

PRZEWODNIK DO TRAS WYCIECZKOWYCH
 XXXII ZJAZDU PTG W ZAKOPANEM W 1959 R.

praca zbiorowa
 pod redakcją

Z. KOTAŃSKIEGO,
 E. PASSENDORFERA,
 S. SOKOŁOWSKIEGO

*Guide des excursions de la XXXII Réunion Scientifique de la Société
 Géologique de Pologne à Zakopane, 1959. Travail collectif sous rédaction
 de Zb. Kotański, E. Passendorfer et S. Sokołowski*

SPIS TREŚCI

str.

CZEŚĆ I: Zagadnienia ogólne

- Kazimierz Guzik, Zbigniew Kotański, Wycieczka A1: Gubałówka — Zakopane — Poronin — Bukowina — Łysa Polana — Morskie Oko — Czarny Staw — Toporowa Cyrhla — Zakopane 416
- Edward Passendorfer, Stanisław Sokołowski, Wycieczka A2: Zakopane — Potok Białego — Dolina Białego — Capki — Nosal — Jaszczurówka — Chłabówka 421
- Stanisław Sokołowski, Edward Passendorfer, Wycieczka A3: Zakopane — Dolina Strążyska — Hala Strążyska — Wielka Rówień 423

CZEŚĆ II: Krystalinik

- Antoni Gawel, Wycieczka B1: Dolina Chochołowska — Dolina Starorobociańska — droga hawiarska — Baniste — szczyt Ornak — Siwe Skały — Dziurawe — Siwe Sady — Hala Ornak — stara kopalnia „Na Kunsztach” — Hala Ornak — Dolina Kościeliska 425
- Andrzej Michalik, Jerzy Głazek, Wycieczka B2: Brzeziny — Polana Waksmundzka — Mała Koszysta — Wielka Koszysta — Krzyżne — Dolina Pięciu Stawów Polskich — Dolina Roztoki — Wodogrzmoty Mickiewicza . 428
- Andrzej Michalik, Zbigniew Kotański, Wycieczka B3: Kasprowy Wierch — Czuby Goryczkowe — Beskid — Liliowe — Skrajna Turnia — Świnica — Kasprowy Wierch 431
- Kazimierz Guzik, Wycieczka C1: Kasprowy Wierch — Beskid — Liliowe — Dolina Stawów Gąsienicowych — Przełęcz Karb — Kościelec — Czarny Staw — Hala Gąsienicowa — Dolina Suchej Wody — Toporowe Stawki — Cyrhla 434
- Antoni Gawel, Wycieczka C2: Dolina Chochołowska — Polana Chochołowska — Żleb Litworowy — Długi Upłaz — Rakoń — Wołowiec — Do-

- lina Wyżnia Chochołowska — Polana Chochołowska — Dolina Chochołowska 435
- Wojciech Jaroszewski, Wycieczka C3: Kasprowy Wierch — Świnica — Dolinka pod Kołem — Dolinka Pusta — Przedni Staw — Świsztówka — Opalone — Morskie Oko 436
- CZEŚĆ III: Seria wierchowa
- Zbigniew Kotański, Wycieczka D1: Dolina Kościeliska — Brama Kantaka — Brama Kraszewskiego — Hala Pisana — Żleb Żeleźniak — Kufa — Kominy Tylkowe — Dolinka Smytnia — Panienki — schronisko Ornak — Dolina Kościeliska 438
- Stanisław Sokołowski, Zbigniew Kotański, Wycieczka D2: Dolina Kościeliska — Hala Uplaz — Gładkie Uplaziańskie — Chuda Turnia — Dolinka Mułowa — Kozi Grzybek — Krzesanica — Małołęczniak — Kobylarz — Przełęcz Siwarowa — Dolina Małej Łąki 442
- Zbigniew Kotański, Wycieczka D3: Dolina Strążyska — Żleb Warzęcha — Żleb Kirkora — Giewont — Przełęcz Kondracka — Niżnia Świsztówka — Hala Mała Łąka — Dolina Małej Łąki 445
- Zbigniew Kotański, Wycieczka E1: Dolina Kościeliska — Brama Kantaka — Brama Kraszewskiego — Hala Pisana — Wąwóz Kraków — Brama Wincentego Pola — Hala Smytnia — schronisko na Hali Ornak — Panienki — Przełęcz Iwaniacka — Polana Iwanówka — Dolina Starorobociańska — Wyżnia Brama Chochołowska — Polana Huciska — Dolina Chochołowska 448
- Jerzy Lefeld, Zbigniew Kotański, Wycieczka E2: Kuźnice — Dolina Bystra — Dolina Stare Szalasiska — Zawrat Kasprowy — Gładkie Jaworzyńskie — Kopa Magury — Dolina Jaworzynka — Kuźnice 451
- Zbigniew Kotański, Wycieczka E3: Dolina Małej Łąki — Hala Mała Łąka — Niżnia Świsztówka — Wyżnia Świsztówka — Przełęcz Kondracka — Giewont — Dolinka Małe Szerokie — Dolina Kondratowa — Kalatówki — Kuźnice 454
- Zbigniew Wójcik, Zbigniew Kotański, Wycieczka F1: Dolina Chochołowska — Wyżnia Brama Chochołowska — Olejarnia — Wysokie Turnie — Zawieszista — Piece — Kobylarka — Skorusi Żleb — Mnichy Chochołowskie — Bobrowiec — Żleb pod Bobrowiec — Bobrowiecki Żleb — Polana Chochołowska — Przełęcz w Kulawcu — Kopieniec Starorobociański — Polana Iwanówka — Dolina Chochołowska 457
- Wojciech Jaroszewski, Wycieczka F2: Dolina Chochołowska — Polana Huciska — Wąwóz Między Ściany — Polana Kominy Dudowe — Skałka Rabowskiego — Przełęcz Świerkule — Stoły — Brama Kraszewskiego — Dolina Kościeliska — Kiry 459
- Zbigniew Kotański, Wycieczka F3: Dolina Kościeliska — Wąwóz Kraków — Grota Lodowa — Tomaniarski Twardy Uplaz — Rzędy pod Ciemiakiem — Czerwone Żlebki — Dolina Tomanowa — Dolina Kościeliska 463
- CZEŚĆ IV: Seria regłowa
- Edward Passendorfer, Stanisław Sokołowski, Wycieczka G1: Gronik — Nędzówka — Staników Żleb — Hruby Regiel — Hala Jaworzynka — Kończysta Turnia — Eliaszowa Turnia — Czerwona Skałka — Przysłop Miętusi — Dolina Miętusia — Wantule — Wielka Świsztówka — Żleb Wodniściak — droga hawiarska — Przysłop Miętusi — Doliną Małej Łąki 466

- Kazimierz Guzik, Wycieczka G2: Polana Siwa — Dolina Mała Sucha —
— Siwiańskie Turnie — Dolina Chochołowska — Dolina Wielkie Kory-
ciska — Polana Tyrałówka — Dolina do Krytej — Dolina Długa — Po-
lana Huciska — kopalnie Banie — Kliny — Kuca — Wielkie Spaleni-
sko — Kobyle Głowy — Polana Jamy — potok Między Ściany — Wyznia
Brama Chochołowska 470
- Kazimierz Guzik, Wycieczka G3: Polana Biały Potok — Brama Lejo-
wa — Dolina Lejowa — Rówienki — Cisowa Turnia — Hala Huty —
— Hala Lochówki — Świńska Turnia — Hala Przysłop Kominiarski —
— Brama Kraszewskiego — Lodowe Źródło — Zbójnicka Kapliczka —
Wściekły Żleb — Brama Kantaka — Kiry 472
- Kazimierz Guzik, Wycieczka H1: Jaszczurówka — Dolina Olczyska —
Hala Olczyska — Ściany — Hala Królowa Niżnia — Hala Kopieniec
(Skupniowa) — Wielki Kopieniec — Toporowe Stawki — Brzeziny — To-
porowa Cyrhla 475
- Stanisław Sokołowski, Kazimierz Guzik, Wycieczka H2: Za-
zadnia — Potok Łężny — Wawrzeczkowa Cyrhla — Koziarczyska — Skal-
nite — Czerwone Brzeżki — Przysłop Waksmundzki — Gęsia Szyja — Ru-
sinowa Polana — Dolina Filipka — Zazadnia 476
- Stanisław Sokołowski, Kazimierz Guzik, Wycieczka H3: Za-
kopane — Walczacki Wierch — Dolina Strążyska — Hala Strążyska —
— Czerwona Przełęcz — Mała Świnica — Hala Białego — Dolina Bia-
łego — Potok Białego — Żywczańskie — Zakopane 478
- CZEŚĆ V: Geomorfologia**
- Mieczysław Klimaszewski, Wycieczka I1: Zakopane — Głodówka —
— Dolina Białej Wody — Dolina Rybiego Potoku — Świstówka — Do-
lina Pięciu Stawów Polskich — Dolina Roztoki — Wodogrzmoty Mickie-
wicza — Zakopane 479
- Mieczysław Klimaszewski, Wycieczka I2: Dolina Małej Łąki — Hala
Mała Łąka — Przysłop Miętusi — Dolina Miętusia — Brama Kraszew-
skiego — Hala Pisana — Hala Smytnia — Dolina Tomanowa — Zakopane 484
- Mieczysław Klimaszewski, Wycieczka I3: Zakopane — Poronin —
— Szaflary — Bukowina — Głodówka — Wierch Poroniec — Dolina Bia-
łej Wody — Hurkotna — Toporowe Stawki — Toporowa Cyrhla — Jasz-
czurówka — Bystre — Zakopane 487
- CZEŚĆ VI. Flisz Podhala**
- Józef Gołąb, Wycieczka J1: Zakopane — Gubałówka — Pająkówka
(ewentualnie Kotelnica) — Ubocz — Ustup — Bachledzki Wierch — Po-
tok Białego — Jaszczurówka — Potok Chłabówka — potok Poroniec —
— Poronin — Zakopane 488
- Krystyna Grzybek, Andrzej Radomski, Wycieczka J2: Zako-
pane — Szaflary — Nowy Targ — Czorsztyń — Niedzica — Kacwińska
Rzeka — Łapszanka i Łapsze — Białka przy moście Trybskim — Czarna
Góra — Bukowina — Zakopane 491
- Józef Gołąb, Bronisław Halicki, Andrzej Radomski, Wy-
cieczka J3: Zakopane — Szaflary — Nowy Targ — Czarny Dunajec —
— Chochołów — Ciche — Dzianisz — Witów — Potok Magura — Pła-
zówka — Kiry — Zakopane 493

SPIS ILUSTRACJI

	str.
Fig. 1. Przekrój geologiczny Nosal — Skupniowy Uplaz	422
Fig. 2. Przekrój zachodniego zbocza Doliny Białego	423
Fig. 3. Przekrój wschodniego zbocza Doliny Strążyskiej .	424
Fig. 4. Mapa pasma Koszystej	429
Fig. 5. Przekrój geologiczny Skrajna Turnia — Beskid	432
Fig. 6, 7. Przekroje geologiczne przez Kominy Tylkowe i Mnich	440
Fig. 8. Przekrój geologiczny wzdłuż prawego zbocza Doliny Kościeliskiej	444
Fig. 9. Przekrój geologiczny Hruby Regiel — Małolączniak .	444
Fig. 10. Przekrój geologiczny Giewontu	447
Fig. 11. Przekrój geologiczny Kopy Kondrackiej i Giewontu od strony Doliny Małej Łąki	456
Fig. 12. Schematyczny szkic szczytowych skałek Olejarni (okolice wylotu ja- skini Zbójnickiej Dziury)	458
Fig. 13. Schematyczny szkic Skałki 1200 m od wschodu	460
Fig. 14. Przekrój geologiczny Mały Regiel — Kończysta Turnia .	467
Fig. 15. Widok na zbocze Czerwona Skałka — Hrudy Regiel	468

KAZIMIERZ GUZIK, ZBIGNIEW KOTAŃSKI

WYCIECZKA A1: Gubałówka — Zakopane — Poronin — Bukowina —
— Łysa Polana — Morskie Oko — Czarny Staw — Toporowa Cyrhla —
— Zakopane

Na Gubałówkę (1123 m) wjeżdżamy kolejką i omawiamy panoramę Tatr i Podhala.

W panoramie Tatr zaznacza się wyraźnie orograficzna i geologiczna podzielnosc na Tatry Wysokie (granitowy trzon krystaliczny), na Tatry Zachodnie zaczynające się na W od przełęczy Liliowe (serie wierzchowe i przeważnie metamorficzne skały trzonu krystalicznego) oraz na porośnięte lasem pasmo reglowe. Przed Tatrami rozpościera się kotlina zakopiańska, ograniczona od północy Pasmem Gubałowskim, na którym stoimy.

