. Powierzchnia nasunięcia dolomitów jest tu stromo nachylona ku NNE.

Wyższa jednostka Korycisk zbudowana jest z bryłowych dolomitów, dolomitów płytowych i w górnej części granatowych wapieni zaliczonych przez K. Guzika (1959a) do retyku. Jednostka Korycisk łącznie z jednostką Furkaski jest pocięta uskokami o kierunku SW-NE, równoległymi do dyslokacji Siodła, tj. głównego kierunku dysjunkcji w jednostce Bobrowca. Uskoki te przecinają strefę nasunięcia jednostki Korycisk (fig. 3). Mają one, podobnie jak w jednostce Bobrowca, tendencję do przesuwania wschodniej części jednostki ku północy. Duży uskok o tym kierunku, opisywany w jednostce Furkaski, przecina też jednostkę Korycisk. W dolinie Wielkie Koryciska widoczne jest przesunięcie na jego linii nasunięcia jednostki Korycisk o około 300 m. Być może uskok ten ma też wpływ na przebieg granicy między jednostkami Furkaski i Korycisk dalej na północ, pod Siwiańskimi Turniami. Główne strefy spękań w jednostce Korycisk towarzyszą na ogół uskokom i są do nich równoległe, spotyka się jednak i kierunek złupkowania NW-SE.

Wydaje się, że nasunięcie jednostki Korycisk po polskiej stronie jest łagodnie pochylone ku NW, na co wskazuje przebieg linii nasunięcia od Siwiańskich Turni do Zamczyska na grzbiecie Furkaski. Dalej ku zachodowi dolomity choczańskie obserwuje się w Dolinach Furkaskiej, Czaplówce i Juraniowej. Na zachód od Doliny Juraniowej dolomit choczański tworzy północną część Jeżowego Wierchu i na linii Doliny Bobrowieckiej znika pod eocenem. W okolicy Jeżowego Wierchu powierzchnia nasunięcia jednostki Korycisk pochylona jest stromo ku NNE.

Dalej na zachód jednostka choczańska pojawia się dopiero na północno-zachodnich zboczach Osobitej (Andrusov 1959, Mahel et al. 1964).

DROBNE FORMY TEKTONICZNE

W dolomitach środkowego triasu regłowego jednostki Bobrowca najczęściej obserwuje się gęste i nieregularne spękania, a w strefach silnie zaangażowanych tektonicznie występuje bardziej regularne złupkowanie. W wyższych zespołach warstw, szczególnie w piaskowcach kajpru, wa-

pieniach retyku, radiolorytach i wapieniach radiolariowych doggeru i malmu występują bardziej regularne systemy ciosu i złupkowania o charakterze złupkowania spękaniowego (fracture cleavage). Na figurze 5 przedstawiono strefowe diagramy spękań dla jednostki Bobrowca, jej podłoża i eocenu wykazujące bardzo regularne maksima. W zasadzie, na terenie całej jednostki przeważają strome kierunki równoległe do uskoków, tj. SW-NE ($30-60^\circ$), przy czym cios i złupkowanie mają ten sam kierunek, a ich różniczenie można przeprowadzić tylko na podstawie różnej gęstości powierzchni nieciągłości. Związek złupkowania i uskoków jest doskonale widoczny w terenie, gdyż strefy uskoków są bardzo silnie złupkowane. W obrębie całej jednostki Bobrowca występuje także złupkowanie o kierunku NW-SE ($120-140^\circ$), dominujące w spągowej części jednostki w okolicy Lodowego Źródła (fig. 5).

Te dwa kierunki dysjunkcji w jednostce Bobrowca są zapewne powierzchniami ścinań, na których wykształciły się opisane uskoki listwowe o kierunku SW-NE. Kierunek głównej kompresji wynikający z tych powierzchni ścinań byłby ogólnie południkowy (por. Anderson 1951, Billings 1954, Moody & Hill 1956).

Podobne kierunki wykazują powierzchnie ścinań w jednostkach Furkaski i Korycisk, a także w eocenie (fig. 5). W jednostkach Furkaski i Korycisk obserwuje się też dysjunkcje o kierunku N-S (zgodne z kierunkiem głównej kompresji).

Jednostka Bobrowca nie jest sfałdowana, a jedynie występują w niej pojedyncze mezofałdy w drobnopłytyowych dolomitach ladynu, łupkach ilastych kajpru oraz wapieniach i marglach tytonu i kredy. Najwięcej drobnych sfałdowań obserwuje się w marglach kredowych, są to różnego typu mezofałdy o promieniu od kilkunastu centymetrów do jednego metra. Najsilniej sfałdowane są warstwy kredy w rejonie dyslokacji Siodła, przy nasunięciach elementów cząstkowych jednostki Bobrowca, oraz pod nasunięciem wyższych jednostek. W zasadzie przeważają kierunki fałdów SW-NE (fig. 5), równoległe do kierunku uskoków. Ten kierunek mają też drobne fałdy obserwowane w triasie środkowym, świadczy on o występowaniu kompresji NW-SE.

W stropowej części jednostki Bobrowca spotykane są też pojedyncze fałdy o kierunku W-E, najprawdopodobniej związane z nasuwaniem się w kierunku południkowym jednostki Furkaski.

W podłożu jednostki Bobrowca, czyli w górnej części autochtonicznej serii osadowej oraz w jednostce Czerwonych Wierchów spękania są bardzo nieregularne (por. diagramy na fig. 5). W niższych częściach tych jednostek struktury tektoniczne są bardziej uporządkowane. Najprawdopodobniej różnica ta jest wywołana nasuwaniem się jednostki Bobrowca.

Zestawienia pomiarów rys ślizgowych nie dały wyraźnych maksimów na diagramach zbiorczych i dlatego nie zostały zamieszczone w pracy.

POWIERZCHNIA NASUNIĘCIA JEDNOSTEK REGLOWYCH

Obecna granica jednostek wierchowych i reglowych ma charakter złożony. Miejscami obserwuje się łagodnie pochyloną ku północy powierzchnię nasunięcia (zachodnie zbocza Bobrowca, Stoły), na innych odcinkach (Świerkule, Dolina Bobrowiecka) powierzchnia nasunięcia jest stromo pochylona ku północy i towarzyszy jej strefa spągowych łusek-porwaków tektonicznych, a w jeszcze innych miejscach (zbocza Bobrowca nad Doliną Chochołowską, Skałka między Dolinami Bobrowiecką i Juraniową) granica stref wierchowej i reglowej ma charakter uskoku. Intersekcja powierzchni nasunięcia jednostek reglowych wykazuje, że jest ona bardzo nierówna i skomplikowana.

W Dolinie Kościeliskiej na wschód od Lodowego Źródła wyjątkowo dobrze odsłonięte są fragmenty powierzchni nasunięcia. Znaczna różnica w podatności na erozję miękkich łupków marglistych i dolomitów dolnego kampilu reglowego i twardych wapieni górnej jury wierchowej spowodowała odsłonięcie znacznych fragmentów mało zniszczonej powierzchni nasunięcia. Na powierzchni wapieni górnej jury o charakterystycznym urzeźbieniu miejscami widoczne są drobne fragmenty łupków dolomitycznych. Powierzchnia ta wykazuje wyraźne załamania i składa się z szeregu odcinków o zróżnicowanym przebiegu. Najczęściej występują fragmenty strome (50—80°) pochylone ku N (pl. 2, fig. 2) i połogie (15—30°) pochylone ku E. W wielu miejscach powierzchnia pokryta jest żółtą powłoką tlenków żelaza i tam, gdzie zachowały się jeszcze fragmenty reglowe widać, że powłoka ta oddziela wapień wierchowy od łupków reglowych.

