

WOJCIECH JAROSZEWSKI

Tektonika serii wierchowej w górnych piętrach Doliny Kościeliskiej w Tatrach

STRESZCZENIE: Na podstawie prac polowych i analizy zdjęć lotniczych autor wykonał częściowo odkrytą mapę zamaskowanych morenami górnych pięter Doliny Kościeliskiej. Wierchowa seria autochtoniczna reprezentowana tam przez utwory dolnego triasu jest dość silnie sfałdowana w szereg antyklin i synklin, miejscami przechylonych, które częściowo udało się związać ze strukturami, wyróżnionymi przez F. Rabowskiego w klasycznym profilu prawego zbocza Doliny Kościeliskiej. Pospolite są tu dyslokacje szczególnie wyraźne w strefie kontaktu piaskowców seisu z krystalinikiem. Rozpoznano szereg uskoków, lokalnych nasunięć, zrębów i rowów tektonicznych. Takimi rowami okazało się kilka wystąpień seisu wśród utworów krystalicznych, co odbiera im znaczenie dowodu tezy A. Michalika (1955) o allochtoniczności serii wierchowej, uważanej dotąd za autochtoniczną. Rów tektoniczny stanowi m.in. seis Siwych Skał na Ornaku, co jednocześnie wskazuje, że północnej części masywu Ornaku nie można uważać za bezpośrednią kontynuację jednej z antyklin autochtonicznych widocznych dalej ku wschodowi. Masyw Ornaku opada ku transwersalnej depresji Goryczkowej-Jawora wybitną fleksurą Ornaku, która w obecnej intersekcji stanowi granicę plastycznych struktur longitudinalnych serii autochtonicznej i jej podłoża, widocznych w tej depresji.

WSTĘP

Obszar górnego piętra Doliny Kościeliskiej ma duże znaczenie dla tektoniki tej części Tatr. Z jednej strony bowiem obserwować tu można interesujące zaburzenia serii wierchowych w rejonie Czerwonych Żlebów i Stołów, rzucające wiele światła na chronologię fałdowań strefy wierchowej, z drugiej zaś wyjątkowo szeroką strefę dolnotriasowej okrywy trzonu krystalicznego, której tektonika jest jeszcze wciąż dyskutowana.

Ten ważny obszar od czasu podstawowej pracy B. Świdarskiego (1922) nie doczekał się wyczerpującego opracowania. Tłumaczy się to niewątpliwie jego znacznym zakryciem morenowym, jak też do niedawna zupełnym, poza schematyczną mapką Świdarskiego, brakiem zdjęcia geologicznego. Ostatnio wydana Mapa Geologiczna Tatr Polskich

1:10000 (1959) częściowo wypełnia tę lukę; jest to jednak mapa zakryta, pozostawiająca bardzo poważne pokrycie czwartorzędowe, to też dostarcza ona niewielu danych dla tektoniki strefy dolnotriasowej. Tektonika utworów młodszego wieku, ukazujących się w masywie Kominów Tylkowych i na prawym zboczu Doliny Tomanowej, została szczegółowo opracowana jedynie na zboczach Ciemniaka. Podstawowe znaczenie mają tu mapa (1953) i rozprawa (1925) F. Rabowskiego, oraz niedawno wydany zbiór jego materiałów rękopiśmiennych (1959). Niepublikowane obserwacje M. Patyka (1960) też niewiele wykraczają poza prawe zbocze Doliny Tomanowej. Wreszcie ostatnio tektonika opracowanego terenu uzyskała nową interpretację w syntetycznej pracy Z. Kotańskiego (1961).

Ostatnio zebrałem nieco spostrzeżeń, dzięki którym oraz na podstawie analizy zdjęć lotniczych zestawilem częściowo odkrytą mapę osadowego obszaru górnych pięter Doliny Kościeliskiej (tabl. I) i zinterpretowałem jego budowę serią przekrojów tektonicznych (fig. 1—8). Uwzględniłem jedynie dające się przeprowadzić wydzielenia w dolnym triasie (seis niższy — gł. piaskowce kwarcytyczne, seis wyższy + kampil — gł. łupki ilaste i piaszczyste, seria węglanowo-łupkowa, i miejscami kampil — zespół węglanowo-łupkowy); młodszych utworów, występujących na lepiej poznanych obszarach prawego zbocza Doliny Tomanowej i zboczy masywu Kominów Tylkowych, nie rozdzieliłem.

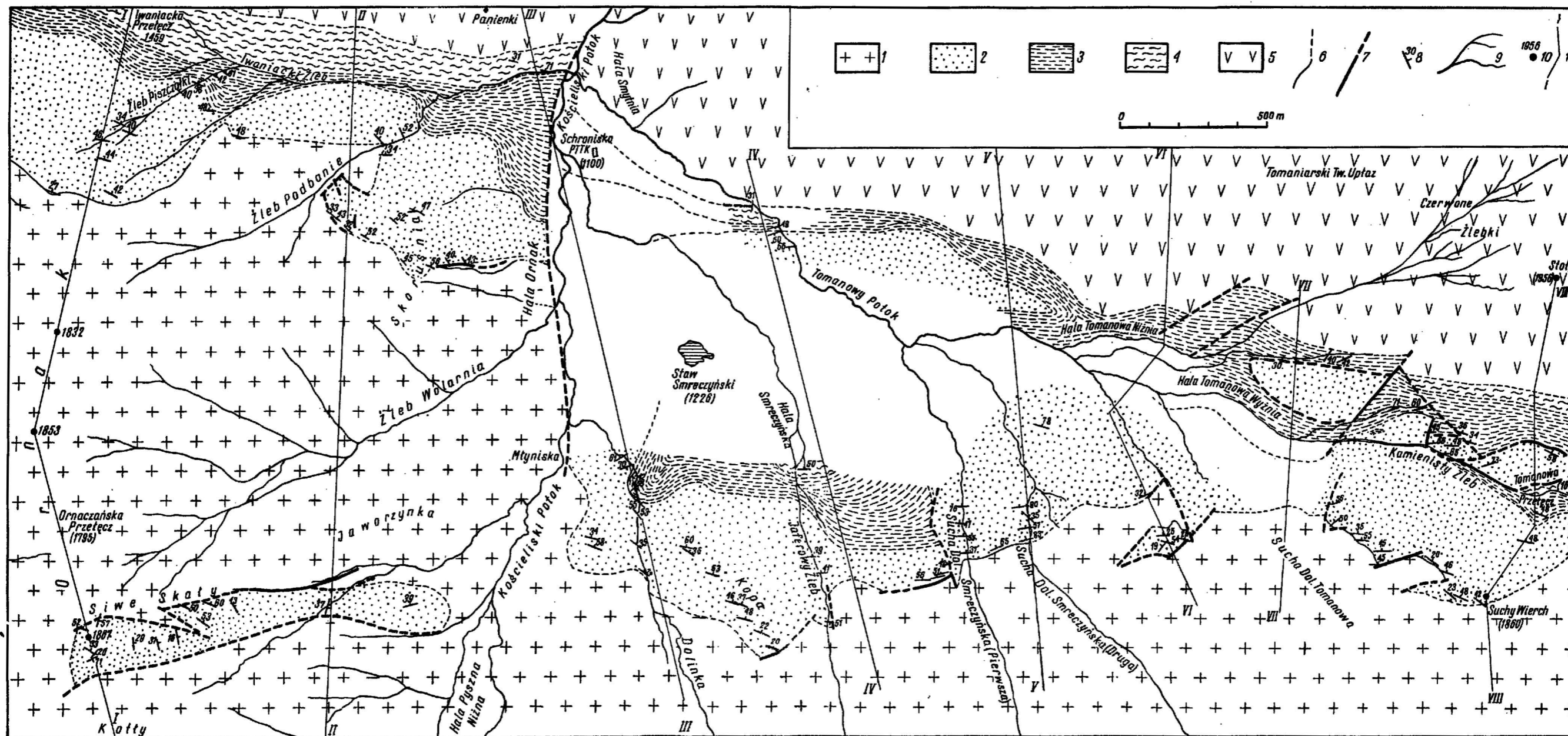
Ponieważ mapa i przekroje ilustrują najlepiej moją interpretację tektoniki, ograniczę się tutaj do poruszenia faktów nowych lub sprzecznych z dotychczasowymi ujęciami, w kolejności od zachodu ku wschodowi.