W obrębie granitowych Tatr Wysokich wyróżniamy dwie grupy szczytów rozdzielonych niewidoczną stąd największą w Tatrach Doliną Białej Wody oraz masywem Szerokiej Jaworzyńskiej. Wschodnia grupa szczytów (Jagnięcy, Kołowy i Lodowy) należy do elewacji Tatr Wschodnich (Jagnięcego), a bliższe nam szczyty takie jak Koszysta, Żółta Turnia, Granaty, Kozi Wierch i najwyższa Świnica (2301 m) — do elewacji Koszystej. Te dwie wielkie elewacje trzonu krystalicznego są rozdzielone depresją Szerokiej Jaworzyńskiej, w której są silnie rozwinięte fałdy wierzchowe. Na zachód od elewacji Koszystej, a więc na wprost nas, znajduje się największa depresja trzonu krystalicznego — depresja Goryczkowej

sięgająca od Hali Gąsienicowej i przełęczy Liliowe poprzez Kasprowy Wierch (1988 m), Giewont (1894 m), Czerwone Wierchy (2123 m) i Kominy Tylkowe (1829 m) aż do Bobrowca. Wreszcie na zachodnim krańcu Tatr znajduje się elewacja Salatyskiego, w której jest znów silnie rozwinięty trzon krystaliczny Tatr Zachodnich.

Depresję Goryczkowej wypełniają potężnie rozwinięte jednostki wierzchowe składające się z mezozoicznych serii osadowych. Są to: autochtoniczna jednostka Kominów Tylkowych, leżący na niej fałd Czerwonych Wierchów oraz wyższy od niego fałd Giewontu. Jednostki te podlegają prawu kompensacji tektonicznej. Tak np. jednostka Kominów Tylkowych jest najlepiej rozwinięta w masywie Kominów Tylkowych i na Osobitej, natomiast dalej ku wschodowi — w masywie Czerwonych Wierchów najlepiej jest rozwinięty fałd Czerwonych Wierchów. Jeszcze dalej na wschód potężnie rozwija się fałd Giewontu, z którego wapiennych skał jest zbudowany masyw Giewontu, a dalej Kopa Magury. Jądro tego fałdu stanowią skały krystaliczne leżące na skałach osadowych (tzw. wyspa krystaliczna Goryczkowej), do którego należą takie szczyty jak Beskid, Kasprowy Wierch, Czuba Goryczkowa i Kopa Kondracka. Mniejsze krystaliczne czapki tektoniczne tworzą połogi szczyt Małolączniaka i Twardego Upłazu.

Seria reglowa ma budowę płaszczowinową i jest nasunięta z południa na serię wierzchową. Jest to dobrze widoczne na grzbiecie Gładkiego Upłaziańskiego.

Najwyższe szczyty zbudowane z utworów serii reglowej tworzy widoczne na wschodzie wyniosłe (ponad 2000 m), gniazdo górskie Tatr Bielskich. Szczyty tego pasma Hawrań (2154 m), Nowy i Murań są zbudowane z wapienia murańskiego, który jest również rozwinięty w polskich wschodnich reglach. Bielskie Tatry są zbudowane z dwóch odrębnych dygitacji płaszczowiny reglowej dolnej.

Do płaszczowiny reglowej dolnej należą też Kopki Sołtysie oraz regle zakopiańskie, oddzielone od poprzednich rozległą doliną Suchej Wody, wypełnioną osadami glacialnymi. Z utworów płaszczowiny reglowej dolnej zbudowana jest również południowa część pasma reglowego na W od Zakopanego, aż do Bobrowca. Natomiast północna część zachodnich regli od Doliny Miętusiej i Kościeliskiej poprzez Furkaskę i Siwiańskie Turnie aż po północne stoki Osobitej jest zbudowana z utworów płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej).

W reglach zakopiańskich zbudowanych z utworów płaszczowiny reglowej dolnej, najlepiej widocznych w przekroju Doliny Strażyskiej, wyróżnia się dwie dygitacje — południową (dolną) dygitację Suchego Wierchu i północną (górną) dygitację Krokwi z licznymi podrzędnymi komplikacjami. Te dwie walne jednostki antyklinalne zaznaczające się pasmami wzgórz zbudowanych z dolomitów środkowego triasu : Kopa Królowa — Suchy Wierch — Grzybowiec (1417 m) — Skoruśniak oraz Wielki Kopieniec (1328 m) — Nosal (1206 m) — Krokiew (1378 m) — Sarnia Skała (1377 m) — Łysanki (1447 m) są przedzielone wielką synkliną Czerwonej Przełęczy utworzoną z miękkich utworów kajpru, retyku i liasu, co daje w efekcie ciąg przełęczy: Oblaz — Na Pątyki — Czerwona Przeleęcz (1303 m) — Przeleęcz w Grzybowcu — Przysłop Miętusi.

Serię reglową przykrywa transgresywnie eoceńska seria numulitowa

widoczna u wylotów dolinek reglowych, a najlepiej rozwinięta na Hrubym Reglu (1339 m).

Dalej na północ znajdują się już utwory eoceńskiego fliszu podhalańskiego. Kotlina zakopiańska jest zbudowana z miękkich łupków warstw zakopiańskich i ma pochodzenie erozyjne, a częściowo tektoniczne. Natomiast Pasma Gubałowskie, Palenica, pasmo Magury Orawskiej i Galicowa Grapa w Poroninie są zbudowane z piaskowców warstw chochołowskich. Najmłodsze ogniwo fliszu podhalańskiego stanowią łupkowo-piaskowcowe warstwy ostryskie, z których jest zbudowany Ostrysz na NW od Gubałówki.

Z Gubałówki mamy również rozległy widok na północ, na Podhale, kotlinę orawsko-nowotarską oraz pasmo Gorców i Babiej Góry. Flisz podhalański sięga od Starego Bystrego i Szaflar, gdzie zaczyna się już pieniński pas skałkowy, skryty na Górnej Orawie pod utworami mioceńskimi, plioceńskimi i czwartorzędowymi (Domański Wierch). Pasma Babiej Góry i Gorców to już płaszczowina magurska zewnętrznych Karpat fliszowych.

W morfologii Podhala wyróżniamy dwa wysokie poziomy. Wyższy z nich o wysokości Gubałówki (1123 m) obniża się ku kotlinie nowotarskiej i nosi nazwę poziomu śródgórskiego. Wznosi się on około 250 m ponad dna wielkich rzek i powstał po wypiętrzeniu Tatr w sarmacie. Niższy poziom wznoszący się 150 m ponad dna dolin odpowiada pontowi (środkowy pliocen) i nosi nazwę podgórskiego.

Z Gubałówki zjeżdżamy kolejką do Zakopanego.

Z Zakopanego do Poronina jedziemy Doliną Cichej Wody (Białego Dunajca). W miejscach, gdzie szosa opuszcza stożek zakopiański i przybliża się do potoku, obserwujemy odrywki warstw zakopiańskich, które w Dolinie Białego Dunajca w wyniku intersekcji wysuwają się daleko ku północy. Wzgórza Gubałowskie i Galicowej Grapy zbudowane są już z piaskowców warstw chochołowskich. Przed Bukowiną wjeżdżamy na wzgórze, tworzące tu dolnoplioceniński poziom śródgórski. Od Głodówki stopniowo grubieje pokrywający flisz płaszcz osadów plejstocenijskich, związanych tu z najstarszym, względnie drugim z kolei, zlodowaczeniem tatrzańskim (poziom Hurkotnego).

Postój na Głodówce (1158 m) pozwala nam na omówienie wspaniałej panoramy Tatr Wysokich i Tatr Bielskich, reglowej serii na Kopkach Sołtysich oraz na Gęsiej Szyi, a także — na rzut oka na Karpaty fliszowe (serię magurską), na obszar zbudowany z fliszu podhalańskiego i na fragmenty pienińskiego pasa skałkowego wraz z Pieninami, oddzielającego flisz magurski od podhalańskiego.

Od Wierch-Porońca (wspaniały widok na Tatry Bielskie i trzon granitowy Tatr Wschodnich) szosa wiedzie nas serpentynami na dno Doliny Białej Wody.

Z szosy biegnącej dnem Doliny Białej Wody obserwujemy w okolicy Łysej Polany serię reglową dolną. Po polskiej stronie widzimy trias tej serii, po słowackiej zaś także jurę grupy Czerwonej Skałki i Holicy (1630 m), a na dalszym planie nad Jaworzyną — ściany Murania (1827 m) zbudowane z wapieni murańskich.

Od Łysej Polany szosa biegnie po utworach holocenijskich, a wyżej — po morenach ostatniego zlodowacenia aż do Doliny Roztoki. Dopiero koło

Wodogrzmotów Mickiewicza, które powstały na progu zawieszanej Doliny Roztoki, obserwujemy pierwsze odkrywki granitu trzonu Tatr Wysokich. Postój przy Wodogrzmotach pozwala nam na zapoznanie się z tą skałą. W odkrywce pod łukiem wiaduktu zapoznajemy się z granitem zautometamorfizowanym, który przechodzi w granit pegmatytowy różowy, muskowitzowy. Skały te należą do brzeżnej strefy granodiorytowego jądra tatrzańskiego (zob. wycieczka B₂). Strefę tę widzicie będziemy od tej odkrywki aż do Morskiego Oka i jego otoczenia.

Od Wodogrzmotów Mickiewicza szosa wspina się na środkową i górną część Doliny Białej Wody z pięknym U-kształtnym profilem (ściana Młynarza), a w głębi — kotłami lodowcowymi, wciętymi piętro w ściany najwyższych szczytów tatrzańskich z masywem Garłucha na czele (2663 m).

Po wschodniej stronie doliny widzimy z Wanty masyw i stoki Szerokiej Jaworzyńskiej (2221 m), zbudowanej z serii Kominów Tylkowych, na którą nasunięte są fałdy Czerwonych Wierchów i Giewontu, oba z jądrami krystalicznymi leżącymi na skałach osadowych. W serii Kominów Tylkowych jest tam dobrze rozwinięty trias. Werfen składa się z klastycznych warstw seisu i klastyczno-węglanowych utworów kampilu (m. in. warstwy myophoriowe). Trias środkowy składa się z potężnej serii wapieni i dolomitów, które tworzą fantastyczne turnie Zamków i Uplazków. Trias górny widoczny na grzbiecie oddzielającym Dolinę Spis-Michałową od Litworowego Żlebu jest tu wykształcony w facji węglanowo-łupkowej. Natomiast piaszczystych lub zlepieńcowych utworów górnego triasu nie ma tu zupełnie. Bezpośrednio na górnym triasie leży dogger (baton, kelowej) lub oksford. Kontakty tych dwóch serii można śledzić w górnej części Doliny Spis-Michałowej. Uderzający jest tu natomiast zupełnie brak liasu, tak charakterystycznego dla serii Kominów Tylkowych w Tatrach Zachodnich. Przypomina to stratyografię wierchowych serii fałdowych (fałd Czerwonych Wierchów i Giewontu) i świadczy o silnym zróżnicowaniu paleogeograficznym i facjalnym wzdłuż geosynkliny wierchowej.

Grzbiet oddzielający Dolinę Spis-Michałową od Polany Białej Wody jest zbudowany z wapieni malmu, neokomu i urgonu, a w wyższych partiach również i z nasuniętych warstw myophoriowych kampilu należących już do fałdu Czerwonych Wierchów.

Rozległe zbocza Polany Białej Wody są zbudowane z miękkich margli albu.

Wszystkie te serie osadowe na wschodnim zboczu Doliny Białej Wody leżą w rozległej depresji Szerokiej Jaworzyńskiej. Na osi Białej Wody depresja ta gwałtownie się spłyca i przechodzi w elewację Koszystej, tak że na lewym zboczu Doliny Białej Wody znajdują się już tylko utwory krystaliczne trzonu granitowego Tatr Wysokich.

Od Wanty szosa wyprowadza nas serpentynami do Doliny Rybiego Potoku, a następnie do Morskiego Oka.

Morskie Oko (1393 m), jedno z największych jezior tatrzańskich, wypełnia brzeżną misę pochodzenia lodowcowego, odgrodzoną od dalszej części Doliny Rybiego Potoka rygłem, na którym została złożona morena czołowa z ostatniej fazy ostatniego zlodowacenia (na morenie tej stoi schronisko).

Nad Morskim Okiem leży głęboki Czarny Staw (1580 m), będący jeziorem karowym, które oddziela od Morskiego Oka wyraźny rygiel skalny z wygładami lodowcowymi.

Otoczenie obu stawów tworzą m. in. takie szczyty jak Rysy (2499 m) i Mięguszwieckie (2438 m.) W ich ścianach znajdują się szczątkowe kary. W jednym z nich znajduje się niewielki lodowczyk, który powstał po postglacjalnym optimum klimatycznym. Na SW od Morskiego Oka znajduje się zawieszona Dolinka Za Mnichem.

W kotlinie Morskiego Oka zasługują na uwagę ślady silnej erozji z okresu deglacjacji ostatniego stadiału, kontynuującej się również we wczesnym postglacjale. Po tym etapie nastąpiło bardzo silne zasypywanie żlebów przez piargi. Współczesna erozja przede wszystkim ekshumuje owo postglacjalne zasypanie i zaczyna atakować głębsze podłoże.

Pobyt nad Morskim Okiem oraz dojście do Czarnego Stawu umożliwiają nam zapoznanie się ze skałami strefy brzeżnej jądra krystalicznego, a także z granodioritem nie zmetamorfizowanym („granit szary”). W strefach spękań ukazują się mineralizacje starsze (albityzacja, epidotyzacja i żyły pegmatytowe), gdy natomiast strefy silnie zaatakowane tektonicznie charakteryzuje występowanie tektognejsów i mylonitów, często schłotytyzowanych i zmineralizowanych metalogenicznie.