Niezwykłe charakterystyczna jest morfologia stromych fragmentów tej powierzchni. Są one bowiem poorane równoległymi bruzdami o głębokości od kilku do 30—40 cm (pl. 2, fig. 2). W niektórych bruzdach występują fragmenty łupków reglowych. Bruzdy te często się łączą, rozdwarzają lub giną. Powierzchnia ich jest gładka, bez ostrych załamań. Na wszystkich odsłoniętych fragmentach powierzchni nasunięcia kierunek tych bruzd jest na ogół podobny i wynosi 55—90°. Zgodny kierunek przebiegu bruzd we wszystkich zachowanych fragmentach powierzchni i obecność w nich fragmentów łupków reglowych upoważniają do przyjęcia ich tektonicznego pochodzenia. Powstały one najprawdopodobniej podczas przesuwania się jednostki Bobrowca po „fałdzie” Czerwonych Wierchów i wskazują na kierunek ruchu analogicznie do rys na powierzchniach uskoku. Bruzdy te nie mają jednak charakteru rys tektonicznych, brak jest zadziarów i ostrych, kanciastych kształtów. Dowodzi to procesu półplastycznego wgniatania łupków w wapień i stopniowego drażenia obłych, wydłużonych zagłębień właśnie przez te nasuwające się łupki. Na stromych fragmentach powierzchni, bruzdy przechodzą miejscami w klinowate wapieni wierchowych, bywają wtedy głębsze, klinowate.

Na połączonych fragmentach powierzchni pochyłonych ku E dają się zauważyć jedynie drobne bruzdki o kilkumilimetrowej szerokości, podobne do rys tektonicznych. Na fotografii w dolnej (północnej) części widać ciemne łupki triasu reglowego, a w górnej powierzchnię nasunięcia zbudowaną z górnourajskich wapieni wierchowych. Widoczne są tu drobne, równoległe rowki o szerokości 2—3 mm i kierunku 55° . Inny fragment powierzchni nasunięcia (również pochyłony ku E) pocięty jest drobnymi, kilkucentymetrowymi uskokami o kierunku około 105° , obniżającymi powierzchnię nasunięcia ku N. Krawędzie bloków wyniesione tymi uskokami są poprzecinane bruzdkami o kierunku 90° , lub też wgniecione w szczylinę uskokową, tak że w najwyższej kilkucentymetrowej części tej dysjunkcji w ogóle nie ma szczeliny, jest ona plastycznie „zalepiona”.

Powierzchni nasunięcia towarzyszą uskoki w wierchowych wapieniach górnej jury. Jeden z takich uskoków z odsłoniętym lustrem tektonicznym z rysami znajduje się koło wodospadu w Dolince pod Jadamicę. Już w odległości kilkunastu centymetrów od tego lustra, w skrzydle zrzuconym występuje powierzchnia nasunięcia reglowego z charakterystycznymi bruzdami o kierunku 90° , równoległa do powierzchni lustra.

Opisane wyżej obserwacje powierzchni nasunięcia wskazują, że przesunięcie po powierzchniach uskoków towarzyszyło przesuwaniu jednostki reglowej po wierchowej i najprawdopodobniej było spowodowane tym samym procesem. Charakterystyczne występowanie głębokich bruzd na powierzchniach stromych i wykorzystanie do utworzenia bruzd w niektórych miejscach szczelin kliważowych wskazywałoby na znaczną kompresję o kierunku NW-SE w czasie ruchu po powierzchni kontaktu.

W opisanym wyżej fragmencie powierzchni nasunięcia można wyróżnić trzy rodzaje nierówności powierzchni.

1. Duże załamania rzędu kilkunastu-kilkudziesięciu metrów wywołane tworzeniem się uskoków w czasie procesu nasuwania.
2. Obłe, wydłużone w kierunku transportu tektonicznego bruzdy o głębokości od kilkunastu do 40 cm, związane z wgnięciem plastycznej, nasuwającej się masy w sztywniejsze podłoże.
3. Drobne, milimetrowej szerokości bruzdki i rysy tektoniczne, bez zadziórów, związane prawdopodobnie ze żłobieniem powierzchni nasunięcia przez twarde, drobne okruchy skał ze spągowej części masy reglowej.

Dalej na wschód, fragment nierównej powierzchni nasunięcia jednostki Bobrowca widoczny jest na Hali na Stołach. Na wapienie triasu środkowego jednostki organów nasunięte są dolomity triasu środkowego jednostki Bobrowca.

W szczytowej części Stołów odsłaniają się fragmenty nasunięcia dolomitów triasu środkowego reglowego na wapienie malmu i urgonu wierchowego ze strefy drobnych łusek tektonicznych między jednostką Organów i jednostką reglową. Widoczny jest tam fragment nasunięcia o budowie schodkowej — wywołanej w tym miejscu, raczej sztywnością drobnych bloków nasuwających się dolomitów.

W Świerkulach, nad halą Kominy Dudowe w wapienie „malmo-urgonu” łusek Świerkul są „wfałdowane” fragmenty dolomitów triasu reglowego (Jaroszewski 1957), całkowicie odłączone od wyższej masy dolomitów jednostki Bobrowca.

STOSUNEK JEDNOSTKI BOBROWCA DO REGLI ZAKOPIAŃSKICH

Schemat strukturalny regli zachodnich jest następujący: na dużej jednostce Bobrowca, obejmującej prawie kompletny zespół warstw płaszczowiny kriżniańskiej, leżą w części zachodniej triasowe (choczańskie) jednostki Furkaski i Korycisk, a w części wschodniej łuska margli kredowych z rozwleczonymi fragmentami dolomitów środkowotriasowych i wapieni malmu w spągu, wyżej zaś skałki liasu choczańskiego. Pochylenie zarówno warstw jak i powierzchni nasunięcia nie jest tu bardzo strome (fig. 3, 4 i 6).

Regle zakopiańskie mają inny schemat strukturalny; składają się one z jednostek stromo ponasuowanych jedna na drugą, zbudowanych z warstw triasowych i dolnojurajskich (Guzik & Kotański 1963). Tylko w rejonie Spadowca występuje płasko nasunięty płat triasowy.

Granica pomiędzy tymi strefami reglowymi przebiega w rejonie Uplazu Miętusiego. Rejon ten, ze względu na zasadnicze znaczenie dla tektoniki Tatr, był przedmiotem wielu opracowań (Rabowski 1921; Rabowski & Goetel 1925; Goetel & Sokołowski 1930; Rabowski 1930, 1954; Kotański 1965b). W zależności od aktualnego „stylu tektoniki” strefy reglowej, w pracach tych różnie interpretowano mozaikową budowę Uplazu Miętusiego. F. Rabowski (1954) wykonał zdjęcie geologiczne i przedstawił fałdową interpretację budowy Uplazu Miętusiego. Nową interpretację tektoniki tego obszaru, w stylu łuskowo-płaszczowinowym, ogłosił Z. Kotański (1956b). Obie interpretacje za mało uwzględniają fakt, że jest to obszar graniczny pomiędzy dwoma różnymi strefami reglowymi i drobne elementy tektoniczne tego przejściowego obszaru uważają za samodzielne jednostki.

Rozpatrując budowę Uplazu Miętusiego jesteśmy skłonni przydzielać litostratygraficzne elementy, charakterystyczne dla przylegającej części regli zachodnich — do tej strefy, podobnie jak do regli zakopiańskich elementy charakterystyczne dla tamtej strefy. Postępując w ten sposób, do strefy regli zachodnich zaliczymy z jednostek wyróżnionych przez Z. Kotańskiego (1965b), poza jednostkami wprost sięgającymi z zachodu, kredową „łuskę Jadamicy”, jurajsko-kredową część „łuski Kotaszki” i leżący na niej fragment choczański, oraz łuskę kajpru nad dnem Doliny Kościeliskiej oddzielającą jurę jednostki Bobrowca od dolnego triasu i anizyku przy Bramie Kraszewskiego. Do strefy regli zakopiańskich natomiast należałyby wszystkie fragmenty triasu dolnego i dolnej części środkowego, występujące w tej strefie.