UWAGI DO MAPY I PRZEKROJÓW

Grzbiet Ornaku, zamykający od zachodu opisywany obszar, intrygował już najwcześniejszych badaczy geologii Tatr. Powodem tego zainteresowania było izolowane wystąpienie piaskowców kwarcytycznych niższego seisu na Siwych Skałach (południowy szczyt Ornaku), otoczone zewsząd lub prawie zewsząd utworami krystalicznymi. Było ono niemal zgodnie interpretowane jako synklina autochtonicznego seisu w obrębie krystaliniku. W ujęciu B. Świdorskiego (1922) synklina ta ograniczałaby od południa potężne siodło Ornaku (antyklina „a” F. Rabowskiego, antyklina Ornaku Z. Kotańskiego, 1961), ku wschodowi zaś łączyłaby się pod morenami z synkliną Dolinki Smreczyńskiej (patrz niżej). Interpretacji synklynalnej nie podzielił jedynie A. Michałik (1955), który cały krystalinik Ornaku uznał za nasunięty wraz z nadległą serią Kominów Tylkowych, a seis Siwych Skał — za resztkę wytłoczonej przez to nasunięcie właściwej serii autochtonicznej.

Ze względu na silne pokrycie dna doliny przez moreny trudno z pewnością rozstrzygnąć, czy piaskowce Siwych Skał łączą się pod nim z utworami synkliny Dolinki Smreczyńskiej (dla uniknięcia pomyłki z in-

Częściowo odkryta mapa geologiczna górnego piętra Doliny Kościeliskiej w Tatrach
Geologic map of the upper floor of the Kościeliska Valley in the Tatra Mts. (partly without the Quaternary cover)



1 krystalinik, 2 seis niższy, 3 seis wyższy (w środkowej części mapy także kampil), 4 kampil, 5 utwory młodsze od kampilu. Duże białe pola oznaczają obszary z grubą pokrywą czwartorzędową. 6 granice ogniów stratygraficznych (pewne i prawdopodobne), 7 dyslokacje nieciągłe (pewne i prawdopodobne), 8 położenie warstw, 9 drogi stałego lub okresowego przepływu wód, 10 szczyty i ich wysokość n.p.m., 11 linie przekrojów I-VIII

1 crystalline massif, 2 Lower Seis, 3 Upper Seis (also Campilian in centre of map), 4 Campilian, 5 deposits younger than Campilian. Large white patches indicate areas with thick Quaternary cover. 6 boundaries of stratigraphic members (determined or probable), 7 dislocations (determined or probable), 8 arrangement of beds, 9 permanent or seasonal water circulation routes, 10 mountain tops and their height a.s.l., 11 lines of sections I-VIII

nymi dolinkami Smreczyńskimi, Dolinę Smreczyńską będą odtąd nazywał krótko Dolinką (nazwa z mapy topograficznej 1:20000). Natomiast nazwaną od niej przez Świderskiego synklinę nazywam synkliną Hali Smreczyńskiej, gdyż hala ta — w odróżnieniu od Dolinki — położona jest

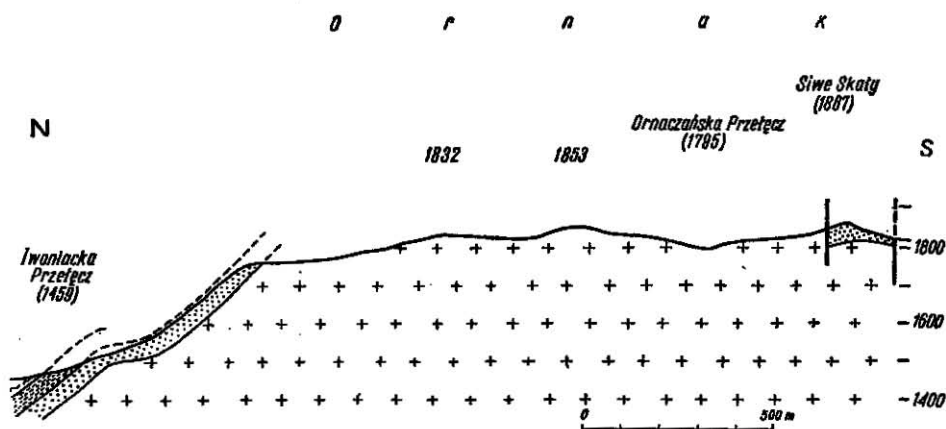


Fig. 1

Przekrój I — Ornak — Iwaniacka Przełęcz
 Objasnienia ogniw stratygraficznych jak dla mapy (tabl. I)

Section I — Ornak — Iwaniacka Pass
 Explanations of stratigraphic members as for map in table I

w centrum jej obszaru. Dla synkliny tej stosowano też nazwę synkliny lub depresji Czerwonych Żlebków (Z. Kotański 1961 za F. Rabowskim), nazwy tej jednak nie używam, gdyż nie wiadomo, czy synkliny te łączą się ze sobą. Już jednak mapa 1:10000 (obszar skartowany przez A. Michalika) oznacza między wspomnianymi dwoma obszarami seisu pas utworów krystalicznych. Co prawda w pasie tym w rzeczywistości występują jeszcze utwory seisu, sięgające od zachodu niemal do Kościeliskiego Potoku, w samym jego łożysku udało się jednak znaleźć na tym odcinku kilka wychodni skał krystalicznych, które przemawiają za brakiem rozpatrywanego połączenia.