W Morskim Oku godny omówienia jest też problem ochrony przyrody i krajobrazu w związku z planami rozbudowy urządzeń turystycznych w tej części Tatr wraz z budową nowego schroniska.

Droga powrotna do Zakopanego wiedzie do Wierch Porońca (1100 m) znanym nam odcinkiem szosy. Od Wierch Porońca natomiast jedziemy starą szosą do Morskiego Oka. Szosa ta przebiega po terenach zbudowanych z fliszu podhalańskiego przykrytego utworami plejstoceniowymi, głównie fluwioglacjalnymi, szczególnie od Zazadniej.

Piękny stożek fluwioglacjalny widać na Toporowej Cyrhli (1000 m). Stożek ten, sypiący się z Doliny Suchej Wody, związany jest z moreną czołową ostatniego zlodowacenia, pięknie rozbudowaną w okolicy Toporowych Stawków, a kulminującą od strony pd.-wschodniej nad Cyrhłą (zob. wycieczka C₁).

Na krajobraz widoczny z Cyrhli składa się znany nam z Gubałówki odcinek Tatr w okolicy Zakopanego, a przede wszystkim jednak świetnie widoczna kotlina zakopiańska (850 m) z całą jej złożoną morfologią.

Ponad stożkiem zakopiańskim wiążanym z postglacjalem i ostatnim glacjalem wznosi się poziom Bystrego (Pardołówki), nad nim poziom Hycowego Potoku i wreszcie najwyższy poziom Antołówki. Poziomy te, na których zachowały się resztki pokryw fluwioglacjalnych, odpowiadają glacjalom, które rozdzielone były okresami erozji w interglacjalach. Natomiast na obszarze tzw. trójkąta zakopiańskiego, przynajmniej od ostatniego interglacjalu przeważała erozja.

Z Cyrhli zjeżdżamy serpentynami do Jaszczurówki (900 m) u wylotu Doliny Olczyńskiej (terma, problem jej pochodzenia i możliwości nawiercenia bardziej wydajnych źródeł — zob. wycieczka J₁).

Z Jaszczurówki jedziemy przez Bystre, gdzie zapoznajemy się z fluwioglacjalem Bystrego i Antołówki (940 m), a następnie zjeżdżamy na stożek zakopiański, na którym położone jest Zakopane.

EDWARD PASSENDORFER, STANISŁAW SOKOŁOWSKI

WYCIECZKA A2: Zakopane — Potok Białego — Dolina Białego — Capki
— Nosal — Jaszczurówka — Chłabówka

Idąc z Krupówek na ulicę Grunwaldzką przecinamy potok Foluszowy i Czarny wycięte w żwirowiskach granitowych stożka zakopiańskiego, po czym koło willi Ornak wchodzimy na stożek potoku Białego zbudowany ze żwirów dolomitowych. Idąc dalej w kierunku lasu Białego dochodzimy do koryta potoku Białego i nim posuwamy się ku południowi. Odslaniają się tam warstwy zakopiańskie fliszu podhalańskiego (ciemne łupki z rzadkimi wkładkami żelazistych mułowców dolomitowych i drobnoziarnistych piaskowców). Strefa ta jest miejscami silnie zaburzona (drobne synkliny i antykliny — zob. wycieczka J₁). Niedaleko wylotu Doliny Białego we fliszu pojawiają się wkładki zlepieńców złożone z otoczków dolomitów triasowych i rzadkich otoczków wapieni numulitowych z eocenu środkowego. Spod fliszu wyłaniają się wapienie dolomityczne środkowego eocenu.

Idąc ku południowi Doliną Białego przechodzimy na dłuższej przestrzeni dolomity środkowego triasu dygitacji Krokwi i dochodzimy do polany Białego, gdzie odslaniają się piękne przekroje kajpru (klasyczne przekroje Limanowskiego z florą — zob. wycieczka H₃). Stąd wracamy do drogi pod regłami. Idąc ku wschodowi obserwujemy we wkopie nowej skoczni leżące bezpośrednio na dolomitach triasowych zlepieńce z wkładkami czarnych łupków, przechodzące w warstwy zakopiańskie fliszu podhalańskiego. Stąd idąc dalej ku wschodowi dochodzimy do kamieniołomu pod Capkami, gdzie odslania się piękny kontakt eocenu z triasem. W spodzie widoczne są dolomity środkowego triasu o nierównej, wyżartej powierzchni, a na nich zlepieńce transgresywne środkowego eocenu z blokami białych kwarcytów, żółtych dolomitów oraz otoczkami różnych skał płaszczowiny regłowej dolnej, przynoszonych do morza przez rzeki. Ku górze ziarno zlepieńców maleje i zjawiają się wapienie dolomityczne piaszczyste, wyżej wapienie numulitowe („jarzec”), a na nich ponownie wapienie dolomityczne numulitowe, w których stropie zjawiają się mułowce glaukonitowe przykryte przez żółto wietrzejące łupki, będące zapewne odpowiednikiem warstw florowych. Nad nimi pojawiają się wapienie organodetrytyczne przykryte przez zlepieńce i brekcje. Reprezentują one już górny eocen. Stąd udajemy się do starych wkopów dawnych urządzeń kamieniołomów, w których odslaniają się zapadające ku północy łupki fliszowe z ławicami dolomitów marglisto-żelazistych.

Z kamieniołomu pod Capkami idziemy do wylotu Doliny Bystrej, gdzie w pn. wschodnim zakończeniu grzbietu Krokwi odslaniają się wapienie numulitowe. Dalej ku południowi w zwężeniu Doliny Bystrej ukazują się na zboczach Krokwi i Nosal dolomity triasowe dygitacji Krokwi. Idąc ku południowi mijamy rozszerzenie dolinne w łupkach dolnoliasowych synkliny Czerwonej Przełęczy, które przy stacji kolejki linowej w Kuźnicach mają w spągu retyk, kajper i wreszcie trias środkowy dygitacji Suchego Wierchu.

Idziemy ścieżką na przełęcz Oblaz, przecinając moreny Bystrej. Przekroczywszy potok idziemy starą drogą na Halę Gąsienicową, przecinając najpierw dolomity środkowotriasowe z wkładkami zielonych łupków, następnie piaskowce i łupki kajpru, a wreszcie przy rozwidleniu dróg na Nosal i Halę Gąsienicową — w pięknym odsłonięciu wapienie i łupki retyku. Stąd idąc ku przełęczy Oblaz przechodzimy przez łupki piaszczyste dolnego liasu, a z przełęczy podchodzimy na szczyt Nosala, przecinając po drodze zaklinowane wśród łupków wapienie retyckie z kajprem.

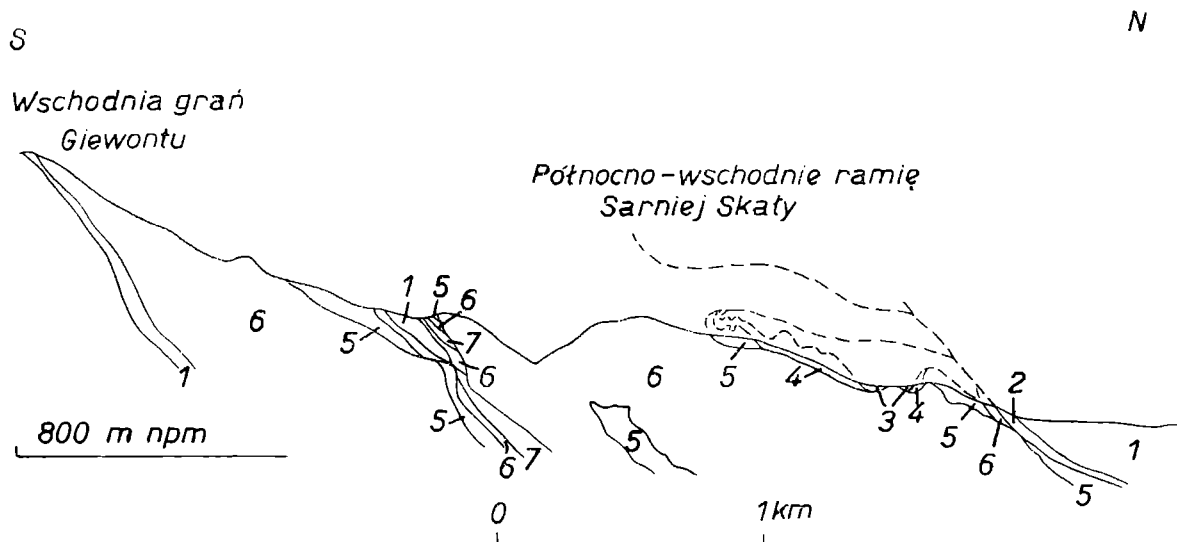


Fig. 1. Przekrój geologiczny Nosal-Skupniowy Uplaz (wg W. Goetla i S. Sokołowskiego). 1 — lias dolny (gresten); 2 — retyk; 3 — kajper (łupki, piaskowce); 4 — trias środkowy; 5 — trias dolny

W spągu dolomitów środkowotriasowych Nosala, należących do dygitacji Krokwi, ukazują się w strzępach wapienie retyckie i kajper. Ze szczytu Nosala schodzimy obok toru slalomowego północnym zboczem Nosala. Stąd dochodzimy do drogi i idziemy w kierunku Jaszczurówki. U wylotu Doliny Olczyskiej w obrębie zakładu kąpielowego (o źródłach w Jaszczurówce — zob. wycieczka J₁) i po wschodniej stronie potoku leżą zlepieńce stropowe, pod nimi wapienie organodetrytyczne, dalej wapienie dolomityczne z numulitami i soczewkami „jarcu” (drobne numulity są tu wypreparowane przez wietrzenie i można je zbierać w zwietrzelinie), niżej piaskowce dolomitowe i wreszcie w spągu zlepieńce szare, leżące bezpośrednio na dolomitach środkowotriasowych.

Stąd idziemy w kierunku Chłabówki, przecinając po drodze wynurzające się spod fliszu obcięte uskokami pasmo eocenu numulitowego, ze źródłem wypływającym z jaskini obok kaplicy Witkiewicza. Dochodzimy do potoku w Chłabówce, przecinając najpierw kompleks wapieni jasnych i szarych numulitowych, a niżej piaskowców dolomitowych z grubymi wkładkami zlepieńców. W kamieniołomie wśród zlepieńców występuje ławica z florą. Niedaleko na S od kamieniołomu znajduje się kontakt zlepieńców eoceńskich z dolomitami reglowego środkowego triasu. Po pra-

wej stronie potoku Chłabówka ku Toporowej Cyrhli leżą grube pokrywy blokowe utworów glacialnych i fluwioglacialnych Suchoj Wody.

Powrót z Chłabówki autokarem do Zakopanego.

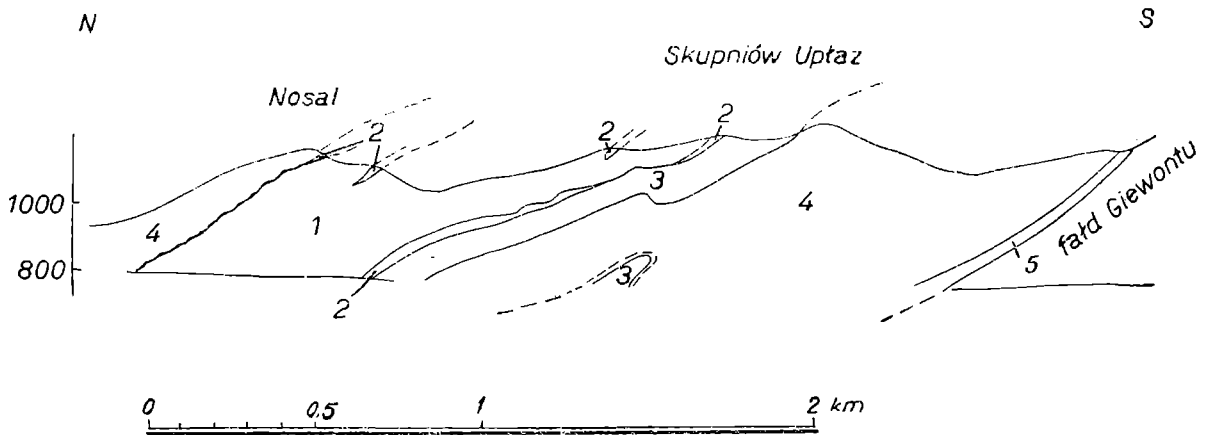


Fig. 2. Przekrój zachodniego zbocza Dol. Białego (wg W. Goetla i S. Sokołowskiego). 1 — flisz podhalański; 2 — wapienie numulitowe — eocen środkowy; 3 — lias dolny (gresten); 4 — retyk; 5 — trias górny; 6 — trias środkowy; 7 — trias dolny; 3—7 = płaszczowina regłowa dolna

STANISŁAW SOKOŁOWSKI, EDWARD PASSENDORFER

WYCIECZKA A3: Zakopane — Dolina Strążyska — Hala Strążyska — — Wielka Rówień

Idziemy od wylotu ulicy Orkana drogą do Doliny Strążyskiej. W potoku odsłaniają się warstwy zakopiańskie fliszu podhalańskiego w postaci ciemnych łupków z cienkimi wkładkami piaskowców. Poziom, na którym stoimy, pokrywają żwiry osadzone przez potok Białego i Strążyski w okresie po ostatnim zlodowaceniu. Nad tym poziomem wznosi się wyrównana powierzchnia — od zachodu Walczackiego Wierchu, a po wschodniej stronie potoku Białego analogiczny poziom Wilcznika (zob. wycieczka H₃).