Przy tej interpretacji trias dolny i anizyk na N od Bramy Kraszewskiego zostały zaliczone do regli zakopiańskich, a nie do jednostki Bobrowca („łuski Starych Kościelisk” — Kotański 1965b). Ten dolny trias kontaktuje z nasuniętymi nań: pod Stołami — kajprem i najwyższym ładynem jednostki Bobrowca (a nie anizykiem jak sądził Z. Kotański, 1965b), a pod Jadamicą — z kajprem, jurą i kredą. Nie jest też oczywiste, że jura i kreda „łuski Kotaszki” oraz ładyn jednostki Suchego Wierchu leżą pod dolnym triasem Bramy Kraszewskiego (Kotański 1965b). Zarówno trias jednostki Suchego Wierchu jak i jura i kreda są w morfologii wyżej niż dolny trias, a intersekcyjny przebieg granicy między nimi wskazuje raczej na niższą pozycję tektoniczną tego ostatniego. Wobec złego odkrycia terenu, nigdzie nie jest widoczny bezpośrednio stosunek tych elementów. Bardziej prawdopodobne jest, że dolny trias Bramy Kraszewskiego łączy się pod płatem jurajsko-kredowym („łuski Kotaszki”) z dolnotriasowymi elementami okolic Hali na Wyżnie. Połączenie tych elementów, przyjmowane już przez F. Rabowskiego i W. Goetla (1925), jest tym bardziej prawdopodobne, że spod jury i kredy „łuski Kotaszki” i choczańskiej „łuski Uplazu” w zachodniej i południowej ich części wychodzą drobne fragmenty dolnotriasowe.

Natomiast dolny trias i anizyk z okolic Krowiego Żlebu, leżące poniżej margli kredowych, a na jednostce Suchego Wierchu, należy traktować jako przedłużenie jednostki Czarnej Turni, która jest tu złuskowana.

Jednostka Suchego Wierchu na Uplazie Miętusim pomiędzy obiema opisanymi wyżej grupami łusek jest dużym elementem tektonicznym, wykazującym gwałtowną redukcję profilu. Jak wynika z map Z. Kotańskiego (1965b), redukcja ta jest większa w dolnej części jednostki, w warstwach dolnego triasu i anizyku. Redukcja ta ma charakter tektoniczny, gdyż w tym miejscu kończy się jednostka Suchego Wierchu. Jej przedłużenie ku zachodowi pod innymi jednostkami regłowymi (jak przypuszcza Z. Kotański, 1965b) jest mało prawdopodobne. W związku z redukcją miąższości jednostki Suchego Wierchu, elementy spagowe i stropowe tej jednostki w stronę Doliny Kościeliskiej zbliżają się do siebie i to tym bardziej, że jednostka Czarnej Turni leży na jednostce Suchego Wierchu dyskrepanтно — w dolnej części Sywarowego kończą się resztki kajpru jednostki Suchego Wierchu, a na Uplazie Miętusim znika górny ładyn (por. Kotański 1965b).

Strefa regli zachodnich w dolnej części Uplazu Miętusiego (na Jadamicy) reprezentowana jest przez normalną serię jurajsko-kredową jednostki Bobrowca, będącą przedłużeniem warstw z zachodniego zbocza Doliny Kościeliskiej. Z tą serią wiąże się najprawdopodobniej płat margli kredowych leżący niezgodnie częściowo na jednostce Bobrowca, a częściowo na triasie na południe od niej („łuska Jadamicy” — Kotański 1965b). Natomiast jurajsko-kredowa część „łuski Kotaszki” i choczańska

łuska Uplązu leżą ponad wszystkimi otaczającymi je elementami tektonicznymi i są częścią strefy regli zachodnich.

Ze stosunków strukturalnych na Uplązie Miętusim wynika, że strefa regli zachodnich nasunięta jest na regle zakopiańskie z NW na SE. Dolny trias na Uplązie Miętusim został rozwleczoney przez nasuwające się masy jurajsko-kredowe, co widać na zboczach Jadamicy nad Krowim Żlebem i w górnej części Dolinki pod Jadamicę.

Kierunek tego nasunięcia jest zgodny z kierunkiem opisanych poprzednio wewnętrznych odkłuć w obrębie jednostki Bobrowca (fig. 5), m. in. z nasunięciem w warstwach kajpru i dolnej jury w rejonie Doliny Kościeliskiej, które mogą mieć związek z nasunięciem całej strefy regli zachodnich. Również pomiary mezofałdów w jednostce Bobrowca wskazują na kompresję o tym kierunku.

Dalej ku północy, w rejonie Przysłópu Miętusiego granica między strefą regli zachodnich i zakopiańskich jest dość wyraźna. Dolny trias jednostki Czarnej Turni obserwuje się w dnie Doliny Miętusiej na wschód od wylotu Szerokiego Żlebu, na Przysłópie Miętusim i na wschód od niego. Jednostka Czarnej Turni regli zakopiańskich, wzdłuż linii biegnącej od wylotu Szerokiego Żlebu do Przysłópu Miętusiego, graniczy z elementami regli zachodnich — jurą i kredą w facji krizniańskiej oraz skałami liasu chochańskiego. W tej okolicy strefa regli zachodnich składa się z drobnych elementów, których powiązania nie są wyraźnie widoczne. Dominują tu margle kredy krizniańskiej, nad Doliną Kościeliską rozdzielone pasmem porwaków dolomitów środkowotriasowych i wapieni górnojurajskich (Guzik, Guzik & Sokołowski 1958; Sokołowski 1961). Z badań

Fig. 6

Szkic tektoniczny okolic jednostki Bobrowca

Regle zachodnie: 1G łuska Głębowca, 1M łuska Mihulczy, 1P łuska Parządczaka, 1JF jednostka Furkaski, 1JK jednostka Korycisk. Regle zakopiańskie: 1JSW jednostka Suchego Wierchu, 1JCT jednostka Czarnej Turni, 1JMS jednostka Małej Swinicy, 1JSC jednostka Samkowej Czuby. Strefa wierzchowa: 1FCW „fałd” Czerwonych Wierchów, 1FG „fałd” Giewontu. 1 południowa granica eocenu, 2 elementy płaszczowiny regłowej górnej, 3 elementy płaszczowiny regłowej dolnej, 4 jednostki wierzchowe, 5 osadowa pokrywa autochtoniczna, 6 skały krystaliczne, 7 nasunięcia główne, 8 nasunięcia podrzędne, 9 granica regli zachodnich i zakopiańskich, 10 uskoki, 11 uskoki wyznaczone fotointerpretacyjnie, 12 mylonity

Tectonic sketch of neighbour areas of the Bobrowiec unit

Western part of sub-Tatric zone: 1G Głębowiec slice, 1M Mihulče slice, 1P Parządczak slice, 1JF Furkaska unit, 1JK Koryciska unit. Zakopane part of sub-Tatric zone: 1JSW Suchy Wierch unit, 1JCT Czarna Turnia unit, 1JMS Mała Swinica unit, 1JSC Samkowa Czuba unit. High-Tatric zone: 1FCW Czerwone Wierchy "fold", 1FG Giewont "fold". 1 southern limit of Eocene, 2 elements of upper sub-Tatric nappe, 3 elements of lower sub-Tatric nappe, 4 high-Tatric units, 5 sedimentary autochthonous cover, 6 crystalline rocks, 7 main overthrusts, 8 subordinary overthrusts, 9 boundary of western and Zakopane parts of the sub-Tatric zone, 10 faults, 11 faults recorded by photointerpretation, 12 mylonites

stratygraficznych dr Jerzego Lefeldta (informacja ustna) wynika, że margle kredowe poniżej tych porwaków są również złuszkowane. Ku wschodowi w obrębie kredy pojawiają się skałki „liasu choczańskiego”, a ślady pasma porwaków znajdujemy w skałce triasowej nad Doliną Miętusią (leżącej ponad marglami kredowymi), oraz w drobnych fragmentach wapieni i dolomitów na północ od Eliaszowej Turni. Jest on więc zniekształcony przez wciśnięte w margle kredowe skałki wapieni „liasowych”. Wiązanie dolomitów triasowych tego pasma porwaków z jednostką Czarnej Turni jest mało uzasadnione.