W wyniku dokładnego skartowania samego seisu Siwych Skał okazało się natomiast, że nie tylko nie tworzy on synkliny, lecz przeciwnie — na samym grzbiecie Ornaku posiada łagodne wygięcie antyklinalne (fig. 1). Dalej ku wschodowi seisu, występujący tu już zresztą przeważnie w postaci blokowiska, leży na ogół mniej więcej w płaszczyźnie zbocza. Przy tym na dużej przestrzeni spoczywa on tu w zagłębieniu, będąc otoczony wzniesieniami zbudowanymi z utworów kry-

stalicznych (fig. 2). Opisany układ warstw w zestawieniu ze stosunkami morfologicznymi dowodzi, że seis Siwych Skał stanowi rów tektoniczny, będąc zrzuconym wzdłuż uskoku fragmentem pokrywy seisu, otulającej od wschodu krystaliczny masyw Ornaku (fig. 1 i 2). Ograniczające ten rów dyslokacje można z łatwością prześledzić na zdjęciach lotniczych i naziemnych; być może, że niektóre z nich przedłużają się ku mającym podobny kierunek liniom uskoku w rejonie wylotu Dolinki (patrz niżej). Taka pozycja tektoniczna seisu Siwych Skał stawia pod znakiem zapytania celowość wyróżniania antykliny Ornaku (Kotański 1961) w znaczeniu longitudinalnego elementu plastycznego, odpowiadającego antyklinie „a” F. Rałowskiego (1925). Występowania tego seisu wśród utworów krystalicznych Ornaku nie można bowiem traktować jako przejawu istnienia tu synkliny, rozdzielającej dwa antyklinalne wypiętrzenia krystaliniku i będącej bezpośrednim przedłużeniem synkliny Hali Smreczyńskiej.

Możliwość porównywania masywu Ornaku z antyklinami autochtonicznymi wyróżnionymi w profilu prawego zbocza Doliny Kościeliskiej jest jeszcze mniejsza, jeśli się weźmie pod uwagę jego znane (Kotański 1961) niezwykle gwałtowne zapadanie ku wschodowi, podkreślone przez

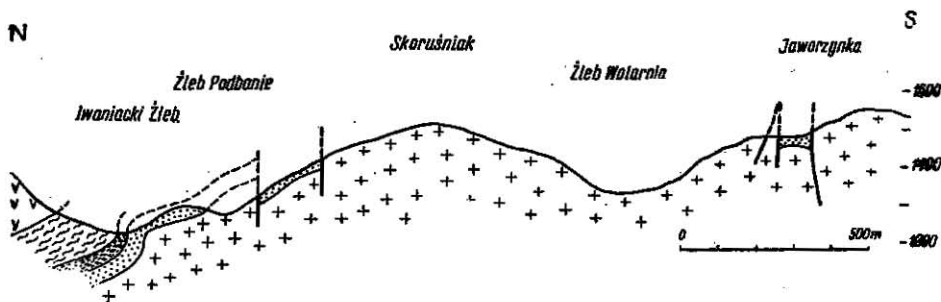


Fig. 2

Przekrój II — Jaworzynka — Iwaniacki Żleb

Objaśnienia jak na tabl. I

Section II — Jaworzynka — Iwaniacki Żleb

Explanations as in tabl. I

niegdyś niewątpliwie ciągle otulenie go od tej strony pokrywą seisu. Mamy tu do czynienia zapewne ze strukturą o charakterze dużej fleksury (miejscami może przechodzącej w uskoku), której intersekcja z dnem doliny przebiega mniej więcej wzdłuż górnego biegu Kościeliskiego Potoku. Nazywam ją tu fleksurą Ornaku. Fleksura ta, zaznaczająca skraj depresji transwersalnej Goryczkowej — Jawora (w znaczeniu Z. Kotańskiego, 1961) sprawia, że po wschodniej stronie Kościeliskiego Potoku,

a więc już w obrębie wspomnianej depresji, utwory dolnotriasowe przybierają od razu znacznie szersze rozprzestrzenienie i inny styl tektoniczny, niż w masywie Ornaku (por. fig. 1, 2 i 3), a młodsze ogniwa dolnego triasu zachowały się daleko na południu.

Zauważone już przez B. Świderskiego (1922) otulanie Ornaku od wschodu przez seis wyraża się stopniową zmianą położenia warstw, którą można prześledzić w rejonie Skoruśniaka. Rozpoznać tam też można

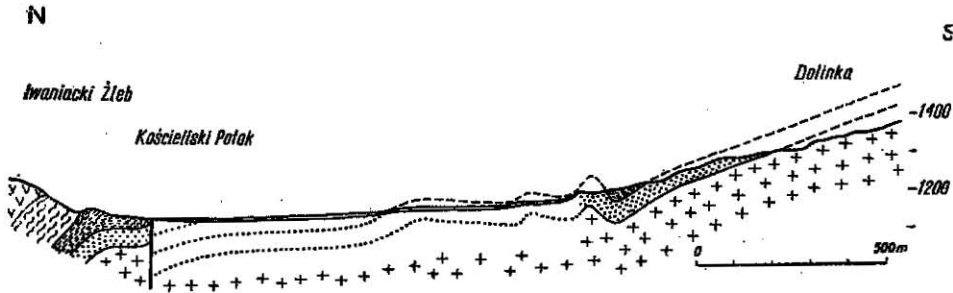


Fig. 3

Przekrój III — Dolinka — rejon ujścia Iwaniackiego Żlebu
Objaśnienia jak na tabl. I

Section III — Dolinka — region of outlet of Iwaniacki Żleb
Explanations as in tabl. I

szereg uskokowych komplikacji przy kontakcie z krystalinikiem. Od strony żlebu Podbanie rozwinięty jest lokalny rów tektoniczny seisu w okrębie krystaliniku (fig. 2), a od strony hali Ornak granica seisu przebiega wzdłuż prawdopodobnie znacznej dyslokacji, której towarzyszy kataklaza, a nawet mylonityzacja sąsiadujących z seisem utworów krystalicznych. Odcinek pokrywy seisu między tą dyslokacją a rowem tektonicznym Siwych Skał był wypiętrzony i jako taki uległ usunięciu erozyjnemu — stąd po obu stronach żlebu Wolarnia istnieje obecnie przerwa w ciągłej niegdyś osadowej pokrywie fleksury Ornaku.