U wylotu Doliny Strążyskiej po zachodniej stronie odsłania się skałka wapieni numulitowych poziomu stanowiącego przejście pomiędzy środkowym a górnym eocenem. Przechodzimy na prawą stronę potoku, gdzie odsłaniają się ciemne margliste łupki liasu dolnego (hettang-synemur), tak zwany gresten. Dalej ku południowi widoczne są ciemnoniebieskie wapienie retyku stromo zapadające ku południowi. Posuwając się dalej ku południowi przecinamy utwory kajpru, w których z lewej strony potoku ukazują się liczne ławice żółtych dolomitów z upadami ku południowi. Naprzeciw leśniczówki odsłaniają się łupki pstre z ławicami dolomitu z upadami ku północy. Element ten, dawniej interpretowany w całości jako fałd wsteczny Samkowej Czuby, prawdopodobnie należy w znacznej czę-

ści do dygitacji Spadowca. Pod kajprem z prawej strony potoku odsłaniają się dalej łupki margliste liasu dolnego, następnie bloki retyku, a pod nimi silnie zredukowane utwory kajpru w postaci żółto wietrzejących dolomitów.

Posuwając się dalej ku południowi przecinamy grubą serię dolomitów środkowego triasu z wkładkami dolomitów z *Encrinus liliiformis* (ładyn), z którego zbudowane są Kominy Strążyskie. Dalej odsłaniają się wapień ciemne, po czym ponownie zjawiają się dolomity, spod których wyłaniają się łupki kajpru widoczne w dnie potoku na lewym zboczu doliny. Seria środkowego triasu reprezentuje główną masę dygitacji Krokwi. Po przejściu łupków kajpru wchodzimy ponownie w dolomity środkowotriasowe (dygitacja Małej Świnicy).

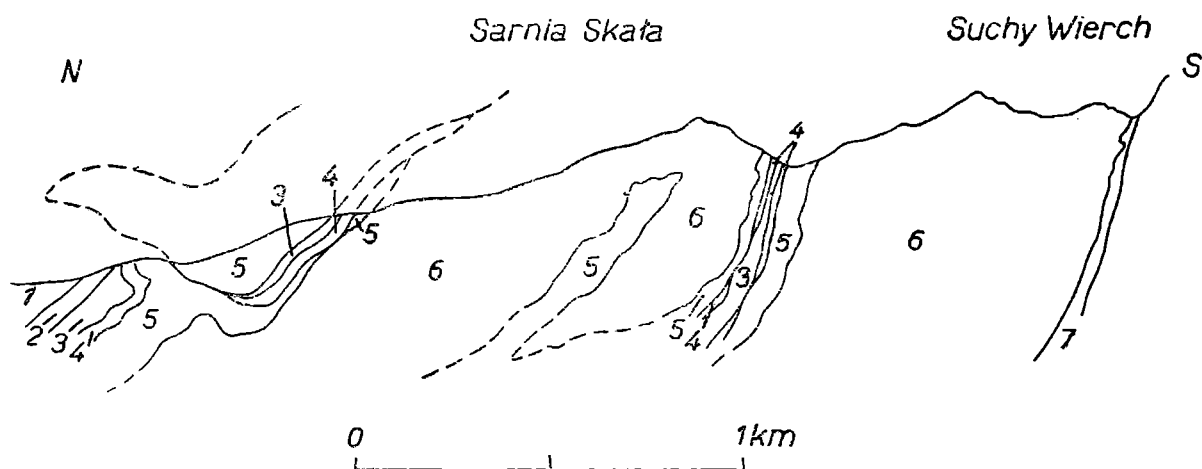


Fig. 3. Przekrój wschodniego zbocza Dol. Strążyskiej (wg W. Goetla i S. Sokółowskiego). 1 — flisz podhalański, eocen górny; 2 — warstwy numulitowe, eocen górny i środkowy; 3 — lias dolny (gresten); 4 — retyk; 5 — trias górny (kajper); 6 — trias środkowy; 7 — trias dolny

Rozszerzenie doliny związane jest z pojawieniem się na Hali Strążyskiej grubej strefy kajpru, retyku i liasu dolnego (zob. wycieczka H₃), reprezentujących synklinę Czerwonej Przełęczy rozdzielającą dygitację Krokwi od dygitacji Suchego Wierchu. W południowej części Hali Strążyskiej, po lewej stronie potoku, odsłania się ładny profil spągowej części utworów kajprowych (naprzemianległe łupki, piaskowce i dolomity ze zlepiancami w spągu).

Z Hali Strążyskiej posuwamy się dalej ku południowi, przechodząc dolomity środkowego triasu dygitacji Suchego Wierchu i dochodzimy do Siklawicy.

Stąd pniemy się stromo w górę do wschodniego odgałęzienia Doliny Strążyskiej, zwanego Wielka Rówień. Posuwając się w górę ku ścianie Giewontu dochodzimy do głębokiego żlebu, który oddziela Suchy Wierch od Giewontu. Odsłaniają się tam w spągu dolomitów środkowotriasowych skały krzemionkowe wraz z leżącymi pod nimi ilami i marglami brekcjowatymi, należące do dolnego triasu. Pod nimi leży duża łuska dolomitów środkowotriasowych, należących prawdopodobnie, tak jak i cała opisana seria, do płaszczowiny regłowej dolnej.

Płaszczyzna reglowa leży na utworach kredowych otulających od północy fałd Giewontu. Odsłaniają się tu, idąc od góry margle żółto wietrzejące o ciemnym przełamie należące do najwyższego albu (poziom *Stoliczkaia dispar*), leżące na wapieniach glaukonitowych albu środkowego (poziom *Hoplites dentatus*). W wapieniach tych występuje niezwykle bogata fauna amonitów, małżów, ślimaków, jeżowców itd. Wapienie te spoczywają transgresywnie na nierównej powierzchni jasnych krystalicznych wapieni urgońskich przepelnionych orbitolinami i szczątkami gruboskopowych małżów. Z wapieni urgońskich zbudowane są niższe kondygnacje ściany Giewontu. Wyżej, aż po główną grań Giewontu i wierzchołek szczytowy, występują wapienie neokomu i malm górny.

Wracamy Doliną Strążyską znaną nam już trasą do Zakopanego.

ANTONI GAWĘŁ

WYCIECZKA B1: Dolina Chochołowska — Dolina Starorobociańska —
— droga hawiarska — Baniste — Szczyt Ornak — Siwe Skały — Dziurawe — Siwe Sady — hala Ornak — stara kopalnia „Na Kunsztach” —
hala Ornak — Dolina Kościeliska

Z Zakopanego dojeżdżamy autokarem do Hucisk, skąd dochodzimy do wylotu Doliny Starorobociańskiej, zapoznając się po drodze z budową serii reglowej i wierchowej w Dolinie Chochołowskiej (zob. wycieczka E₁ i F₁).

Od wylotu Doliny Starorobociańskiej idziemy drogą wzdłuż potoku, przecinając utwory mezozoiczne pokrywy skał osadowych krystaliniku tatrzańskiego (zbocza Kominów Tylkowych, dolinka od Przełęczy Iwaniackiej — zob. wycieczka E₁). Przy „Młynisku” z zachowanymi śladami przykop i fundamentów XVIII-wiecznego młyna do mielenia kruszcu oraz z resztkami dawnych zwałów urobku płonnego wchodzimy na drogę hawiarską, prowadzącą do kopalni pod Ornakiem. Zrazu droga przecina zbocze pokryte kwarcytami werfeńskimi. Na wysokości około 1400 m, w miejscu, gdzie poziomo biegnąca droga przecina pierwszy mały ciek, obserwuje się impregnacje pirytowe tkwiące w serii zgranityzowanych amfibolitów i gnejsów. Odkrywką tą jest odpowiednikiem soczewki pirytu w Dudowych Turniach na zachodnim zboczu Doliny Starorobociańskiej, gdzie przed półtora wiekiem próbowano bić sztolnie (analiza pirytu, W. Wątocki 1951, Roczn. P. T. Geol. t. 20).

W pobliżu skrzyżowania drogi hawiarskiej w kierunku wschodnim spotyka się małe skupisko ankerytowej rudy zwiezionej spod Ornak. Dalszy odcinek drogi, ponad górną granicą lasu, prowadzi zboczem równoległe do granicy werfenu tworzącego strome urwiska. Skręcając w partię źródłową potoku Banistego droga wchodzi na teren dawnej kopalni, po której pozostały usypiska zwałów urobku płonnego, dwanaście wylotów sztolni zawalonych i niedostępnych oraz ślady fundamentów budynku. Złoże skła-

dało się z żył kwarcowo-barytowo-ankerytowych z wprysnięciami tetraedrytu i śladami chalkopirytu. Znajdowało się ono w zgranityzowanej serii amfibolowo-gnejsowej. Granit iniekcyjny (leukogranit albitowo-muskowitowy), z którego zbudowane są niżej położone wybrzuszenia zbiega po południowej stronie żlebu Banistego, posiada wprysnięcia molibdenitu, po raz pierwszy znalezione w Tatrach przez L. Chrobak'a (1938) w analogicznej sytuacji na wschodnich zboczach Ornaku w Dolinie Kościeliskiej.

Wzdłuż ścieżki szczytowej Ornaku można śledzić zróżnicowanie struktury i tekstury granitu metasomatycznego i jego ułożenie, pozwalające na odcyfrowanie tektoniki trzonu krystalicznego. O metasomatycznym pochodzeniu granitu z Ornaku świadczą analizy chemiczno-petrograficzne (R o m a n a L e ś n i a k, M. J u r e k i in.) oraz studium biotytów o czerwono brunatnym pleochroizmie z tzw. gnejsów iniekowanych (F. Z a s t a w n i a k 1951).

Na południe od Przełęczy Ornackiej wkracza się na obszar Siwych Skał (1863 m), zajęty przez izolowany płat kwarcytów werfeńskich, leżących na granicy. Zwrócić należy uwagę na upad tych kwarcytów ku wschodowi, wynikający z obniżenia osi trzonu krystalicznego na linii Doliny Kościeliskiej i z fleksurowego przesunięcia ku południowi zarówno skał pokrywy osadowej, jak i skał trzonu krystalicznego. Obniżenie osi trzonu krystalicznego zaznacza się też wyraźnie w rozmieszczeniu dawnych kopalń na zboczu Ornaku od strony Doliny Kościeliskiej, gdzie dziewięć sztolni znajduje się w połowie mniej więcej zbocza, a więc niżej niż od strony Doliny Starorobociańskiej. Ich obecność w terenie zdradzają widoczne z daleka usypiska hałd na terenie Dziurawego. Prócz tego zgrupowania sztolni, dwie dalsze sztolnie znajdują się w dolnych partiach żlebu na Koziczkach, u rozwidlenia potoku spod Wolarni; nadto zachowane są ślady robót na żyłach barytowych w granitach w żlebie spod kwarcytów Siwych Skał. Tetraedryty, ankeryty i baryty tych żył były analizowane przez W. W ą t o c k i e g o w r. 1928, publ. 1951.

Na południe od izolowanego płata kwarcytów werfeńskich skały trzonu krystalicznego występują w wykształceniu drobnoziarnistym o wyraźnej teksturze łupkowej. Jest to następstwo mylonityzacji wzdłuż powierzchni fleksury i obniżenia osi trzonu. Na uwagę zasługują ciemnoszare i zielone łupki chlorytowe utworzone po amfibolitach i białe łupki serycytowe o jedwabistym połysku, powstałe na skutek mylonityzacji artrytów białego muskowitowego granitu ortoklazowo-albitowego (anal. T. S t a b i c k i). Wśród zielonych łupków wyróżnia się cienka seria o trawiaście zielonym odcieniu, w której stwierdzono obecność chromu (J. W y s o c k i) wchodzącego w skład chlorytu.

Różny stopień dynamicznego przekształcenia skał krystalicznej pokrywy granitu obserwuje się podczas zejścia z Przełęczy Raczkowej (1959 m) do kotła polodowcowego Siwych Sadów, gdzie okruchy tych skał gromadzą się obficie w morenie bocznej u stóp Siwych Turni łączących Przełęcz Raczkową z Błyszczem (2153 m).

Skały tej serii są przecięte licznymi soczewkowatymi żyłkami śródwarstwowymi ankerytu. Sporadycznie spotyka się w nich antymonit (analiza analogicznego antymonitu z Krywania: W. W ą t o c k i 1951).