Na północ od Czerwonej Skałki, ze strefą regli zakopiańskich graniczy eocen Hrubego Regła. Granica ta przebiega nad dnem Doliny Małej Łąki po jej zachodniej stronie. Obecna intersekcja wykazuje, że wzdłuż tej granicy do podłoża reglowego dochodzą różne ogniwa eocenu Hrubego Regła. S. Sokołowski (1959b), a za nim P. Roniewicz (1969) przyjmowali, że jest to brzeg zatoki eoceńskiej. Z tą koncepcją nie zgadza się wniosek P. Roniewicza (1969), że rodzaj spągowych osadów eocenu zależy od podłoża. Tymczasem tutaj do brzegu zbudowanego z dolomitów środkowotriasowych i mającego stale to samo pochylenie w granicach dwudziestu paru stopni (ku południowi) przylegałyby bezpośrednio kolejno: zlepienie czerwony z przewagą materiału „liasowego choczańskiego”, zlepienie szary, którego materiał klastyczny wiąże P. Roniewicz (1969) z dolomitem choczańskim, i dolomity detrytyczne uważane przez tego autora za osad strefy bardziej oddalonej od brzegu. Rozszerzenie strefy sedymentacji miałyby nastąpić dopiero w wyższym poziomie wapieni organodetrytycznych.

Wydaje się bardziej prawdopodobne, że prosta, ostra granica regli zakopiańskich i eocenu Hrubego Regła ma charakter tektoniczny. Powstanie jej można wyjaśnić następująco: po osadzeniu spągowego czerwonego zlepieńca z przewagą materiału „liasowego choczańskiego” na linii Doliny Małej Łąki powstał uskoki wynoszący po stronie wschodniej ponad sedyment eoceński środkowotriasowe warstwy regli zakopiańskich. W powstałym zagłębieniu — obecnym obszarze Hrubego Regła — powstają znacznej miąższości zlepieńce, zawierające w przewodzie materiał środkowotriasowy, z opisanego wyniesienia. Wiązanie dolomitowych okruczków ze zlepieńca z hipotetycznym dolomitem choczańskim wydaje się niekoniecznym — w triasie środkowym regli zakopiańskich występują bowiem również jasne, krystaliczne dolomity. Przeprowadzona przez P. Roniewicza (1969) analiza orientacji otoczków szarego zlepieńca w żlebie Jaroniec wskazuje na kierunek transportu z południowego wschodu, czyli właśnie od ewentualnego wyniesienia triasowego. Powstałe zagłębienie mogło zostać zasypane w poziomie dolomitów detrytycznych, mogło też — co bardziej prawdopodobne — dopiero w tym czasie ustać stopniowe podnoszenie wschodniego zbocza Doliny Małej Łąki, za czym przemawiałyby

brak większych bloków w spągu szarego zlepieńca i bardzo powolna zmiana frakcji w górę profilu.

Tego rodzaju interpretacja kontaktu regli zakopiańskich z eocenem Hrubego Regła byłaby zgodna z wnioskami P. Roniewicza (1969) dla innych obszarów występowania dużych miąższości zlepieńców eoceńskich (Tatry Bielskie, Zuberec, Masyw Choczański), które wiąże on z eocенską aktywnością tektoniczną.

Opisany wyżej uskok między eocenem Hrubego Regła i reglami zakopiańskimi znajduje się na przedłużeniu nasunięcia strefy regli zachodnich na zakopiańskie. Wydaje się, że może to być ta sama struktura — odmłodzona w eocenie. Granicę pomiędzy reglami zachodnimi i zakopiańskimi należy więc prowadzić na linii obecnego kontaktu regli zakopiańskich i eocenu, a nie pod tym ostatnim.

Nie zostały tu omówione elementy reglowe okolic Gładkiego Upląziańskiego. Uczyniono to celowo, uważając, że należą one już do innej strefy regli zachowanej obecnie tylko w tym miejscu. Dzieli ją od opisanej północnej strefy pas dolnotriasowych łusek w strefie fleksury brzeżnej. Na Gładkim Upląziańskim, zdaniem autorki występują elementy reglowe płasko nasunięte na strukturę wierchową, nie związane ani z reglami zakopiańskimi, ani z zachodnimi.

ZAKOŃCZENIE

Przedstawione obserwacje i ich interpretacja pozwalają na podjęcie próby odtworzenia etapów powstania obecnej struktury jednostki Bobrowca.

Jednostka ta w okolicy Bobrowca jest znacznie przesunięta ku południowi. Dlatego M. Limanowski (1911, 1912) wprowadził pojęcie transwersalnej depresji Bobrowca. Ponieważ brak tu wygięcia depresyjnego granicy trzonu krystalicznego, dlatego wielu autorów nie przyjęło istnienia tej depresji (Rabowski & Goetel 1925; Goetel & Sokołowski 1930; Sokołowski 1959a, 1960, 1961). B. Halicki (1955) znów posługuje się pojęciem depresji Bobrowca, a Z. Kotański (1961) wyraża pogląd, że cofnięcie ku południowi jednostki reglowej w okolicach Bobrowca jest wywołane różnicowaniem paleogeograficznym osadowego autochtonu, co po wydźwignięciu trzonu spowodowało znaczne deniwelacje morfologiczne. Wydaje się, że czynnik ten miał istotnie bardzo duże znaczenie dla późniejszego rozkładu młodszych struktur i że na rozmieszczenie elementów reglowych zasadniczo wpłynęła morfologia powierzchni autochtonu i nasuniętych jednostek parautochtonicznych (Czerwonych Wierchów i Giewontu). Dyslokacja Siodła, dzieląca jednostkę Bobrowca na dwa wielkie bloki

i tworząca wschodni „skłon” depresji Bobrowca, przesuwa blok wschodni ku północy w miejscu, gdzie w jej podłożu wypiętrza się autochtoniczny masyw Kominów Tylkowych ze znacznej miąższości sfałdowanym triasem środkowym. Podobnie ponad pojawiającą się w okolicy Stołów i gwałtownie rosnącą masą „fałdu Czerwonych Wierchów” kończy się strefa regli zachodnich, a pojawiają się znacznie przesunięte ku północy regle zakopiańskie. Dalej ku wschodowi, w jednostce Suchego Wierchu regli zakopiańskich, dyslokacja transversalna pod Łysankami (Iwanow 1965) przesuująca wschodnią część jednostki ku północy występuje w miejscu pojawienia się w podłożu masy fałdu Giewontu, a zmiany w rozkładzie mas reglowych na linii Doliny Bystrej są związane z nowym elementem — wyspą krystaliczną Goryczkowej.

Również strefy łusek spągowych w podłożu jednostki Bobrowca wykazują zależność od podziału jednostki Bobrowca na bloki. W spągu bloku wschodniego występują łuski Świerkul zbudowane z kajpru, „liasu” i „malmo-urgonu” wierchowego, poniżej bloku zachodniego występują łuski wierchowe środkowego triasu wiązane przez Z. Kotańskiego (1961) z fałdem Kominów Dudowych, a po stronie słowackiej w Dolinie Bobrowieckiej, pod Kiczere i Osobitą przez jednostkę reglową rozwleczone są fragmenty „liasu i malmu wierchowego”. Takie zróżnicowanie stref łusek spągowych może świadczyć o zindywidualizowaniu się elementów cząstkowych jednostki Bobrowca przed ich nasunięciem na obecne miejsce.