W masywie Ornaku zasługuje jeszcze na uwagę, oznaczone zresztą na niektórych poprzednich mapach, wyginanie się granicy krystaliniku w głąb obszaru niższego seisu w rejonie żlebu, położonego między żlebami Piszczalki i Podbanie. Rozmiar tego wygięcia, nie dający się wytłumaczyć tylko czynnikami intersekcyjnymi, wskazuje na obalenie utworów krystalicznych na seis. Zapewne oddźwiękiem tej samej struktury jest znaczne zwężenie wychodni wyższego seisu w środkowej części Iwaniackiego Żlebu (przekrój II, fig. 2). Natomiast oznaczone na mapie

F. Rabowskiego (1953) i mapie 1:10000 małe wystąpienia środkowego triasu w obrębie seisu nie zostały potwierdzone. W jednym przypadku jest to drobne skupienie ułamków ciemnych wapieni, występujące zresztą już w pobliżu granicy łupków seisu z kampilem. Jest to zapewne szczątek jakiejś dawnej pokrywy zbooczowej.

Teren położony bezpośrednio na wschód od fleksury Ornaku posiada grube pokrycie morenowe, toteż mapa i przekroje mają tu duże luki. Dobre odsłonięcia istnieją tylko w dolnej części Dolinki (fig. 3), gdzie już B. Świdorski (1922) rozpoznał synklinę łupków wyższego seisu w obrębie piaskowców kwarcyticznych seisu niższego. Przedłużenie jej upatrywał Świdorski w seisie Siwych Skał; jak już była o tym mowa, nie jest to jednak słuszne, a w samej Dolince widać doskonale zamknięcie się tej synkliny od zachodu. Ku wschodowi rozszerza się ona być może aż po Staw Smreczyński i ciągnie się poprzez okolice Hali Smreczyńskiej dalej na wschód (patrz niżej).

W północnej części opisywanego terenu pierwsze na wschód od fleksury Ornaku większe wychodnie dolnego triasu, to znane odkrywki w łożysku Tomanowego Potoku. Obejmują one utwory wyższego seisu i dolnego kampu, a także piaskowce niższego seisu, które zostały niesłusznie pominięte na mapie 1:10000. W rezultacie mapa ta wykazuje na południowych zboczach Żaru nienormalnej szerokości obszar wyższego seisu, podczas gdy w rzeczywistości występuje tu zwykły pas wychodni tych utworów, ograniczony od południa pasem niższego seisu. Utwory niższego seisu w miejscu wspomnianych odkrywek przechodzą na prawy brzeg Tomanowego Potoku i ciągną się, jak wskazuje rzeźba zbocza Żaru, po okolice Niżniej Hali Tomanowej, choć na tym terenie brak ich odkrywek. Tutaj ostatecznie chowają się one pod szeroką strefę wyższego seisu rejonu hal Tomanowych. Mamy tu więc do czynienia z antykliną niższego seisu, która — jak wskazuje położenie warstw — przynajmniej w okolicy odkrywek nad Tomanowym Potokiem jest obalona ku północy (fig. 4). Z przebiegu intersekcji można sądzić, że obalenie to utrzymuje się w całym jej przebiegu, choć prawdopodobnie słabnie ku wschodowi (fig. 5).

Na południe od opisanego wyżej pasa niższego seisu, w pobliżu Tomanowego Potoku na jego odcinku między Halą Tomanową Niżnią a ujściem potoków z dolinek Smreczyńskich, spod moren i napływów występują w kilku miejscach czerwone łupki wyższego seisu. To pasmo łupków, odbijające się także w rzeźbie i na zdjęciu lotniczym, zaznacza synklinę, sąsiadującą od południa ze wspomnianą antykliną niższego seisu. Dalszy jej przebieg ku SW jest jednak niemożliwy do ustalenia i nie wiadomo, czy łączy się ona z synkliną Hali Smreczyńskiej, czy też stanowi samodzielny element.

Na północnych stokach Smreczyńskiego Uplazu, w okolicach Hali Smreczyńskiej już B. Świdorski (1922) oznacza występowanie łupków

wyższego seisu. Mają tu one jednak znacznie szerszy zasięg, niż to podaje mapka Świderskiego i mapa 1:10000, zarówno ku północy, gdzie sięgają zapewne poza Hałę Smreczyńską, jak i ku zachodowi, gdzie łączą się z opisanym już obszarem łupków między dolnym odcinkiem Dolinki

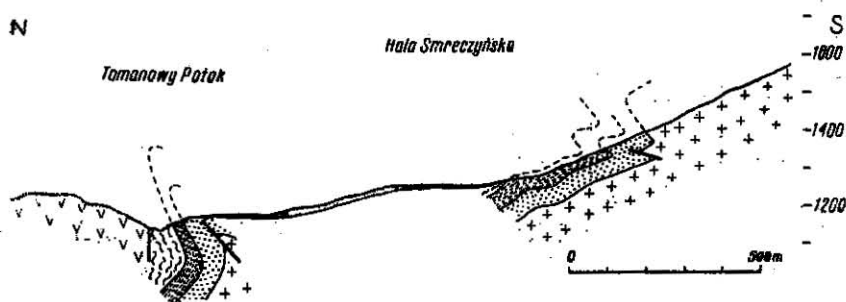


Fig. 4

Przekrój IV — Hala Smreczyńska — Tomanowy Potok
Objaśnienia jak na tabl. I

Section IV — Hala Smreczyńska — Tomanowy Stream
Explanations as in tabl. I

a Stawem Smreczyńskim. Mamy tu więc do czynienia z prawdopodobnie rozległą ale płaską synkliną, której przechylenie ku północy sprawia, że warstwy łupków leżą na ogół w płaszczyźnie zbocza (fig. 4), co decyduje o rozległości ich wychodni. Ku wschodowi synklina ta, którą nazywam synkliną Hali Smreczyńskiej, szybko się zwęża i wreszcie urywa, prawdopodobnie wzdłuż uskoku. Jest to zapewne kompensacyjna reakcja na zaburzenia wewnętrzne w obrębie mas niższego seisu, zaznaczone występowaniem odwróconych lub stromych upadów.

U południowego skraju Hali Smreczyńskiej, gdzie istnieje najlepsze odsłonięcie w obrębie opisywanej synkliny, występują prócz typowych łupków wyższego seisu także łupki i dolomity, które — według opinii Z. Kotańskiego (informacja ustna) — wypada już zaliczyć do dolnego kampilu. Widoczne są one w zboczach i w dnie rozwiniętego tam wcięcia, z którego wypływa mały potoczek, toteż częściowo uległy współczesnemu przerobieniu na brekcję typu zboczowego (Kotański 1956). Podobny utwór rozwinął się zresztą na podłożu łupków seisu w dnie potoku z Dolinki, w miejscu, gdzie przecina on tę samą strefę synklinalną.