Pomimo silnego złupkowacenia skał tej serii zdarzają się w niej soczewki nie zmienionego amfibolitu, intruzji granitowych i utworów pochodnych powstałych w następstwie procesów granityzacji (jak np. dioryt spod Przełęczy Pysznej, anal. L. Gorazdowski; z Dol. Chochołowskiej, anal. J. Tokarski; częściowo F. Zastawniak). Ponad tą serią, z której zbudowane są urwiska Siwych Turni między Błyszczem a Raczkową Przełęczą, znajduje się wyższy poziom amfibolitów zachowanych na szczytach Bystrej (2158 m), Kamienistej (2126 m), Smreczyńskiego (2066 m) i Tomanowej (analizy St. Jaskólskiego 1924).

W partiach grzbietowych zwracają uwagę całkiem młode dysjunkcje w postaci rowów, biegnących zarówno wzdłuż grzbietu głównego trzonu, jak i wzdłuż odgałęziających się od niego upłazów. Głębokość tych rowów dochodzi miejscami do 12 m (pomiędzy Smreczyńskim a Kamienistą). Ich powstanie należy łączyć z obsuwaniem się mas skalnych po powierzchniach ich łupkowatości ku stromo podciętym zboczom kotłów polodowcowych. Zdaniem St. Kreutza kierunek rowów grzbietowych zgodny z kierunkami hercyńskich żył mineralnych wskazuje na późniejsze, poplejstoczeńskie ujawnianie się dawnych ciosów w skałach krystalicznej pokrywy granitu.

W zejściu na Halę Pyszną można spotkać niższą serię zgranityzowanych amfibolitów, których ciąg prowadzi zboczem nieco poniżej granicy lasu przez Skoruszynę pod Siwymi Skałami, popod Koziniec, przez halę Starą Wolarnię (dobrze wykształcone migmatyty) i żleby na Koziczkach aż do Dziurawego. Co najmniej cztery stwierdzone w Tatrach Zachodnich horyzonty amfibolitów, względnie skał mniej lub więcej zgranityzowanych, należy zapewne tłumaczyć jako fałdy leżące, miejscami wyciśnięte, zanurzające się ku północy. Równie jednak dobrze można by je uważać za jeden kompleks rozdarty potężnymi intruzjami i iniekcjami mas granitu białego, metasomatyzującego serię na zespół skał od diorytu aż do granitu jasnego, różniącego się od granitu trzonu Wysokich Tatr.

Tuż poniżej Hali Pysznej wchodzi się w rejon kopalni „na Kunsztach” z XVIII wieku, założonej w postaci szybu, przebijającego siedmiometrową morenę denną potoku Kościeliskiego. Ślady przykop i stawku ponad głęboką pingą dawnego szybu, nad którym stał kierat („Kunszta”), pokaźny wał urobku skalnego oraz dwie pingi na zachodnim brzegu potoku Kościeliskiego świadczą o robotach zakrojonych na poważną skalę. Ślady dachówki i kaflowego pieca mówią o solidnym zabudowaniu na terenie kopalni. Niżej na zachodnim brzegu potoku Kościeliskiego znajdują się fragmenty młyna kruszcowego, którego jeden kamień stanowi podstawę krzyża Wincentego Pola na Hali Smytniej. U wylotu żlebu z Dziurawego do Dolinki Iwaniackiej mieszczą się tereny XVIII-wiecznej huty żelaznej, zdradzającej się obecnością żużla, węgla drzewnych i skąpych śladów kruszcu na kwarcach i barytach urobku płonnego. Roboty poszukiwawcze St. Zwolińskiego odkryły fundamenty huty i duży skład węgla drzewnych.

Dochodzimy do schroniska na hali Ornak, a następnie idziemy w dół Doliną Kościeliską, mijając serie wierchowce i regłowe (zob. wycieczka D1 i E1 oraz G3).

ANDRZEJ MICHALIK, JERZY GŁAZEK

WYCIECZKA B2: Brzeziny — Polana Waksmundzka — Mała Koszysta —
— Wielka Koszysta — Krzyżne — Dolina Pięciu Stawów Polskich — Do-
lina Roztoki — Wodogrzmoty Mickiewicza

Dojeżdżamy autokarem do wylotu drogi na Halę Gąsienicową. Następnie idziemy tą drogą wzdłuż Doliny Suchej Wody do polany Psia Trawka.

Z Psiej Trawki idziemy ku wschodowi na Polanę Waksmundzką. Na tym odcinku widzimy utwory morenowe dolnego piętra Doliny Pańszczycy, zakrywające prawie całkowicie starsze podłoże. Po przecięciu potoku Pańszczyckiego wchodzimy na grzbiet pokryty zwałami morenowymi, przez który dokonała się transfluencja lodowca pańszczyckiego do wąwozu Skalnite. Na zboczach Ostrego Wierchu spod czwartorzędu ukazują się piaskowce kwarcytoczne (synemur?) tworzące skałki i rumowiska. Przed samą Polaną Waksmundzką natrafiamy na łupki liasowe z wtrąceniami wapieni marglistych i piaskowców (facja gresteńska). W lesie na E od Polany Waksmundzkiej (ok. 1400 m) obserwujemy łupki i piaskowce (lias dolny), wapienie ciemne i łupki czarne (retyk), oraz łupki czerwone i piaskowce (trias górny). Wapienie retyckie zawierają faunę (*Terebratula gregaria* Suess, *Ostrea* sp.). Następnie przechodzimy ku zachodowi, gdzie nad szalasami na Polanie Waksmundzkiej występuje wapień okruczowy górnego triasu, zawierający okruchy środkowotriasowych dolomitów i chalcedonu pochodzącego z najwyższego poziomu środkowego triasu.

Z Polany Waksmundzkiej podchodzimy na Małą Koszystą zlebem, którym na pewnym odcinku biegnie granica wierchowego środkowego triasu i nasuniętego nań regłowego środkowego triasu. Środkowy trias regłowy wykształcony jest w postaci grubej serii dolomitów w spągu szarych cukrowatych, wyżej szarych zbitych, w stropie jasnych zbitych z chalcedonem. Seria regłowa jest podesłana przez odwrócone skrzydło wyższej jednostki wierchowej (fałd Giewontu), zbudowane z wapieni ciemnych, miejscami robaczkowych i szarych dolomitów środkowego triasu oraz żółto wietrzejących dolomitów, wapieni i łupków czarnych należących do kam-pilu. Warstwy te są nachylone ku N pod kątem 15—30°, a trias regłowy 45—60° N. Ta jednostka wierchowa jest silnie ścięta od góry przez płaszczowinę regłową dolną, a sama ścina swoje podłoże do tego stopnia, że miejscami spoczywa wprost na granicie autochtonicznym. Niższa wierchowa jednostka reprezentowana jest jedynie przez jądro krystaliczne występujące na wschodnim zboczu Małej Koszystej, nad Doliną Waksmundzką. Fałd Giewontu przeważnie leży wprost na serii autochtonicznej reprezentowanej przez piaskowce i łupki seisu, w których zaznacza się skręt korzeniowy. Fałd Giewontu jest pocięty licznymi uskokami poprzecznymi, natomiast seise jednostki autochtonicznej jest silnie zundulowany wraz z podścielającym go granitem, co najlepiej można obserwować w pobliżu grani Małej Koszystej, gdzie synklinalne pasy seisu rozdzielają antyklinalne strefy granitu. Te drugorzędne fałdy mają wyraźną i stałą wergencję północną.

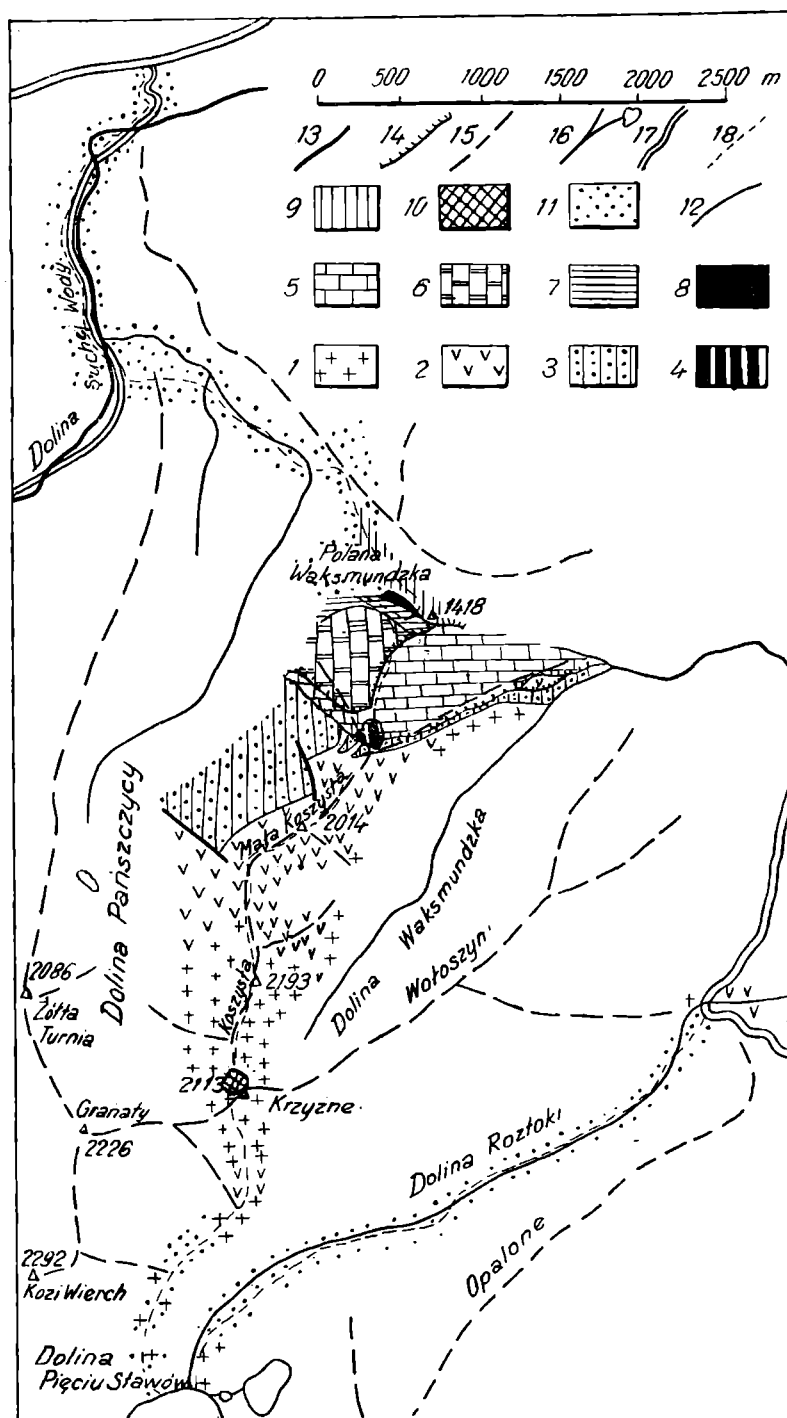


Fig. 4. Mapa geologiczna pasma Koszystej (wg J. Głazka). Krystalinik: 1 — granodioryt; 2 — strefa granodiorytu silnie zmienionego procesami pegmatytyzacji — „strefa brzeżna”. Seria Kominów Tylkowych: 3 — seis — piaskowce i łupki. Fałd Giewontu: 4 — kampil — wapień, dolomity i łupki; 5 — anizyk — wapień i dolomity. Płaszczyzna reglowa dolna: 6 — trias środkowy — dolomity; 7 — trias górny — łupki i piaskowce; 8 — retyk — wapień i łupki; 9 — gresten — łupki i piaskowce. Czwartorzęd: 10 — gleby strukturalne — relikty plejstoceni; 11 — moreny, napływy i piargi; 12 — granice geologiczne; 13 — uskoki; 14 — nasunięcia; 15 — grzbiety; 16 — potoki, stawy; 17 — drogi; 18 — trasa wycieczki B₂

Na granicy z mezozoiczną serią osadową znajdują się skąpe odkrywki czerwonych, silnie zhematytyzowanych granitów. W żlebie opadającym z Małej Koszystej do Doliny Pańszczycy granity w spągu werfenu są bardzo silnie zwietrzałe. Natomiast w pobliżu szczytu Małej Koszystej (2014 m) kontakt w wielu miejscach ma charakter tektoniczny.

Profil krystaliniku rozpoczynamy od białych granitów aplitowych i muskowitowych, stanowiących najbardziej brzeżny derywat trzonu krystalicznego.

Wyżej przechodzimy brzeżną strefą granitów pegmatytowych i aplitowych. Są tu przede wszystkim różowe granity ortoklazowe z muskowitem, gdyż różowe granity ortoklazowo-mikroklinowe z biotytem występują raczej nieregularnie, i to jedynie w spągowej części strefy brzeżnej.

W drodze na szczyt Koszystej przechodzimy strefę granitów szarych (z pojedynczymi różowymi ortoklazami i mikroklinami), odpowiadających granodiorytom.

Schodząc ze szczytu Koszystej (2193 m) na Krzyżne wchodzimy w strefę szarych granodiorytów oligoklazowo-biotytowych, o składzie zbliżonym do diorytów kwarcowych (tatryt).

Na Krzyżnem (2113 m) oglądamy wspaniałą panoramę Tatr Wysokich i zwracamy uwagę na struktury poligonalne, jedne z nielicznych w Tatrach.