W kształtowaniu obecnego rozkładu mas reglowych na badanym terenie zasadniczą rolę grają uskoki i złuskiowania. W ogóle charakterystyczna jest obecność niemal wyłącznie deformacji o charakterze dysjunktywnym, megafałdów nie obserwuje się, a mezofałdy są nieliczne. W jednostce Bobrowca tylko dyslokacja Siodła i dyslokacja graniczna z reglami zakopiańskimi obejmują całą strukturę. Inne uskoki — liczne w spągowej sztywnej masie dolomitowej — ku górze znikają. Większość tych uskoków zapewne powstała w czasie nasuwania się jednostek reglowych, czego dowodem jest likwidacja w spągowej części jednostki Bobrowca (np. nad Świerkulami) różnych części profilu triasowego w zależności od wcześniejszych przesunięć blokowych. Do strefy wierchowej przechodzi tylko część uskoków z jednostki Bobrowca. Obserwuje się je tylko w pobliżu kontaktu z jednostką reglową, nie przedłużają się dalej w podłożu wierchowym. Na przykład dyslokacja Siodła oddziela w swej południowej części trias reglowy od wierchowego Wielkich Turni, ale nie kontynuuje się dalej na południe, podobnie dyslokacja nad Doliną Bobrowiecką, na której kończy się od zachodu trias reglowy Bobrowca, sięga na południe co najwyżej do granicy osadowej serii autochtonicznej z klinem skał krystalicznych. Oba opisane uskoki kończą się więc na linii równoleżnikowej dyslokacji obcinającej na Bobrowcu od południa jed-

nostkę reglową. Podobnie uskoki w rejonie Opalonego i Stołów stanowią w wielu miejscach intersekcyjną granicę między jednostką reglową i marglami albu wierchowego, nie obserwuje się jednak ich przedłużenia w Kominach Tylkowych. Podobna sytuacja jest w spągowej części „fałdu Czerwonych Wierchów” nad Doliną Kościeliską, gdzie uskoki z tej jednostki obserwowane są jeszcze na granicy z albem Pisanej, ale nie przechodzą poniżej margli albu. Wszystkie te uskoki powstałyby, względnie zostały odmłodzone, już po nasunięciu jednostek na obecne miejsce.

Dyslokacja Siodła i struktury oddzielające regle zachodnie od zakopiańskich są starsze, powstały we wczesnym etapie deformowania płaszczowiny reglowej, później jednak były odnawiane. Dyslokacja Siodła w północnej części oddziela jednostkę Furkaski od jednostki Bobrowca, ruch na tej linii zachodził więc i po nasunięciu jednostki Furkaski. Granica regli zachodnich i zakopiańskich jest dyslokacją z okresu nasuwania jednostek reglowych, odmłodzoną jeszcze w eocenie.

Największy wpływ na budowę strefy wierchowej opisywanego rejonu miała równoleżnikowa dyslokacja na południowych zboczach Bobrowca, która oddziela jednostkę reglową od wierchowej, ku zachodowi kontynuuje się między autochtonicznym dolnym triasem i klinem skał krystalicznych, a ku wschodowi oddziela „malm” i „neokom” Kominów Dudowych od albu. Jest to zapewne starsza nieciągłość istniejąca już wcześniej w podłożu krystalicznym (fig. 6), a odmłodzona pod naciskiem nasuwającej się masy reglowej. Kierunek tej dyslokacji jest charakterystyczny dla trzonu krystalicznego w Tatrach Wysokich (Grochocka-Piotrowska 1970). Tego rodzaju dyslokacje mogły gdzie indziej prowadzić do dzielenia płaszczowiny na drobniejsze elementy, później ponasuwane na siebie.

Interesującym zagadnieniem jest wsteczny charakter nasunięć łuski Parządczaka na łuskę Głębowca, jury i kredy w Dolinie Kościeliskiej na niższe ogniwa litostratygraficzne jednostki Bobrowca oraz strefy regli zachodnich na zakopiańskie. Analiza mezofałdów w jednostce Bobrowca wskazuje na znaczną kompresję w kierunku NW-SE. Sądząc z ogólnej sytuacji tektonicznej, ruch w tym kierunku odbył się już po zasadniczym nasunięciu płaszczowin reglowych. Niniejsze opracowanie nie daje podstaw do interpretowania tego zjawiska, gdyż może ono być rozpatrywane tylko na szerszym tle budowy masywu tatrzańskiego, a nawet bloku słowackiego.

LITERATURA CYTOWANA

- ANDERSON E. M. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. 2 ed. Oliver & Boyd, Edinburg.
- ANDRUSOV D. 1936. Subtatrské príkrovy zapadnich Karpát (Sur nappes subtatriques des Carpathes occidentales). — *Carpathica* 1. Praha.
- 1959. Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masivu Vysokých Tatier na uzemi Slovenska (Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra). — *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied*, r. 10, č. 1. Bratislava.
- BAC M. 1963. Budowa geologiczna Stołów pod Kominami Tylkowymi w Tatrach Zachodnich (The geology of the Stoły Massif in West Tatras). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, no. 1. Warszawa.
- BAC M. & GROCHOCKA K. 1965. Budowa fałdu Czerwonych Wierchów na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej w Tatrach (La structure du pli de Czerwone Wierchy sur le versant est de la Vallée Kościeliska). — *Ibidem*, vol. 15, no. 3.
- BIEŁY A. 1961. Poznámký ku geologii mezozoika „korenových” zón Veporid. — *Geol. Práce, Zprávy* 21. Bratislava.
- BILLINGS M. P. 1954. Structural Geology. Prentice Hall, New York.
- GAŹDZIŹKI A. 1969. Charakterystyka mikrofacjalna retyku reglowego (križniahského) Doliny Lejowej. [Maszynopis pracy magisterskiej w Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej UW. Warszawa.
- 1970. Triasina microfacies in the sub-Tatric Rhaetic of the Tatra Mts. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 18, no. 2. Varsovie.
- GASIOROWSKI S. M. 1959. Nowe dane o wieku radiolarytów serii reglowej dolnej w Tatrach (On the age of radiolarites in the sub-tatric series in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, no. 2. Warszawa.
- GOETEL W. 1917a. Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. — *Bull. Intern. Acad. Pol. Sci., Cl. Math.-Nat., Ann.* 1916. Cracovie.
- 1917b. Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocsdolomitfrage in der Tatra. — *Ibidem*.
- GOETEL W. & SOKOŁOWSKI S. 1930. Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego (La structure tectonique de la zone subtatrique aux environs de Zakopane). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 6 (1929). Kraków.
- GRABOWSKA-HAKENBERG H. 1958. Budowa geologiczna zachodniego obszaru Kop Sołtysich w Tatrach (Geology of western part of Kopy Sołtysie, Tatra Mountains). — *Kwartalnik Geol.*, t. 2, nr 2. Warszawa.
- GRABOWSKI P. 1967. Budowa geologiczna łusek Upiązu, Kończystej i Bramy Kantaka na wschód od Doliny Kościeliskiej (Geology of the Chocz scales of Upiąz, Kończysta and Brama Kantaka east of the Kościeliska Valley). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, no. 4. Warszawa.
- GROCHOCKA-PIOTROWSKA K. 1970. Fotointerpretacja i geneza struktur nieciągłych w masywie granitowym polskiej części Tatr Wysokich (Photointerpretation and genesis of the disjunctive structures in the granite massif of the Polish Tatra Mts.). — *Ibidem*, vol. 20, no. 2.
- GUZIK K. 1936. O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej — choczańskiej (Über die Stratigraphie der Trias in der oberen subtatrischen Decke in der Hohen Tatra und im Chocs-Gebirge). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 12. Kraków.
- 1939. Serie reglowe na zachód od dol. Kościeliskiej w Tatrach (mapa). Państw. Służb. Geol. PIG. Warszawa.