Strefa utworów niższego seisu, sąsiadująca bezpośrednio z krystalinikiem, ma zmienną szerokość i budowę. W rejonie Kopy jest ona rozległa, gdyż stok ma tu charakter strukturalny. Piaskowce seisu,

przynajmniej od strony Uplazu Smreczyńskiego, kontaktują z utworami krystalicznymi niewątpliwie wzdłuż dyslokacji. W Jaferowym Żlebie na pewnym odcinku w pobliżu kontaktu seis ma położenie odwrócone, które utrzymuje się na prawym zboczu żlebu (fig. 4), jak na to wskazuje intersekcją granicy z krystalinikiem. Występuje tu więc lokalne obalenie utworów krystalicznych na seis. W dnie Jaferowego Żlebu, który dostarcza najlepszego na opisywanym terenie odsłonięcia omawianego kontaktu, obserwować przy tym można na przestrzeni kilkudziesięciu metrów intensywną kataklazę, zwłaszcza utworów krystalicznych; wskazuje to, że powyższemu obaleniu towarzyszyło pewne odkłucie i nasunięcie.

Na lewym zboczu Pierwszej Suchej Dolinki Smreczyńskiej spąg seisu zaznacza się charakterystyczną kuestą skalną. Jej stosunkowo gładka powierzchnia przecinająca w poprzek płaszczyznę warstw świadczy, że i tu kontakt z krystalinikiem ma charakter uskokowy.

W pobliżu kontaktu płaskowców seisu z utworami krystalicznymi w Drugiej Suchej Dolince Smreczyńskiej spotykamy się ponownie z odwróconym położeniem seisu (fig. 5). Nawet tam zaś, gdzie jest ono normalne, zmienność i wysokie wartości katowe upadów wskazują na istnienie intensywnych przefaldowań. Okoliczność ta wraz z utrzymu-

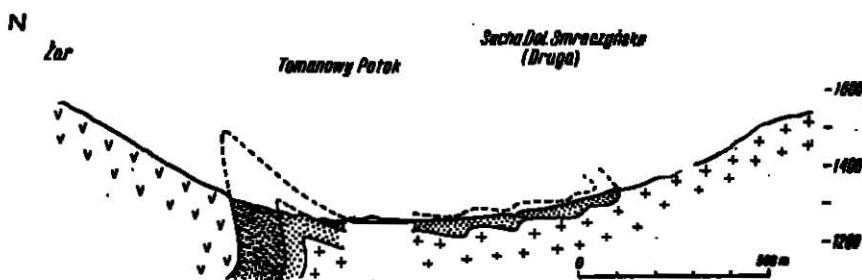


Fig. 5

Przekroj V — Suche Dolinki Smreczyńskie — Zar
Objaśnienia jak na tabl. I

Section V — Suche Dolinki Smreczyńskie — Zar
Explanations as in tabl. I

jącym się gdzieś po położeniu warstw w płaszczyźnie zbocza tłumaczy znaczną szerokość strefy niższego seisu na osi dolinek Smreczyńskich i Suchej Dolinki Tomanowej.

Rejon hal Tomanowych cechuje się dużą szerokością wychodni wyższego seisu, na których rozwinęły się rozległe spłaszczenia tych hal.

Na północnym skraju Hali Tomanowej Wyżniej wznosi się okazały, lesisty grzbiet, zbudowany w całości z piaskowców niższego seisu. Od północy jest on ograniczony żlebem, w którym ukazują się znowu

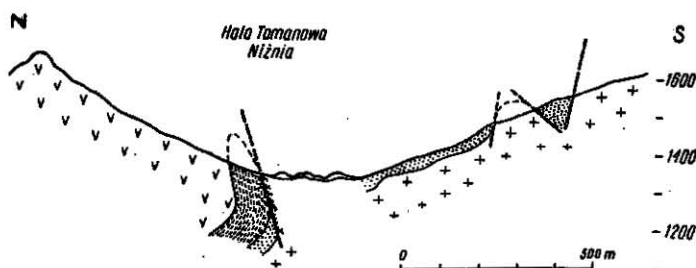


Fig. 6

Przekrój VI — rejon Hali Tomanowej Nizniej
Objaśnienia jak na tabl. I

Section VI — Hala Tomanowa Niznia area
Explanations as in tabl. I

czerwone łupki; ku dołowi łączą się one z pasmem łupków hali w strefie wylotu Czerwonego Żlebu, gdyż grzbiet piaskowców urywa się tu zupełnie.

Ta dziwna struktura, całkiem pominięta na dotychczasowych mapach, jest fragmentem antykliny, sąsiadującej od południa z synkliną Czerwonych Żlebków, która odpowiadałaby antyklinie „b” F. Rabowskiego. Ponieważ jednak z hipsometrii terenu wynika, że musiałby to być fałd dość wąskopromienny i gwałtownie się wyklinowujący, co nie odpowiada najczęstszemu stylowi deformowania się tych utworów, trzeba przyjąć, że stanowi ona blok ograniczony kontaktami dyslokacyjnymi (fig. 7). Tłumaczy to też intersekcję jej granic, która w przypadku zwykłej antykliny powinna być odmienna (choć na to zjawisko mogłoby mieć wpływ także nachylenie jej osi podłużnej).

Zasadniczy obszar niższego seisu na odcinku między strefą dolinek Smreczyńskich a masywem Suchego Wierchu jest bardzo słabo odsłonięty, głównie wskutek silnego pokrycia morenami. Większe wychodnie pojawiają się tu tylko przy kontakcie z krystalinikiem na grzbiecie, dzielącym Drugą Suchą Dolinkę Smreczyńską od Suchoj Dolinki Tomanowej. M. Patyk (1960) zauważył tam, że na północ od kontaktu seisu z krystalinikiem na niewielkiej przestrzeni pojawiają się jeszcze raz utwory krystaliczne, które zinterpretował jako „łuskę” krystaliczną nasuniętą na niżej leżące utwory seisu. W konsekwencji całą położoną

na północ od „łuski” strefę seisu (a wraz z nią dalsze ogniwa serii Kominów Tylkowych) uznał on za nasunięte na strefę autochtoniczną, która — jego zdaniem — jest reprezentowana tylko przez wąskie pas-

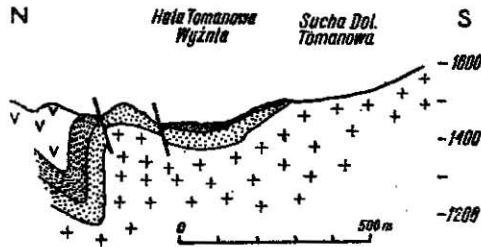


Fig. 7

Przekrój VII — Sucha Dolinka Tomanowa — Hala Tomanowa Wyżnia
Objaśnienia jak na tabl. I

Section VII — Sucha Dolinka Tomanowa — Hala Tomanowa Wyżnia
Explanations as in tabl. I

mo seisu na wspomnianym grzbiecie (między głównym obszarem krystaliniku a „łuską” krystaliczną) oraz przez seis Suchego Wierchu.