W zejściu z Krzyżnego do Doliny Pięciu Stawów Polskich obserwujemy zjawiska występujące w strefach zaburzonych tektonicznie. Są to takie procesy jak albityzacja, epidotyzacja oraz chlorytyzacja (wiążąca się z procesami hydrotermalnymi — rozpuszczanie kwarcu, na miejscu którego krystalizuje chloryt) i wreszcie całkowita mylonityzacja granitu.

Trawersując listwę skalną u wylotu zawieszanej Dolinki Buczynowej (ok. 1800 m) obserwujemy białe granity pegmatytowe, wychodzące tu w postaci potężnych smug z głębi trzonu krystalicznego.

Omawiamy zagadnienie morfologii glacialnej Doliny Pięciu Stawów Polskich (zob. wycieczka I₁) i zależność kształtu szczytów od przebiegu płaszczyzn ciosowych. Dochodzimy do Wielkiego Stawu (1665 m) i do schroniska.

Schodząc do Doliny Rزتoki omawiamy genezę progu Wielkiej Sikławy i obserwujemy wygłady lodowcowe Bacowskiej Skały. Idąc w dół Doliną Rزتoki omawiamy procesy morfologiczne (zob. wycieczka I₁). Dochodzimy do Wodogrzmotów Mickiewicza (ok. 1150 m), które powstały na progu oddzielającym zawieszoną Dolinę Rزتoki od silnie przegłębionej Doliny Białej Wody (1000 m).

W Wodogrzmotach Mickiewicza odsłonięte są granity pegmatytowe brzeżnej strefy trzonu krystalicznego wraz z enklawami granodiorytów. Na szczelinach ciosowych widać przemiany hydrotermalne.

Po przeciwnej stronie Doliny Białej Wody obserwujemy serie reglowe Holicy (1630 m) oraz serie wierchowe na Polanie Białej Wody (alb) i w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej (2221 m), gdzie na sfałdowaną osłonę trzonu krystalicznego jest nasunięty potężnie rozwinięty fałd Czerwonych Wierchów z jądrem krystalicznym oraz zachowany szczątkowo fałd Giewontu z własnym jądrem krystalicznym. Opisane serie znaj-

dują się tam w wielkiej depresji trzonu krystalicznego. Dolina Białej Wody natomiast przebiega na tym odcinku na przejściu depresji Szerokiej Jaworzyńskiej w elewację Koszystej, na której (np. na zboczach Wołoszyna) serie wierchowe są zachowane w bardzo szczątkowej formie.

Z Wodogrzmotów Mickiewicza odjeżdżamy autobusem do Zakopanego, zapoznając się po drodze z zagadnieniami omówionymi w wycieczce A₁.

ANDRZEJ MICHALIK, ZBIGNIEW KOTAŃSKI

WYCIECZKA B3: Kasprowy Wierch — Czuby Goryczkowe — Beskid — — Liliowe — Skrajna Turnia — Świnica — Kasprowy Wierch

Z Zakopanego dojeżdżamy autokarem do Kuźnic, a następnie na Kasprowy Wierch kolejką linową.

Dolna stacja kolejki w Kuźnicach znajduje się w synklinie Czerwonej Przełęczy. Do dygitacji Krokwi należy Nosal, a do dygitacji Suchego Wierchu — Czoła Jaworzyńskie i zbocza regli nad Kalatówkami. Jadąc kolejką do stacji Myślenickie Turnie widzimy na wschodzie pasmo Zawrat Kasprowy — Kopa Magury, zbudowane z kilku dygitacji czołowych fałdu Giewontu. Na zachodzie ciągnie się masyw Giewontu, zbudowany z głównej dygitacji fałdu Giewontu, w którego wschodniej części w rejonie Wrótek pojawia się również wyższa dygitacja. W Kalackiej Turni wychodzi z dołu niższa jednostka, należąca prawdopodobnie do fałdu Czerwonych Wierchów, który pojawia się również u podnóża Myślenickich Turni. Myślenickie Turnie, należące również do fałdu Giewontu (są tu dwie jego dygitacje), są cofnięte na linii Doliny Bystrej względem pasma Giewont — Zawrat Kasprowy wzdłuż poprzecznych dyslokacji.

Znajdujemy się w depresji Goryczkowej, gdzie rozwinięte jest największe jądro krystaliczne fałdu, odseparowane zupełnie od trzonu krystalicznego („wyspa krystaliczna Goryczkowej”) i pływające na skałach osadowych. Ze skał krystalicznych jądra fałdu Giewontu są zbudowane południowe zbocza Giewontu, Dolina Kondratowa, doliny Goryczkowe i Kasprowe, Kopa Kondracka, Czuba Goryczkowa, Kasprowy Wierch, Beskid i Uhrocie Kasprowe. Po wjeździe na Kasprowy (1988 m) widzimy, że na północnych zboczach Doliny Cichej spod skał krystalicznych wynurzają się skały osadowe.

Na odcinku Kasprowy Wierch — Czuby Goryczkowe omawiamy zagadnienie stosunku intruzji granodiorytu do pokrywy łupków krystalicznych, takich jak gnejsy andezynowo-biotytowe, pelitowe i paraamfibolity. Podczas tej intruzji granodioryty uległy wzbogaceniu w biotyt, a ich plagioklasy w wapń, w wyniku asymilacji gnejsów andezytowo-biotytowych.

W licznych strefach spękań na przełęczach można zauważyć zjawiska mylonityzacji i mineralizacji (syderyt).

W nielicznych odkrywkach oglądamy skały powstałe w wyniku metamorfizmu kontaktowego, takie jak łupki sylimanitowe z granatami oraz skały epidotowe.

Dochodzimy do Suchych Czubów, skąd oglądamy budowę południowego zbocza Giewontu oraz Kopy Kondrackiej (2005 m), na której szczycie znajduje się czapa jądra krystalicznego fałdu Giewontu. W jej skład wchodzi skały skaleniuowo-turmalinowe, które powstały w strefie kontaktu pokrywy łupków biotytowych z intruzją granodiorytu. Spod tej czapki wynurzają się pofałdowane serie osadowe, należące do serii Kominów Tylkowych, bliskiej skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów, oraz z górnego i dolnego skrzydła tego fałdu. Od Kopy Kondrackiej zaczyna się elewacja Czerwonych Wierchów, od której jądro krystaliczne

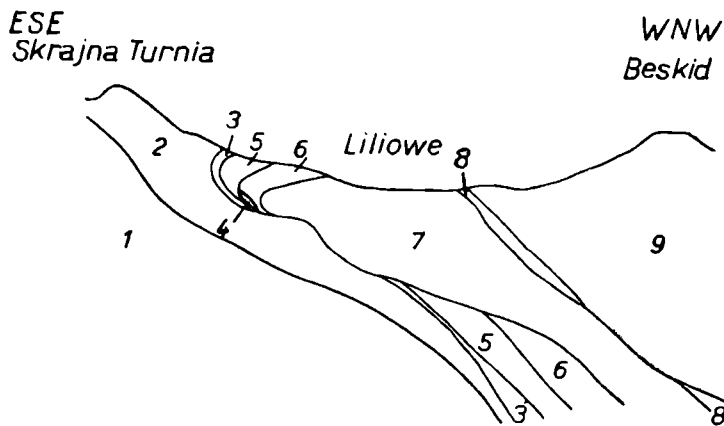


Fig. 5. Przekrój geologiczny Skrajna Turnia — Beskid (wg Z. K o t a ń s k i e g o). 1 — trzon krystaliczny; seria Kominów Tylkowych; 2 — piaskowce kwarcytyczne seisu; 3 — czerwone łupki i piaskowce seisu; 4 — żółte brekcyjowate dolomity dolnego kampilu; 5 — piaskowce zlepieńcowate górnego łiasu; 6 — wapienie keloweju-malmu-neokomu i urgonu; 7 — margle albu; fałd Czerwonych Wierchów: 8 — dolomity i wapienie dolomityczne środkowego triasu; fałd Giewontu: 9 — skały krystaliczne z jądra fałdu

fałdu Giewontu gwałtownie zanurza się ku wschodowi, do depresji Goryczkowej. Na południowych stokach Suchego Kondrackiego nad Jaworem znajduje się jądro krystaliczne fałdu Czerwonych Wierchów wraz z werfeńską pokrywą osadową ściętą z kolei przez jądro krystaliczne fałdu Giewontu. Skałki Jawora i Ścienek w Dolinie Cichej należą do osadowej serii Tomanowej (Kominów Tylkowych).

Wracając na Kasprowy granią graniczną widzimy masyw Wielkiej Kopy Koprowej, gdzie zachowany jest skręt korzeniowy fałdu Czerwonych Wierchów w utworach krystalicznych i werfeńskich.

Z Kasprowego idziemy na wschód, na Beskid. Na Suchoj Przełęczy zapoznajemy się z amfibolitami i skałami epidotowymi oraz z gnejsami andezynowo-biotytowymi i łupkami biotytowymi. Na Beskidzie (2012 m) obserwujemy różowe granity pegmatytowe.

Skały krystaliczne Beskidu należą do jądra fałdu Giewontu, spod którego przy ścieżce na przełęcz Liliowe wychodzą dolomity i wapienie środkowego triasu stanowiące strzępki brzuszego skrzydła fałdu Giewontu

lub fałdu Czerwonych Wierchów, bardzo silnie zredukowanego tutaj na zboczu elewacji Koszystej i ściętego przez silnie rozwinięty fałd Giewontu.

Przełęcz Liliowe (1952 m) została wypreparowana w marglach albu, który należy do pasma ciągnącego się na północnych zboczach Doliny Cichej. Pasma to ginie pod skałami krystalicznymi Czuby Goryczkowej, a następnie wynurza się w oknach tektonicznych w górnej części Doliny Małej Łąki oraz w kotłach Litworowym i Mułowym. Stanowi on kontynuację pasma albu Pisanej i dzieli serię Kominów Tylkowych od fałdowych jednostek wierchowych. Z Liliowego alb schodzi do Doliny Stawów Gąsienicowych, a następnie ginie pod pokrywą morenową.

Alb Liliowego jest lekko wfałdowany pod starsze utwory północnego zbocza Skrajnej Turni, co widać jest w żlebie nad Doliną Stawów Gąsienicowych. Wygięcie to można uważać za skręt korzeniowy fałdu Czerwonych Wierchów, podobnie jak na zboczach Doliny Cichej.

Białe wapienie na Liliowem pokryte rynienkami krasowymi to urgon oraz miejscami neokom i malm. W żlebie pod Skrajną Turnią widoczne są również piaskowce liasu oraz zlepieńce, znajdujące się tutaj w położeniu odwróconym. Lias leży tu bezpośrednio na łupkach lub kwarcytach seisu, co zostało spowodowane erozją przedliasową. Miejscami zachowały się strzępy żółtych dolomitów z serii dolomitów komórkowych dolnego kampilu. Na zboczach na północ od Liliowego alb leży bezpośrednio na werfenie, a ogniwa pośrednie zostały wyprasowane. Dopiero znacznie niżej na zboczu ponad werfenem pojawia się lias, a wyżej dogger (kelowej), malm, neokom i alb.

Zbocze Skrajnej Turni nad Liliowem jest pokryte blokowiskiem kwarcytów seisu, pokrytych miejscami polewą gładową.

W drodze na Skrajną Turnię obserwujemy piaskowce kwarcytyczne, zlepieńce i łupki seisu, uważane obecnie za osady litoralne.

Pod Skrajną Turnią znajduje się jeden z nielicznych i łatwo dostępnych bezpośrednich kontaktów mezozoicznej serii osadowej ze skałami trzonu krystalicznego. Piaskowce kwarcytyczne seisu leżą tu na zwietrzałej powierzchni granitu. Jest to pierwotna granica sedymentacyjna.

Strefa brzeżna trzonu krystalicznego na odcinku Skrajna Turnia — Świnica nie jest wykształcona w tak klasyczny sposób jak na zboczach Małej Koszystej (zob. wycieczka B₂), lecz można tu odnaleźć wszystkie typy granitów pegmatytowych, granity oligoklazowo-biotytowe, aplitowe i granodioryty. Dyferencjacja nie miała tu spokojnego przebiegu, a liczne enklawy diorytu kwarcowego (tetrytu) przyczyniają się do komplikacji budowy geologicznej. Wymienione typy skał poprzecinane są żyłami pegmatytu kilku generacji, z których najstarsze zawierają turmalin.

W strefach spękań tektonicznych można obserwować epidotyzację, chlorytyzację oraz inne przemiany hydrotermalne.

Tektonika trzonu krystalicznego opiera się na tym terenie na analizie płaszczyzn ciosowych i jest tu dobrze poznana. Szczególnie wyraźne płaszczyzny ciosu pokładowego i promienistego są widoczne na Kościelcu.

Ze Świnicy (2301 m) schodzimy na Liliowe, a następnie idziemy na Kasprowy, skąd zjeżdżamy kolejką linową do Kuźnic, a stamtąd autokarem wracamy do Zakopanego.

KAZIMIERZ GUZIK

WYCIECZKA C1: Kasprowy Wierch — Beskid — Liliowe — Dolina Stawów Gąsienicowych — Przełęcz Karb — Kościelec — Czarny Staw — Hala Gąsienicowa — Dolina Suchej Wody — Toporowe Stawki — Cyrhła

Dojazd autokarem do Kuźnic i wjazd kolejką linową na Kasprowy Wierch.