- 1959a. Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskiej) w Tatrach Zachodnich (Index features of Triassic stratigraphy in the Upper (Choć) Sub-Tatric Series in Western Tatra). — Biul. Inst. Geol. 149. Warszawa.
 - 1959b. Niektóre zagadnienia stratygrafii liasu-doggeru płaszczowiny reglowej dolnej w Tatrach (Notes on some stratigraphic problems of the Lias-Dogger rocks in the Lower Sub-Tatric Nappe of the Tatra Mountains). — *Ibidem*.
 - 1959c. Wycieczka G₂ in Przewodnik XXXIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatrach i na Podhalu. Warszawa.
 - 1959d. Bobrowiec. Mapa geologiczna Tatr Polskich. Inst. Geol. Warszawa.
 - 1959e. Kominy Tylkowe. Mapa geologiczna Tatr Polskich. Inst. Geol. Warszawa.
- GUZIŁ K. & GUZIŁ S. 1958. Furkaska. Mapa geologiczna Tatr Polskich. Inst. Geol. Warszawa.
- GUZIŁ K., GUZIŁ S. & SOKOŁOWSKI S. 1958. Hruby Regiel. Mapa geologiczna Tatr Polskich. Inst. Geol. Warszawa.
- GUZIŁ K. & KOTAŃSKI Z. 1963. Tektonika regli zakopiańskich (La tectonique de la zone subtatrique de Zakopane). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, no. 3/4. Warszawa.
- HALICKI B. 1955. O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach (La nappe subtatrique inférieure dans le bassin de Sucha Woda, Haute Tatra). — *Ibidem*, vol. 5, no. 1.
- IWANOW A. 1965. Budowa geologiczna jednostki reglowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej i Doliną Małej Łąki w Tatrach (La structure géologique de l'unité de Suchy Wierch entre la vallée de Bystra et la vallée de Mała Łąka dans les Tatras). — *Ibidem*, vol. 15, no. 3.
- JAROSZEWSKI W. 1957. Geologia pasma Świerkul (Geology of the Świerkulé range in the Tatra mountains). — *Ibidem*, vol. 7, no. 4.
- 1958. Tektonika serii wierchowej na wschodnim zboczu Bobrowca (Tectonics of the high-Tatric series on the eastern slope of Mount Bobrowiec). — *Ibidem*, vol. 8, no. 2.
- KOTAŃSKI Z. 1959. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphical sections of the high-tatric series in the Polish Tatra Mts.). — Biul. Inst. Geol. 139. Warszawa.
- 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras). — *Acta Geol. Pol.* vol. 11, no. 2/3.
 - 1963. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich (Stratigraphie et lithologie du Trias subtatrique de la région de Zakopane). — *Ibidem*, vol. 13, no. 3/4.
 - 1965a. Analogie litologiczne triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim (Analogies lithologiques entre le Trias de Tatra et celui des Alpes orientales). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 35, z. 2. Kraków.
 - 1965b. Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską (La structure géologique de la zone subtatrique entre la vallée de Mała Łąka et la vallée Kościeliska dans les Tatras Occidentales). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 15, no. 3. Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. & RADWAŃSKI A. 1959. Fauna z *Pygope diphya* i limburgity w tonie wierchowym Osobitej (High-tatric Tithonian in the Osobita region, its fauna with *Pygope diphya* and products of the volcanoes). — *Ibidem*, vol. 9, no. 4.
- KRAJEWSKI R. & MYSZKA J. 1958. Wapienie manganowe w Tatrach między Doliną Chochołowską i Lejową (Manganiferous limestones in the Tatra Mts.

- between the Chochołowska and Lejowa Valleys). — *Biul. Inst. Geol.* 126. Warszawa.
- KREUTZ S. 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym (Le massif cristallin des Tatras). — *Wierchy*, R. 8. Kraków.
- LEMANOWSKI M. 1901. Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich (Faune de Werfen dans les Tatras. Les îlots de Tatra à l'époque triassique). — *Kosmos*, R. 26. Lwów.
- 1911. Geologiczne przekroje przez wielki faid Czerwonych Wierchów między Doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach (Coupes géologiques par le grand pli couché des Montagnes Rouges entre la vallée de Sucha Woda et la vallée Chochołowska). — *Rozpr. Pol. Akad. Um.*, og. zb. 51, t. 11, s. 3, dz. A. Kraków.
- 1912. Tektonika Tatr. Geografia fizyczna ziem polskich. — *Encykl. Pol. Akad. Um.*, t. 1, dz. I/II. Kraków.
- LUGEON M. 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — *Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat.*, vol. 39. Lausanne.
- MAHEL M. 1961. Tektonik der zentralen Westkarpaten. — *Geol. Práce, Zprávy* 60. Bratislava.
- MAHEL M., ANDRUSOV D., BUDAY T., FRANKO O., ILAVSKÝ J., KULLMAN E., KUTHAN M., MATEJKA A., MAZUR E., ROTH Z., SENEŠ J., SCHEIBNER E. & ZOUBEK V. 1964. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1: 200 000. List Banská Bystrica. Bratislava.
- MATEJKA A. & ANDRUSOV D. 1931. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et de régions avoisinantes. Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales. — *Knih. Stát. Geol. Úst. ČSR*, sv. 13. Praha.
- MOODY J. D. & HILL M. J. 1956. Wrench-fault tectonics. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 67, no. 9. Baltimore.
- NAGRABECKA E. 1961. Zdjęcie geologiczne strefy kontaktu płaszczowiny reglowej dolnej i reglowej górnej między Doliną Kościeliską a Jarońcem w Tatrach. Maszynopis pracy magisterskiej w Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej UW. Warszawa.
- RABOWSKI F. 1921. O trasie wierchowym w Tatrach (Sur les trias hauttatrique de la Tatra). — *Spraw. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 1, z. 1—3. Warszawa.
- 1930. Rozważania nad budową pasma reglowego w Tatrach (Quelques réflexions sur la tectonique de la zone subtatrique de la Tatra). — *Ibidem*, t. 5, z. 3/4.
- 1954. Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych na prawym zboczcu Doliny Kościeliskiej w okolicy Uplazu Miętusiego i ich znaczenie (Les rapports structuraux entre les nappes subtatriques de la Tatra sur le versant droit de la Vallée Kościeliska aux environs de l'Uplaz Miętusi et leur signification). — *Biul. Inst. Geol.* 86. Warszawa.
- 1959. Serie wierchowce w Tatrach Zachodnich (High-Tatric series in the West Tatra Mts.). — *Prace Inst. Geol.*, t. 27. Warszawa.
- RABOWSKI F. & GOETTEL W. 1925. Budowa Tatr. Pasma reglowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatrique). — *Spraw. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 3, z. 1/2. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. 1968. Studium petrograficzne i sedimentologiczne retyku wierchowego Tatr (Petrographical and sedimentological studies of the high-tatric Rhaetic in the Tatra Mountains). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 25. Warszawa.