W wyniku dokładnego skartowania omawianego obszaru okazało się jednak, że to nie krystalinik tworzy „łuskę” w seisie, a odwrotnie — mamy tu do czynienia z izolowanym wystąpieniem seisu, otoczonym utworami krystalicznymi (fig. 6). Na lewym zboczu Suchej Dolinki Tomanowej widać doskonale, jak utwory krystaliczne leżące na północ od skalistych wychodni seisu ku dołowi skręcają wstecz (na południe), podścielając seis i nieomal łącząc się z głównym obszarem krystaliniku. Dzieli je od niego jedynie stosunkowo wąskie blokowisko piaskowców, usypujące się z wyżej położonych odsłoneń seisu; możliwe, że już pod tym blokowiskiem utwory krystaliczne łączą się ze sobą. W każdym razie, jak poucza także sytuacja na przeciwnym zboczu omawianego grzbiecie (od strony Drugiej Suchej Dolinki Smreczyńskiej), południowe wystąpienie seisu na tym grzbiecie nie jest zredukowaną wychodnią głównej masy „autochtonicznych” piaskowców Suchego Wierchu, a utwory krystaliczne oddzielające je od głównej masy seisu nie stanowią izolowanej łuski, lecz łączą się z zasadniczym obszarem krystaliniku. Nie ma zatem potrzeby wyznaczania tu płaszczyzny wielkiego nasunięcia. Ponieważ zaś piaskowce seisu we wspomnianych wychodniach nie wykazują śladu jakichś skrętów, wypada przyjąć, że zostały one zrzucone w głąb obszaru krystalicznego wzdłuż uskoku, stanowią zatem rów tektoniczny. Zgadza się z tym ich silne pogruchotanie i dość chaotyczne położenie poszczególnych bloków (zwłaszcza na samym grzbiecie).

Na obszarze Suchego Wierchu piaskowce seisu mają formę płaskiej płyty, predysponującej równy, strukturalny stok tego wzniesienia. Tylko przy kontakcie z krystalinikiem rozpoznać tu można lokalne komplikacje o charakterze uskokowym. Największa z nich stanowi zrąb utworów krystalicznych, wciśnięty w płytę piaskowców.

Rejon Tomanowej Przełęczy był interpretowany tektonicznie przez wszystkich autorów zajmujących się tymi okolicami. B. Świdorski (1922) zwrócił uwagę na powtórne pojawienie się na przełęczy piaskowców niższego seisu, które interpretował jako lokalną antyklinę, wiążącą się w głębi z głównym pasmem piaskowców Suchego Wierchu i oddzieloną od nich płytką synkliną łupków. Interpretację tę przyjęli za nim F. Rabowski (1925, 1959), J. Młodziejowski (1932), A. Gorek (1958) i Z. Kotański (1961), A. Michalik (1955) zaś, w związku ze swoją koncepcją allochtoniczności serii tubylczej, uznał północne pasmo piaskowców za spąg nasuniętej serii Tomanowej. S. Sokołowski (1958) nie umieścił w ogóle tego pasma na swoim przekroju.

Wydaje się, że piaskowce na Przełęczy Tomanowej nie stanowią zwykłej antykliny, związanej w głębi z głównym obszarem seisu. Przeczy temu przede wszystkim ich zarys na mapie: rozbudowane szeroko

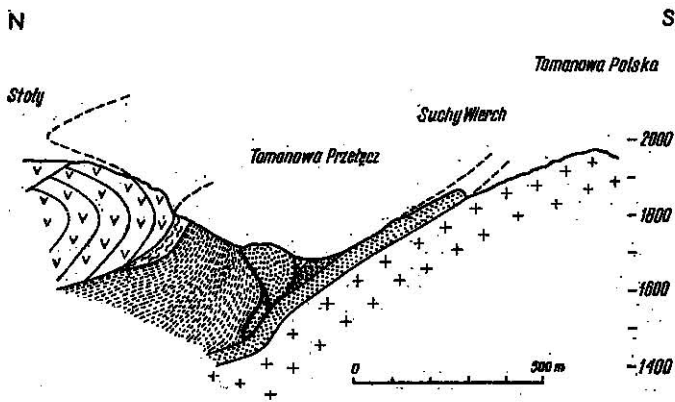


Fig. 8

Przekrój VIII — Tomanowa Polska — Tomanowa Przełęcz.
Objaśnienia jak na tabl. I

Section VIII — Tomanowa Polska — Tomanowa Pass.
Explanations as in tabl. I

w „buli” nad Przełęczą Tomanową, zwązają się one mocno ku dołowi (fig. 8; zaznacza się to też doskonale w rzeźbie i na zdjęciu lotniczym). Jpady piaskowców są dość stałe i konsekwentnie północne, także na

niewielkim odcinku, gdzie piaskowce „północne” stykają się bezpośrednio z „południowymi”; nie ma tam śladów skreślenia, który by wiązał ze sobą dwa pasma seisu. „Synklina” zaś łupków, oddzielająca piaskowce „buli” od piaskowców Suchego Wierchu, ma w stropie warstwy, które trzeba już uznać za kampil (dobrze widoczne tuż pod grzbietem po słowackiej stronie przełęczy); byłaby to więc synklina z całkowicie wytłoczonym skrzydłem północnym, co przy przyjęciu interpretacji antyklinalnej jest trudne do wytłumaczenia.

Ponieważ obecność tu fałszywej synkliny piaskowców jest również, ze względu na tektonikę otoczenia, nie do przyjęcia, pozostaje uznać, podobnie jak w przypadku grzbietu piaskowców nad Halą Tomanową Wyżnią, że mamy tu do czynienia z blokiem lub kilkoma blokami piaskowców, ograniczonymi kontaktami dyslokacyjnymi (fig. 8). Czy jednak bloki te stanowią zdeformowany fragment jakiegoś fałdu antyklinalnego, czy też są nasunięte z góry, trudno rozstrzygnąć.

Prócz powtórnego pojawienia się piaskowców seisu, okolice Tomanowej Przełęczy cechują się przede wszystkim wielką, nienormalną miąższością serii łupkowej, rozwiniętej nad tymi piaskowcami. Niewątpliwie należy ją tłumaczyć zaburzeniami wewnętrznymi w obrębie łupków, za czym przemawia także zmienność wartości obserwowanych tu upadów. Natomiast stałość ich orientacji wskazuje, że były to raczej zaburzenia typu zluźnień i wzajemnych przesunięć pakietów warstw po sobie, aniżeli deformacje fałdowe.