Budowa geologiczna odcinka Kuźnice — Kasprowy Wierch — Beskid — Liliowe por. wycieczka B₃.

Z przełęczy Liliowe (1952 m) schodzimy ścieżką turystyczną do Sobkowego Stawu, nad którym obserwujemy (w stromo wciętych żlebkach) kontakt jądra krystalicznego Goryczkowej z seisem, pod którym znów leży granit (problem jądra krystalicznego fałdu Czerwonych Wierchów). W okolicy Sobkowego Stawu są też widoczne pięknie wykształcone leje krasowe, przykryte osadami glacialnymi ostatniego zlodowacenia. Z buli nad Sobkowym Stawem zapoznajemy się z problematyką tego zlodowacenia i zlodowaceń starszych, analizując system form glacialnych Doliny Stawów Gąsienicowych.

Znad Sobkowego Stawu trasa prowadzi nas nad Zielony Staw, na grzędę nad Długim Stawem. Po drodze zapoznajemy się z budową geologiczną strefy brzeżnej trzonu granitowego, a szczególnie ze strefami granitu zautometamorfizowanego i granitu pegmatytowego białego i różowego, z muskowitem i z biotytem. W okolicy Długiego Stawu widzimy pięknie zmutonizowane rygle skalne i recesyjne utwory morenowe, przykrywane stożkami i piargami współczesnymi (problem faz rozwoju morfologii od ostatniej, recesyjnej fazy ostatniego zlodowacenia do fazy współczesnej).

Ścieżka turystyczna wyprowadza nas na przełęcz Karb, gdzie zapoznajemy się z pięknie wykształconymi odmianami granitu pegmatytowego różowego z muskowitem. Sama przełęcz wytworzyła się w strefie silnych dyslokacji, które spowodowały zbrekcjowanie granitu i jego przeobrażenia dynamometamorficzne, a także uwarunkowały mineralizację (problem mineralizacji spękań trzonu granitowego oraz faz tej mineralizacji i jej charakteru geochemicznego).

Z przełęczy Karb dokonujemy wejścia na Kościelec (2158 m), obserwując w szczególności tę samą strefę granitów pegmatytowych, a także związane z nią liczne ksenolity łupków krystalicznych. Widok z Kościelca umożliwia nam dyskusje nad fałdową i nieciągłą tektoniką trzonu krystalicznego i stosunkiem elementów tej budowy do alpejskiej budowy tatrzańskiego mezozoiku.

Z przełęczy Karb schodzimy stromymi zakosami nad Czarny Staw Gąsienicowy. Z buli nad tym stawem obserwujemy piękny krajobraz glacialny i postglacialny otoczenia Czarnego Stawu (1620 m) i Doliny Suchej Wody.

Na odcinku Czarny Staw — Hala Gąsienicowa oglądamy po raz ostatni strefę czerwonych granitów pegmatytowych z muskowitem, a także granity aplitowe i granity zautometamorfizowane z pięknymi porfiroblastami.

Z Hali Gąsienicowej (ok. 1560 m) schodzimy na dno Doliny Suchej Wody (ok. 1470 m).

Po drodze mijamy piękne odkrywki w piaskowcach kwarcytowych seisu, które obserwujemy też w okolicy krzyżowania się ścieżki turystycznej na Pańszczycę z potokiem, spływającym z Dubrawisk.

W tej okolicy pod ścianą skałki środkowo-triasowej (seria Kominów Tylkowych) zapoznajemy się z kamplem i jego przejściem w trias środkowy. Trias środkowy odsłania się w dnie potoku Sucha Woda, w którym obserwujemy też trias środkowy płaszczowiny regłowej dolnej.

Prawym brzegiem potoku dochodzimy do pięknej odkrywki kajpru i retyku płaszczowiny regłowej dolnej. W odkrywce tej („pod Śtólnią”) na szczególną uwagę zasługują gruboziarniste kajprawe zlepniece.

Od odkrywki tej przechodzimy na Psią Trawkę (ok. 1200 m), skąd udajemy się ścieżką turystyczną do Toporowych Stawków.

Od Psiej Trawki aż po Toporową Cyrhlę głównym problemem wycieczki jest pięknie rozbudowany system form morfologicznych, glacialnych i fluwioglacialnych, związanych z wczesną fazą największego zasięgu ostatniego tatrzańskiego zlodowacenia (zob. Wycieczki A₁, H₁ i I₃).

Z Cyrhli (ok. 1000 m) wracamy autokarem do Zakopanego.

ANTONI GAWEŁ

WYCIECZKA C2: Dolina Chochołowska — Polana Chochołowska — Żleb Litworowy — Długi Upłaz — Rakoń — Wołowiec — Dolina Wyżnia Chochołowska — Polana Chochołowska — Dolina Chochołowska

Z Zakopanego dojeżdżamy autokarem do Hucisk.

Budowa serii regłowej i wierchowej w Dolinie Chochołowskiej zob. wycieczki E₁ i F₁.

Od schroniska na Polanie Chochołowskiej (1148 m) trasa prowadzi ku południowi w górę potoku Chochołowskiego aż do ujścia potoku Litworowego. Zrazu mija się kwarcyty werfeńskie po obu zboczach doliny (Ropa i zbocza Kończystego Wierchu-Grzesia). Ścieżką wzdłuż potoku Litworowego posuwamy się w górę poprzez morenę i stożek nasypowy potoku, a następnie wchodzimy w strefę mało zmetamorfizowanych łupków z wkładkami skał węglanowo-amfibolowych. Sięga ona mniej więcej do 1/3 długości potoku w górę. Skały tego rodzaju występują szczególnie wyraźnie wykształcone i dobrze odsłonięte w średnim biegu potoku Ptasińca płynącego spod Trzydniowiańskiego Wierchu oraz w dolnych partiach Doliny Starorobociańskiej, u stóp Ornaku i Trzydniowiańskiego Wierchu. Skały węglanowo-amfibolowe składają się ze skaleni, mik i gedrytu, ich zaś składnik węglanowy jest mieszaniną kalcytu i dolomitu. Po obliczeniu węglanów skład chemiczny tych skał upodabnia się do składu chemicznego amfibolitów analizowanych przez St. Jaskólskiego (1924), przez co różnią się one od gnejsów gedrytowych Wł. Pawlicy.

Seria skał łupkowych z wkładkami skał węglanowo-gedrytowych przechodzi wyżej w amfibolity zwyczajne, odpowiadające położeniem amfibolitom z Trzydniowieńskiego Wierchu. Wyżej, aż do grzbietu Długiego Uplazu jest widoczna seria gnejsów iniekowanych, stanowiących mniej lub więcej zaawansowane stadia granityzacji amfibolitów.

Dochodząc do Rakonia (1879 m) natrafia się na świtę żył kwarcu białego o biegu E-W i stromym upadzie, tnącą gnejsy iniekowane na grzbiecie Długiego Uplazu i jego zboczach. Żyły białego kwarcu ciągną się ku wschodowi aż do Trzydniowieńskiego Wierchu, gdzie tworzą na halach charakterystyczne grupy skał, tzw. „Białe Gęsi”.

W drodze na Wołowiec obserwujemy gnejsy iniekowane powstałe na skutek granityzacji serii amfibolitowej. Zachowane soczewki amfibolitów z Wołowca były analizowane przez St. Jaskólskiego (1924). Artefakty białych granitów muskowitzowych z granatami z Wołowca analizowała M. H e s s e l.

Pomiędzy Wołowcem (2064 m) a Rchaczem Oстрыm (2072 m) rozciąga się obszerna platforma kotła polodowcowego (ok. 1700 m) ze Stawkami Jamnickimi na dnie. Obniżenie to wraz z przyległą przełęczą zostało wy-preparowane w miękkich czarnych łupkach chlorytowych rdzawo wie-trzejących, stanowiących strefę skał zmylonityzowanych wzdłuż powierzchni szariażu w obrębie skał krystalicznych. One to tworzą strome południowe zbocza głównej grani Tatr zachodnich i przyczyniają się do powstawania rowów grzbietowych, nieraz tak wgłębionych, że zachodzi podwojenie grzbietu. Również i przełęcz między szczytami zawdzięczają najczęściej swe powstanie obecności tych łupków. Jedną z nich tzw. Szczerbą schodzimy do rozległego kotła polodowcowego u źródeł potoku Chochołowskiego; dno kotła pokryte jest luźnymi blokami rozmytej moreny dennej.

Doliną Wyżnią Chochołowską schodzimy do Polany Chochołowskiej, a następnie Doliną Chochołowską dochodzimy do Hucisk (zob. wycieczki E₁ i F₁), skąd odjeżdżamy autokarem do Zakopanego.

WOJCIECH JAROSZEWSKI

WYCIECZKA C3: Kasprowy Wierch — Świnica — Dolinka pod Ko-
łem — Dolinka Pusta — Przedni Staw — Świstówka — Opalone —
— Morskie Oko

Dojeżdżamy autokarem do Kuźnic (zob. wycieczka B₃), stąd kolejką linową wjeżdżamy na Kasprowy Wierch (1988 m). Zapoznajemy się tu z panoramą okolicy, po czym udajemy się grzbietem ku Świnicy, obserwując odsłonięte w drodze skały krystaliczne Kasprowego i Beskidu. Są to granity zautometamorfizowane i pegmatytowe, a podrzędnie występują też gnejsy, amfibolity i łupki biotytowe. W spągu tych skał stanowiących krystaliczne jądro fałdu Giewontu, obserwujemy granity silnie

schlorytyzowane i pokruszone, a pod nimi — dolomity środkowego triasu, będące strzępami jednostek fałdowych leżących na albie Liliowego.

Na przełęczy Liliowej (1952 m), oddzielającej Tatry Zachodnie od Wysokich, zaznajamiamy się z budową serii osadowej oraz z jej dobrze odsłoniętym kontaktem ze skałami trzonu krystalicznego (zob. wycieczka B₃). Kontakt ten odsłonięty jest najlepiej na E od przełęczy — na Skrajnej Turni. Opis typów petrograficznych skał brzeżnej strefy trzonu krystalicznego na trasie Skrajna Turnia — Świnica zob. wycieczka B₃.

Na Skrajnej Turni spotykamy się też po raz pierwszy ze zjawiskiem kierunkowej tekstury granitu trzonu. Tekstura ma początkowo charakter foliacyjny (płaski) i biegnie mniej więcej południkowo, z upadami zachodnimi rzędu 30°. Jest więc z grubsza zgodna z położeniem płaszczyzny kontaktu skał osadowych z krystalinikiem, zachowując też przybliżoną równoległość do dominującego tu systemu ciosu. Dalej pojawiają się jednak inne kierunki płaszczyzn ciosowych, zgrupowane w 3 główne systemy, które zachowują dość dużą regularność na obszarze Pośredniej Turni. Wśród typów litologicznych zasługują na uwagę piękne przykłady porfirowatych granitów pegmatytowych. W kilku miejscach widoczna jest dobrze wyrażona tekstura płaska, zorientowana poziomo lub nieznacznie nachylona.

Sytuacja zmienia się jednak już za Świnicką Przełęczą (2049 m), gdzie — przy podejściu na Świnicę — obserwujemy nowe systemy ciosu i odmienny układ tekstur płaskich, które są tu nachylone ku S. Jest to dobry przykład szybkiej zmienności, nawet pewnego chaosu w układzie kierunków ciosowych i teksturalnych. Można tu też zauważyć niezgodność położenia tekstur płaskich i systemu ciosu, odpowiadającego „pokładowemu” ciosowi Kościelca; cios ten zaznacza się w postaci trawiastych upłazków, zachodzików itp. i zapada łagodnie ku N, jak to zaznaczył R a b o w s k i na swoim przekroju trzonu krystalicznego (Gładki Wierch — Kościelec). Niezgodność ta wskazuje, że ciosu „pokładowego” nie można uważać za prototektoniczny w sensie H. C l o o s a.

Na całej trasie podejścia częste są epidotowe lustra tektoniczne, skierowane ku Świnickiej Przełęczy. W kilku punktach na samej grani występuje linijna orientacja teksturalna o rozmaitym przebiegu.

Po zapoznaniu się z rozległą panoramą Tatr Wysokich ze szczytu Świnicy (2301 m) schodzimy z niego Orlą Percią ku SE aż do miejsca przecięcia się ścieżki z wyraźną strefą pegmatytową. Strefa ta ciągnie się regularnym pasmem o grubości kilku — kilkunastu metrów u podnóża południowych ścian Świnicy, Gąsienicowej i Niebieskiej Turni, wznosząc się skośnie ku Zawratowi. Według poglądów K. G u z i k a miałyby ona stanowić wychodnię utworów strefy brzeżnej, głęboko wfałdowanych w masy krystaliczne Świnicy i otoczenia.