- RONIEWICZ P. 1969. Sedymencja eocenu numulitowego Tatr (Sedimentation of the Nummulite Eocene in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 19, no. 3. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. 1925. Spostrzeżenia nad wiekiem i wykształceniem liasu regionowego w Tatrach (Die Beobachtungen über das Alter und Entwicklung des subtatratischen Lias in Tatragebirge). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 2 (1923—1924). Kraków.
- 1948. Tatry Bielskie. Geologia zbroczy południowych (Les Tatry Bielskie. La géologie de leurs versants méridionaux). — *Prace PIG (Trav. Serv. Géol. Pol.)*, t. 4. Warszawa.
- 1959a. Zarys geologii Tatr (Outlines of geology of the Tatra Mountains). — *Biul. Inst. Geol.* 149. Warszawa.
- 1959b. Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich (Geological map of the nummulitic Eocene region, northern margin of the Polish Tatra). — *Ibidem*.
- 1960. Badania geologiczne w Tatrach. — *Prace Inst. Geol.*, t. 30, cz. 1. Warszawa.
- 1961. Uwagi o wynikach nowych badań nad tektoniką Tatr (Remarks of the new recherches on the tectonics in the Tatra Mts.). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 30, z. 4. Kraków.
- STACHE G. 1867. Aufnahmen im Gebiete der Hohen Tatra. — *Jb. Geol. Reichsanst.*, Bd. 17. Wien.
- SUJKOWSKI Z. 1933. Niektóre spongolity z Tatr i Karpat (Sur certains spongolithes de la Tatra et des Karpates). — *Spraw. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 7, z. 4. Warszawa.
- SZULCZEWSKI M. 1963. Budowa geologiczna Małej Świstówki (The geology of Mała Świstówka in Western Tatra). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, no. 2. Warszawa.
- UHLIG V. 1897. Geologie des Tatragebirges. I Einleitung u. stratigraphischer Teil. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl.*, Bd. 64. Wien.
- 1900. Die Geologie des Tatragebirges. II Tektonik d. Tatragebirges. III Geologisches Gesicht d. Tatragebirges. IV Beiträge zur Oberflächengeologie. — *Ibidem*, Bd. 68.
- 1911. Tatry. Mapa geologiczna z objaśnieniami polsko-niemieckimi 1:75 000. Nakł. Pol. Akad. Um., wyd. Mil. Geogr. Inst. Wiedeń.
- WANECKA-BAREJOWA E. 1956. Zdjęcie geologiczne okolic Bobrowca w Tatrach, Zachodnich. Maszynopis pracy magisterskiej w Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej UW. Warszawa.
- WIGILEW B. 1914. Neokom reglowy w Tatrach (Das subtatratische Neokom in der Tatra). — *Spraw. Komis. Fizjogr.*, t. 48 (1913), dz. 3. Kraków.
- WÓJCIK Z. 1959. Serie wierchowe południowych zbroczy Bobrowca (High-tatric series in the south side of Mt. Bobrowiec, Western Tatra Mountains). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, no. 2. Warszawa.
- ZEJSZNER L. 1856. Geognostische Beschreibung des Liaskalkes in der Tatra und den angrenzenden Gebirgen. — *S. B. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl.*, Bd. 19. Wien.
- ZWOLIŃSKI S. 1966. Kopalnie w Bobrowcu (The mine at Bobrowiec). — *Wierchy*, t. 34. Kraków.

SUMMARY

ABSTRACT: The tectonics of the lower sub-Tatric (Križna) nappe in the western part of the Tatra Mts is characterized. This part of the Križna nappe consists of a separate tectonic unit of Mt. Bobrowiec, with monoclinical structure, non-folded but sliced and divided into separate blocks by transversal faulting. In the Polish text of the paper, the structure of tectonic elements under- and overlying the Bobrowiec unit and the relation of the latter to adjoining sub-Tatric units, are also discussed.

INTRODUCTION

The Bobrowiec unit, an equivalent of the Bobrowiec Teildecke (Andrusov 1959), constitutes a part of the Križna (lower sub-Tatric) nappe of the Western Tatra Mts, between Mt. Osobita in the west and the Miętusi Upiasz in the east. This unit is generally of a monoclinical character and includes a nearly complete sequence of deposits from the Lower Triassic to the Lower Cretaceous. The unit is underlaid by the high-Tatric substrate (sedimentary autochthonous cover and overthrust elements) and is overlaid by slices of the Choć nappe (Figs 1 to 4 and 6).

TECTONICS OF THE BOBROWIEC UNIT

West of the Bobrowiecka Valley, on the NE slopes of Mt. Osobita, the Bobrowiec unit is represented by Middle Triassic, Keuper, and Lower Jurassic deposits (Fig. 2). Tectonic detachment between Middle Triassic deposits and the upper part of this unit divides the sedimentary series of the Bobrowiec unit into two slices. In the present paper, the Triassic (southern) slice is termed the Miłulče slice instead of the Miłulče Teildecke of Andrusov (1959), and the northern one — the Parządczak slice.

In the Bobrowiecka Valley, the Middle Triassic deposits of the Miłulče slice do not occur, and the Rhaetian limestones of the Parządczak slice directly overlay the high-Tatric substrate (Figs 2 and 3). Further to the east, the Middle Triassic deposits appear once more along a fault line, over the Juraniowa Valley (Figs 2 and 3). In the upper part of this valley, the Middle Triassic deposits occur in the form of several blocks of Upper Ladinian sediments, rotated in relation to one another (Fig. 3), whereas the upper part of the Bobrowiec unit (Keuper to Cretaceous deposits), on the slopes of the Juraniowa Valley, is slightly disturbed. Faults cutting Middle Triassic deposits disappear in plastic Keuper shales. Between Middle Triassic and younger rocks, again a detachment appears in the form of thrust fault of younger deposits of the Parządczak slice toward the south and extending into the Middle Triassic deposits of the Głębowiec slice (cf. section IV in Fig. 4).

Middle Triassic rocks of the eastern part of the Bobrowiec unit also exhibit a block structure, but less complex (section V in Fig. 4). Along the line of last-named section, a detachment of younger rocks of the Parządczak slice over Middle Triassic rocks is clearly distinct.

The part of the Bobrowiec unit described above is separated from the eastern part by a great dislocation zone, which continues from the eastern part of Mt. Bo-

bobrowiec north-east through the Siodło, to the Lejowa Valley. Along this line, the eastern part of the Bobrowiec unit is translocated over 500 m to the north. The character of the dislocation is varied; in the southern part it is a large fault zone, whereas closer to Siodło and over the Lejowa Valley, the rocks along this dislocation are flexurally bent. Along the line of this dislocation (Siodło dislocation), both parts of the Bobrowiec unit are translocated and rotated in relation to each other (Figs 3 and 5). Similar strikes (NW-SE), both in the western and in the undisturbed upper part of this unit west of Mt. Parządczak, may represent the primary direction for the whole unit in the undisturbed form; the structure of the western slopes of the Chochołowska Valley is modified by the Siodło dislocation.

The western part of the Bobrowiec unit also exhibits block structure, but there is no detachment between Middle Triassic dolomites and younger rocks (Fig. 3, and section VII in Fig. 4).