Wreszcie interesujące jest występowanie na prawym zboczu Kamienistego Żlebu, poniżej głównego pasma łupków, poważnej masy utworów kampilu. Wspomina o nich F. Rabowski (1959), jednak nie zostały one dotąd umieszczone na żadnej mapie. Są to głównie utwory typu „komórkowego”, jednak w większości o charakterze utworów pierwotnych, nie zaś wtórnej brekcji zboczowej; niezależnie od tego w całym Kamienistym Żlebie można spotkać, prócz wielu bloków środkowego triasu, bryły typowych brekcji zboczowych zbudowanych z bardzo różnego materiału. Rabowski nadmienia, że powyższe utwory kampilu mogłyby być zsunięte lub zsypane z góry. Przepuszczenie to wydaje się prawdopodobne, biorąc pod uwagę z jednej strony ich litologię, z drugiej zaś postać morfologiczną (tworzą one wyraźny grzbiet, co dla tych utworów jest zjawiskiem raczej wyjątkowym). W obrębie ich występowania zdarzają się też prawdopodobnie usypane z góry domieszki łupków seisu. Z drugiej jednak strony, omawiane utwory zajmują dość zwarty obszar, a od wschodu zdają się być ograniczone nawet regularnym uskokiem. Dlatego umieszczam je na mapie; jeżeliby traktować je jako utwory znajdujące się *in situ*, należałoby przyjąć, że znalezienie się ich w tym położeniu jest rezultatem tego samego systemu dyslokacji, który uwarunkował wspomniane struktury na obszarze między Halą Tomanową Wyżnią a Przełęczą Tomanową.

ZWIĄZKI OPISANYCH STRUKTUR ZE SOBA

Jak wynika z uwag szczegółowych, masywu Ornaku nie można porównywać z którąś z antyklin autochtonicznych F. Rabowskiego (1925) lub elewacji longitudinalnych Z. Kotańskiego (1961). Decyduje o tym zresztą nie tylko brak jego wyodrębniania się jako jednostki fałdowej, ale i zupełnie inny styl i rozmiary, niż tamtych struktur. Masyw Ornaku graniczy z pozostałym obszarem górnego piętra Doliny Kościeliskiej wzdłuż walnej fleksury Ornaku, co sprawia, że struktury rozwinięte na wschód od Kościeliskiego Potoku w obecnej intersekcji nie mają kontynuacji dalej na zachód, zamykając się od tej strony.

Strefa seisu Siwych Skał nie stanowi przedłużenia synkliny Hali Smreczyńskiej, będąc rowem tektonicznym pozbawionym budowy fałdowej. Tylko lokalne zaburzenia uskokowe, które można rozpoznać u wylotu Dolinki, mogą się wiązać z liniami dyslokacyjnymi Siwych Skał.

Pozostałe większe struktury górnych pięter Doliny Kościeliskiej należałoby nawiązać do struktur widocznych w klasycznym profilu jej prawego zbocza (Rabowski 1925), a zwłaszcza do interesujących zaburzeń rejonu Tomanowej Przełęczy. Zaburzenia te mają niewątpliwie związek ze skrzyżowaniem synklinalnym, którego jądro obserwować można w Czerwonych Żlebkach. Skrzyżowanie ten uważany był dawniej za skrzyżowanie fałdu Czerwonych Wierchów, ostatnio zaś Z. Kotański (1961) uznał go za osobny fałd Stołów, nasunięty na fałd Czerwonych Wierchów już po jego utworzeniu.

Deformacje tego skrzyżowania, doskonale widoczne na wszystkich dotychczasowych przekrojach, musiały mieć częściowo swoje źródło, częściowo zaś odbicie w tektonice podłoża. Jaskrawa dyskordancja warstw środkowego triasu Stołów względem łupków seisu (fig. 8) dowodzi, że musiało mieć miejsce znaczne przemieszczenie tej partii skrzyżowania synklinalnego po podłożu łupków, co dobrze zgadza się z cytowanym poglądem Z. Kotańskiego o nasunięciu skrzyżowania Stołów. Spowodowało ono z jednej strony wytłoczenie znacznej części mas środkowego triasu, z drugiej zaś zluźnienia wewnętrzne w obrębie odmiennego mechanicznie zespołu seis-kampil, prowadzące do wzajemnego przesuwania się pakietów warstw po sobie i w ten sposób do nabrzmienia ich miąższości.

Wobec powyższych intensywnych redukcji zastanawiająca jest obecność wprost pod triasem środkowym jednolitej smugi kampilu. Należy jednak się zastrzec, że wskutek bardzo złego odsłonięcia terenu kampil na zboczu Stołów został skartowany tylko orientacyjnie; możliwe, że zamiast ciągłej smugi stanowi on szereg porozrywanych soczew. Mimo to można stwierdzić, że w trakcie deformacji przynajmniej dolny kampil pod względem mechanicznym stanowił całość z łupkami seisu.

Przy przyjęciu, że pakiety „północnych” piaskowców seisu na Przełęczy Tomanowej uległy nasunięciu, byłoby prawdopodobne, że na-

stało to również w związku z nasunięciem skreću Stołów. Jeżeli natomiast wyprowadzać je z dołu, ograniczające je dyslokacje byłyby prawdopodobnie równowiekowe z tymi, które dźwignęły ku górze blok piaskowcowy nad Wyżnią Halą Tomanową.

Ten ostatni, jak już wspomniano, stanowi fragment antykliny, ograniczającej od południa synklinę Czerwonych Żlebków. Południowe skrzydło tej antykliny pod płytą synkliną łupków Hali Tomanowej Wyżniej łączy się już z monoklinalnym pasmem niższego seisu, ciągnącym się od Suchego Wierchu poprzez środkową część dolinek Smreczyńskich i Kopę po ujściową strefę Dolinki. Ku zachodowi natomiast omawiana antyklina dalej nie ukazuje się; cały obszar Niżniej Hali Tomanowej zajmuje pasmo łupków wyższego seisu, będące przedłużeniem synkliny Czerwonych Żlebków. Dopiero poniżej tej hali pojawia się na powierzchni następna antyklina niższego seisu, ale już na północ od wspomnianego pasma łupków. Jest to więc odpowiednik antykliny, której istnienie na przedpołu synkliny Czerwonych Żlebków — według F. Rabowskiego (1925) — trzeba przyjąć, by wytłumaczyć niektóre deformacje tej synkliny i towarzyszącą im gwałtowną redukcję środkowego triasu. Omawiana antyklina jest zresztą zrazu widoczna tylko w rzeźbie i nieco w zwierzelinie, a dobrych wychodni dostarcza dopiero w grupie odsłoneń nad Tomanowym Potokiem, gdzie ma wyraźne przechylenie ku północy. Jak sądzę z tego przechylenia, antyklina ta ma dużo ostrzejszy kształt, niż ten, jaki nadał jej Rabowski na swoich przekrojach (1925, 1959); tłumaczy to lepiej wspomniane deformacje i redukcje w strefie Czerwonych Żlebków. Dalszego przebiegu antykliny za Tomanowym Potokiem nie da się ustalić.