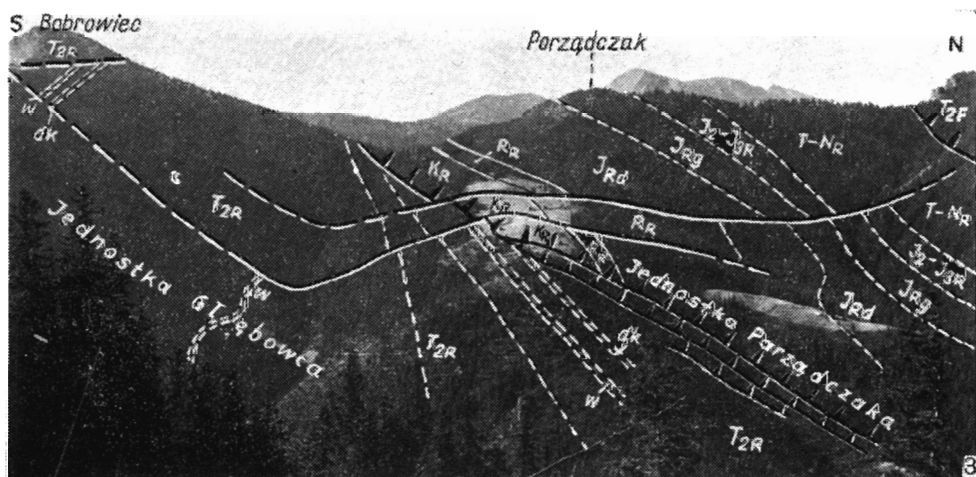
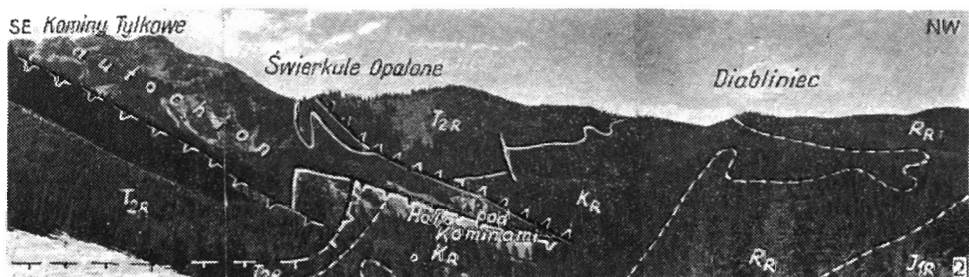
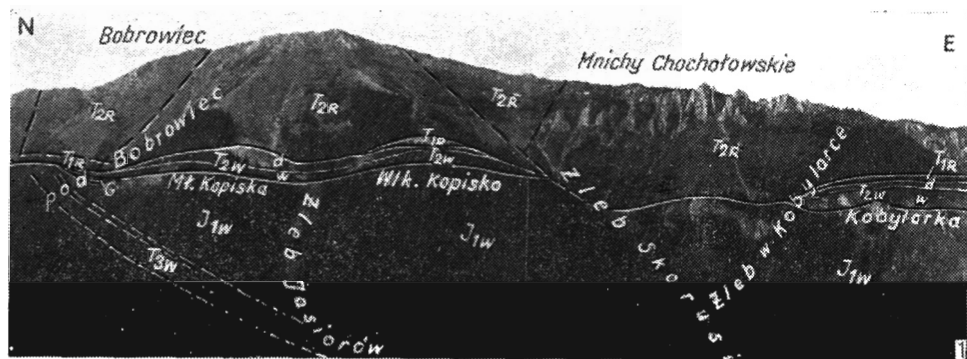
A fault continues along the line of the Kościeliska Valley, behind which Campanian and Lower Anisian shales and limestones outcrop on the eastern slopes of the Kościeliska Valley (section X in Fig. 4). This fault does not pass into upper overthrust beds of Jurassic and Cretaceous age (fig. 3).

TECTONIC MESOSTRUCTURES

Directions of joints and cleavage, parallel to the main faults, *i.e.* SW-NE, prevail on the whole area of the Bobrowiec unit. Two main directions of vertical disjunction surfaces were noted (30–60° and 120–140°). These are probably shear directions, pointing to the longitudinal trend of main compression. Similar directions of shear planes are observed in slices of the Choč nappe, and also in the transgressive Eocene cover (Fig. 5).

From the fold structures, only rare mesofolds are represented in the Bobrowiec unit. They are observed in Ladinian dolomites, Keuper shales and Tithonian and Cretaceous limestones and marls. Directions of folds in most cases are parallel to the main direction of faults, *i.e.* SW-NE (Fig. 5). Small-scale overthrusts are rather numerous. In the top parts of the Bobrowiec unit, a single folds oriented W-E have been noted, which probably are connected with a meridian overthrusting of the lower (Furkaska) slice of the Choč nappe.

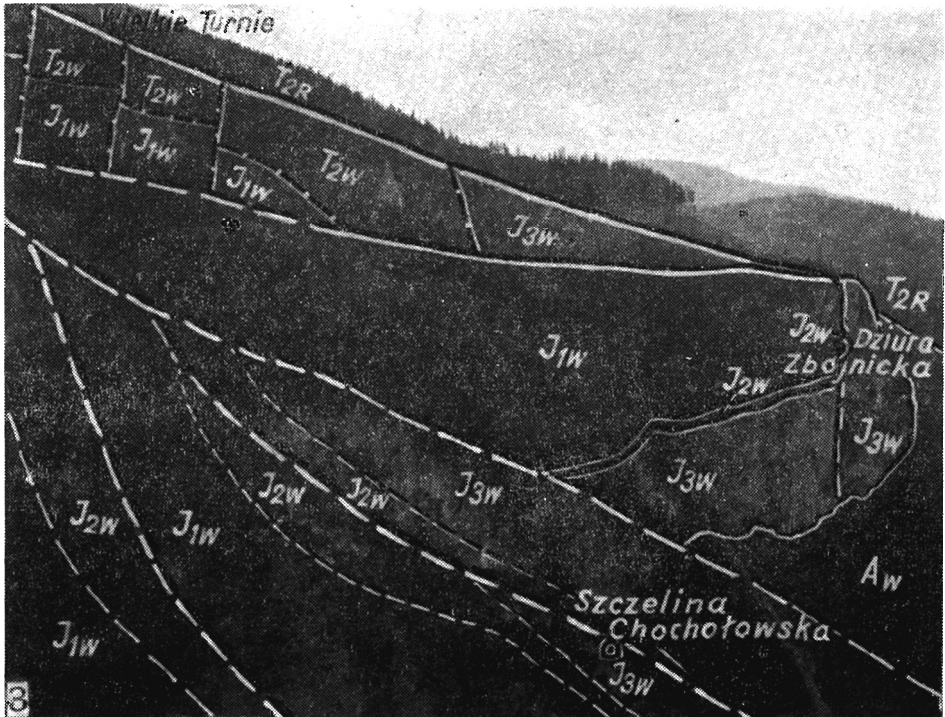
*The Laboratory of Geological Mapping
Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, September 1970*



- 1 — Panorama Bobrowca od południa (Southern slopes of Mt. Bobrowiec).
- 2 — Widok z Przysłupu Kominiarskiego ku południowemu zachodowi (View to south-west from the Przysłop Kominiarski).
- 3 — Panorama grzbietu granicznego między Bobrowcem i Furkaską, od wschodu (Eastern face of the ridge between Mt. Bobrowiec and Mt. Furkaska).

G łuska gnejsów. Seria wierzchowa: T1W trias dolny, T2W trias środkowy (w wapienie, d dolomity); T3W kajper i retyk, J1W jura dolna. Seria regłowa: jednostka Bobrowca: T1R trias dolny, T2R trias środkowy (dk dolomity krynowidowe, w wapienie), KR kajper, RR retyk, J1R dolna jura (JRd niższa część, JRg wyższa część), J2—J3R jura środkowa i górna, T-NR tyton i neokom; jednostka Furkaski: T2F trias środkowy

G gneiss slice. High-tatric series: T1W Lower Triassic, T2W Middle Triassic (w limestones, d dolomites), T3W Keuper and Rhaetian, J1W Lower Jurassic. Sub-tatric series: Bobrowiec unit: T1R Lower Triassic, T2R Middle Triassic (dk crinoid dolomites, w limestones), KR Keuper, RR Rhaetian, J1R Lower Jurassic (JRd lower part, JRg upper part), J2—J3R Middle-Upper Jurassic, T-NR Tithonian-Neocomian; Furkaska unit: T2F Middle Triassic



- 1 — Część przegubowa synkliny Zawieszistej (Axial part of the Zawieszista syncline).
- 2 — Stepy fragment powierzchni nasunięcia przy Lodowym Źródle; w brzdach widoczne są ciemniejsze fragmenty dolomitów dolnego triasu reglowego (Steep fragment of the overthrust surface near the Lodowe spring; dark Middle Triassic dolomites of the sub-tatric unit exposed in furrows).
- 3 — Zachodnie zbocze Doliny Chochołowskiej nad schroniskiem Blaszyńskich, od południowego wschodu (Western slope of the Chochołowska Valley, over the Blaszyński's House).

Seria wierchowa: J2W iura środkowa J3W iura górna Aw albi; inne oznaczenia jak na