Poniżej Hali Tomanowej Niżniej nie można też prześledzić granic synkliny Czerwonych Żlebków. Możliwe, że łączy się ona wprost z synkliną Hali Smreczyńskiej; nie można jednak wykluczyć, że oddziela je od siebie jeszcze jedna antyklina niższego seisu. Także dalszego przebiegu granic między ogniwami dolnotriasowymi aż po fleksurę Ornaku można się tylko domyślać.

WNIOSKI OGÓLNE

1. Autochtoniczna strefa dolnotriasowa w górnych piętrach Doliny Kościeliskiej uległa dość intensywnym deformacjom, które tłumaczą jej wybitną szerokość. Sugerowane przez A. Michalika (1955) zdwojenie serii, jak wynika z jego własnych przykładów, byłoby niewystarczające dla wyjaśnienia tego zjawiska, gdyż miąższość seisu dochodzi tu najwyżej do stu metrów.

2. Powyższe deformacje są w części typu fałdowego, tzn. część z nich można prześledzić na większej przestrzeni i nawiązywać do struktur podłoża krystalicznego, wyróżnionych przez F. Rabowskiego (1925). Mimo to widać także ich zastępowanie się i oboczne zmiany na niewiel-

kiej przestrzeni (struktury nad Tomanowym Potokiem, synklina Hali Smreczyńskiej), co przy równoczesnej częstotliwości dyslokacji dysjunktywnych stawia pod znakiem zapytania celowość daleko sięgających paralelizacji tektonicznych.

3. Wielką rolę w tektonice dolnego triasu, zwłaszcza niższego seisu, grają dyslokacje dysjunktywne; one to zapewne dyktują styl tektoniczny nawet form fałdowych (ścięcie w płaszczyźnie osiowej synklin i anty-klin, wzajemne lokalne nasunięcia) i powodują powstanie typowych form tektoniki nieciągłej. Formy te są pospolite, lecz ich amplituda i rozmiary są na ogół niewielkie. W rzadkich tylko przypadkach (Siwe Skały, Czerwone Żlebki) można prześledzić kontynuowanie się dyslokacji na większej przestrzeni.

4. W strefie kontaktu utworów osadowych i krystalicznych widoczne są liczne zaburzenia tektoniczne. Można tu spotkać zarówno lokalne obalenia i nasunięcia, jak i liczne uskoki poprzeczne i podłużne, zręby (Suchy Wierch) i rowy (Siwe Skały, żleb Podbanie, lewe zbocze Suchej Dolinki Tomanowej) tektoniczne. Dzięki tym strukturom partie piaskowców seisu mogą znaleźć się częściowo (Suchy Wierch, żleb Podbanie) lub całkowicie (Siwe Skały) w otoczeniu utworów krystalicznych. Bez bliższej analizy nasuwa się podejrzenie, że także i inne znane wystąpienia seisu wśród skał krystalicznych mogłyby być tego pochodzenia. Tłumaczyłoby to szereg podniesionych przez A. Michalika (1955) trudności, powstających przy interpretowaniu tych wystąpień w drodze fałdowej.

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w sierpniu 1962 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- GOREK A. 1958. Geologické pomery skupiny Červených Vrchov, Tomanovej a Tichej Doliny (Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsgruppe Červene Vrchy, der Täler Ticha und Tomanova Dolina): — Geol. Sborn., Slov. Akad. Vied., roč. IX, čís. 2. Bratislava.
- KOTAŃSKI Z. 1956. Kampil wierchowy w Tatrach (High-Tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VI/1. Warszawa.
- 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrica dans les Tatras). — Ibidem, vol. XI/2-3.
- Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:10000, ark. Kominy Tylkowe i Kamienista (autorzy wykorzystanych części tych arkuszy: K. Guzik, A. Michalik, F. Rąbowski). Warszawa 1959.
- MICHALIK A. 1955. Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej (Tectonique de la série haut-tatrica dans la région de Liliowe et de la Mała Koszysta). — Biul. I.G. (Biul. Inst. Géol. Pol.) 96. Warszawa.

- MŁODZIEJOWSKI J. 1932. Rola „kwarcytów” permo-triasowych w krajobrazie tatrzańskim (Sur l'importance des quartzites permo-triasiques dans le paysage de Monts Tatra). — Kosmos, seria A, t. 57. Lwów.
- PATYK M. 1960. Zdjęcie geologiczne w skali 1:5000 dolin: Tomanowej i Suchej Tomanowej w Tatrach (praca magisterska nie publikowana). Archiwum Zakładu Kart. Geol. U. W. Warszawa.
- RABOWSKI F. 1925. Budowa Tatr. Pasma wierchowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone hauttatrique). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. III, z. 1-2. Warszawa.
- 1931. Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową (Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra). — Ibidem, t. VI, z. 4.
- 1955. Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich 1:20000.
- 1959. Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (High-tatric series in Western Tatra). — Prace I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. XXVII. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. 1958. Przekroje geologiczne przez Polskę; 9 — Tatry. Wyd. Geol. Warszawa.
- ŚWIDERSKI B. 1922. Korzenie leżącego fałdu Czerwonych Wierchów oraz nowe elementy budowy trzonu Tatr (Sur la géologie des monts Tatra. Les racines du grand pli couché de Czerwone Wierchy (Montagnes Rouges) et les nouveaux éléments tectoniques du massif autochtone des Tatra). — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, s. III, t. 21, dz. A. Kraków.

W. JAROSZEWSKI

**TECTONICS OF THE HIGH-TATRIC SERIES IN THE UPPER FLOOR
OF THE KOŚCIELISKA VALLEY IN THE TATRA MOUNTAINS**

(Summary)

ABSTRACT: Fairly complicated fold- and fault tectonics are reported from the autochthonous high-tatric series in the upper floor of the Kościeliska Valley (West Tatra Mts.). These structures are referred to the autochthonous structures that have been previously distinguished.

The autochthonous series within the upper floor of the Kościeliska Valley in the West Tatra Mts., represented by Lower Triassic rocks (Seis and Campilian), was not thus far adequately known owing to an extensive cover of moraine deposits. Recent field studies connected with the interpretation of air photographs have resulted in a map of this area — partly without the Quaternary cover — and in tectonic sections. This map has revealed the presence of a number of anticlines and synclines which may be assigned to the longitudinal autochthonous structures

previously distinguished. This particular structural type, is, however, observable only in the transversal depression of Goryczkowa-Jawor, since the above structures do not occur beyond the western margin of the depression indicated by the major Ornak flexure. On the other hand, numerous disjunctive dislocations predominate throughout the region here considered. They are best seen in the quartzitic Lower Seis sandstones at their contact with crystalline rocks. The dislocations are responsible for the formation within the crystalline massif of several Seis grabens that have thus far been regarded as synclines or as relicts of the hypothetically squeezed out lowermost autochthonous high-tatric series.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, August 1962*