Kierujemy się obecnie wzdłuż tej strefy ku SW, obserwując doskonale w jej obrębie rozwinięte i idealnie równoległe do jej przebiegu uporządkowanie teksturalne. Posuwając się z kolei u podnóża Walentkowej Grani docieramy do stóp masywu Walentkowej, gdzie można oglądać doskonały przykład płaskiej orientacji teksturalnej w klasycznym rozwoju oraz zjawiska przywiązanej do jej płaszczyzn mineralizacji epidotowej. Znowu rzuca się w oczy pewna niezgodność tej orientacji z układem ciosu „pokładowego”, wyobrażonym przez R a b o w s k i e g o na wspo-

mnianym przekroju; w miejscu tym istnieje jednak inny system płaszczyzn spełniający kierunkowi orientacji mineralnej.

Na wysokości południowego krańca Zadniego Stawu schodzimy na dno dolinki Pod Kołem (ok. 1890 m), zaznajamiając się z zaścielającym je niezwykle dużym blokowiskiem o urozmaiconym składzie petrograficznym. Podejście na ścieżkę prowadzącą z Zawratu u podnóża ścian Kołowej Turni umożliwia nam ocenę pozycji tego blokowiska na tle oryginalnej konfiguracji dolinki Pod Kołem.

Obchodząc ramię Kołowej Turni kierujemy się teraz w głąb Dolinki Pustej. Jesteśmy świadkami zarysowującej się tu wyraźnej prawidłowości w układzie tekstur płaskich oraz wyraźnej dyskordancji tego układu w stosunku do obecnego brzegu krystalinikum. Wiąże się z tym problemogenezy i wieku orientacji mineralnej. Wydaje się, że w tworzeniu jej brały udział zarówno czynniki pierwotne (fluidalne), jak i wtórne (dynamometamorficzne). Widoczne jest też predysponowanie rzeźby przez kierunki teksturalne za pośrednictwem lokalnych systemów ciosowych; ponadto, zwłaszcza w południowych ścianach Zmarzłej Przełęczy, Zmarzłej Turni i zachodnich — Kozięgo Wierchu obserwujemy kilka systemów ciosu o szerszym rozprzestrzenieniu.

Kierując się śladami dawnej ścieżki u podnóża południowych stoków Kozięgo Wierchu napotykamy jeszcze jedną poważną strefę żyłową, według poglądu J. Głazka stanowiącą zapewne wychodnię utworów „brzeźnych” z obszaru Koszystej. Stąd szlakiem turystycznym na Kozi Wierch schodzimy już do schroniska nad Przednim Stawem (1668 m), obserwując po drodze rzeźbę tej części doliny i omawiając zagadnienia geomorfologiczne (zob. wycieczka I₁).

Ze schroniska udajemy się szlakiem turystycznym przez Świstówkę (1762 m) i Opalone (ok. 1720 m) do Morskiego Oka (1393 m). W drodze zagadnienia morfologiczno-krajobrazowe, perspektywiczny przegląd budowy prawego zbocza Doliny Białej Wody (zob. wycieczka B₂) oraz panorama kotliny Morskiego Oka (zob. wycieczka A₁ i I₁).

Odjazd do Zakopanego autokarem z Morskiego Oka.

ZBIGNIEW KOTAŃSKI

WYCIECZKA D1: Dolina Kościeliska — Brama Kantaka — Brama Kraszewskiego — Hala Pisana — Żleb Żeleźniak — Kufa — Kominy Tylkowe — Dolinka Smytnia — Panienci — schronisko Ornak — Dolina Kościeliska

Dojazd autokarem z Zakopanego do Kir.

Wycieczka piesza zaczyna się z Kir (1927 m) od wylotu Doliny Kościeliskiej. Opis eocenu na odcinku Kiry — Brama Kantaka zob. wycieczka D₂, E₁ i G₃, a budowa serii regłowych w Dolinie Kościeliskiej od Bramy Kantaka do Bramy Kraszewskiego — zob. wycieczka D₂ i G₃.

Seria wierzchowa zaczyna się od Bramy Kraszewskiego, przy czym

brak tu jest najwyższego fałdu wierchowego — fałdu Giewontu, a płaszczowina regłowa dolna leży tu bezpośrednio na fałdzie Czerwonych Wierchów. Potok Kościeliski wciną się w wapienne skały jury wierchowej, tworząc tu malowniczy kanion. W bramie obserwujemy kontakt jury i triasu. Bezpośrednio na triasie środkowym (najwyższy anizyk — dolny ladyn?) leżą tu wapienie krynoidowe bajosu. Batonu brak, a bezpośrednio na bajosie leżą różowawe wapienie keloweju i oksfordu. Istnieje tu zatem wielka luka stratygraficzna obejmująca ladyn, górny trias i lias; jest ona charakterystyczna dla fałdowych jednostek serii wierchowej i dla niektórych części serii Kominów Tylkowych.

Idziemy głęboko wciętym wąwozem w górę doliny, obserwując pochylone lekko ku północy coraz starsze ogniwa anizyku. Są to naprzemianległe warstwy wapieni (miejscami robaczkowych) i żółto wietrzejących dolomitów. Serie te należą do górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, który zanurza się tutaj łagodnie ku N, a ku S wznosi się gwałtownie do góry, co można obserwować w urwiskach Czarnej Turni i Organów.

Przed Halą Pisaną naprzeciw Sowy (ok. 1000 m) pojawiają się pierwsze odkrywki albu. Są to żółtozielonkawe margle z przewarstwieniami piaskowców, o wyraźnym poziomym kliważu. Podścielają one trias fałdu Czerwonych Wierchów i należą do spągowej jednostki wierchowej — serii Kominów Tylkowych. W jądrze fałdu Czerwonych Wierchów znajdują się cukrowate wapienie z fauną małżową oraz dolomity cukrowate i brekcja podstawowa, które leżą ponad dolomitami kampilu. Warstwy te odsłaniają się na zboczu nad Żlebem Pisanej. Z brzuszego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów zachowały się tylko drobne strzępy wapieni malmu, widoczne w kilku miejscach na kontakcie triasu z albem.

Alb należący do serii Kominów Tylkowych ciągnie się na dużej przestrzeni w rozszerzeniu doliny w rejonie Hali Pisanej, tworząc pasmo biegnące od Doliny Chochołowskiej, gdzie zanurza się pod nasunięciem regłowym, aż do zboczy Ciemniaka, gdzie kryje się pod nasuniętym nań fałdem Czerwonych Wierchów i Giewontu (dalszy przebieg tego pasma albu zob. wycieczka B₃).

W spągu albu znajdują się wapienie urgonu i neokomu. Są to utwory, które obserwujemy w żlebie Zeleźniak. Alb zaczyna się tu brekcją klawową złożoną z okruchów ciemnych wapieni i margli urgońskich. Transgresja albu była tu poprzedzona wynurzeniem, podobnie zresztą jak i w całej serii wierchowej. Urgon nie jest tu wykształcony w typowej facji jasnych wapieni koralowo-orbitolinowych, lecz pojawia się tu również facja wapieni płytkowych. Również w neokomie prócz normalnych wapieni ciemnych pojawiają się partie bardziej margliste. Ostatnio w masywie Kominów Tylkowych został udokumentowany paleontologicznie berias (kalpionelle i inne Tintinnidae).

Przez las dochodzimy do podstawy stromej ściany masywu Kominów Tylkowych. Na granicy dwóch kompleksów o różnej sztywności — wapiennych skał neokomu i urgonu i margli albu powstały tutaj drobne sfałdowania (fałd ostrogi skalnej) oraz lokalne odkłucia.

Stromym i eksponowanym zachodzikiem przecinamy najbardziej północne części ścian masywu Kominów Tylkowych i dochodzimy do podciętego u dołu żlebu, którym wspinamy się na Kufę. Spośród wapieni malmu wychodzą tu w dwóch miejscach margle albu.

Posuwając się dalej ku górze i ku zachodowi natrafiamy na piaskowce i wapienie piaszczyste liasu, które pojawiają się tutaj na północnym zboczu Kominów Tyłkowych, tworząc antyklinalne wybrzuszenie Kufy, które od strony wschodniej jest zamknięte przez malm, po którym szliśmy dotychczas.

Idąc ku W po warstwach antykliny liasowej zbliżamy się do występu nad Kufą i niewielkiego kotła skalnego pod szczytem Kominów Tyłkowych. Warstwy w tym rejonie tworzą wielce zakłócony węzeł Kufy.

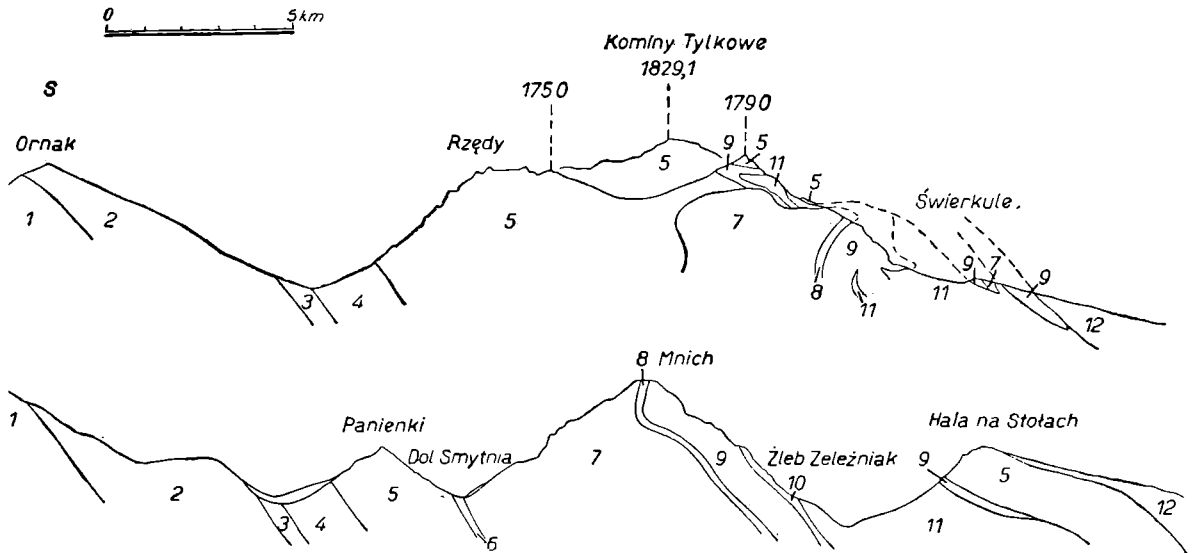


Fig. 6. 7. Przekroje geologiczne przez Kominy Tyłkowe i Mnich (wg F. Rabowskiego). 1 — krystalinik; 2 — kwarcyty dolnego triasu; 3 — łupki dolnego triasu; 4 — dolomity komórkowe; 5 — trias środkowy; 6 — kajper; 7 — lias; 8 — dogger; 9 — malm; 10 — urgon; 11 — alb; 12 — trias reglowy

Antyklina liasowa jest tu ścięta przez leżącą synklinę, pochyloną ku N, której jądro jest zbudowane z margli albu, a skrzydła — z wapieni malmu. Malm z dolnego skrzydła zachował się w niewielu punktach, a malm górnego skrzydła tworzy wąską wstęgę snującą się u podstawy nasuniętego środkowego triasu, tworzącego rozległy płat na szczycie Kominów Tyłkowych. Leżącą synklinę albu należy uważać za skręt korzeniowy fałdu Czerwonych Wierchów, a trias na szczycie — za zaczątek jądrowych części odwróconego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów. Dalej ku zachodowi trias ten ścina cały synklinalny element skrętu korzeniowego i leży bezpośrednio na antyklinalnym wybrzuszeniu liasu.

Wyniesienie nad Kufą jest zbudowane z malmu brzuszego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów oderwanego i wklonowanego w alb synklinalny. Ten płat malmu jest z kolei ścięty przez nasunięty nań płat środkowego triasu, który może należeć do fałdu Czerwonych Wierchów lub też stanowi — być może — izolowany fragment płaszczowiny reglowej.

Z wyniesienia nad Kufą wspinamy się na szczyt Kominów Tyłkowych, przecinając odwrócony malm górnego skrzydła synkliny, na które nasunięty jest środkowy trias, tworzący miejscami na grani izolowane czapki.

Trias środkowy na szczycie Kominów Tyłkowych znajduje się w od-

wróconym położeniu i leży prawie zupełnie poziomo. Widać wyraźnie jego łączność z główną masą środkowego triasu w Rzędach, z którą łączy się wachlarzowatym przegięciem. Natomiast ku W — w Kominach Durdowych trias środkowy jest płasko nasunięty na lias i bezpośredniej łączności z triasem autochtonicznym już nie ma.

Rozległy widok ze szczytu Kominów Tylkowych (1829 m) pozwala nam również na wyjaśnienie budowy Czerwonych Wierchów i pozostałych widocznych części Tatr Zachodnich.

Ze szczytu schodzimy w dół do Dolinki Smytniej, kierując się początkowo ku SE. Mijamy płaszczyznę nasunięcia środkowego triasu i dochodzimy do malmu, który tworzy tu wyraźny skręt korzeniowy, w którego jądrze znajduje się alb. Jest to jedyne miejsce, gdzie alb przechodzi na południową stronę grani Raptawickich Turni. Należy zauważyć, że zanikanie liasu i górnego triasu (który znajduje się niżej w Dolince Smytniej) w rejonie skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów jest spowodowane pierwotną sytuacją paleogeograficzną w wierchowym basenie sedymentacyjnym.

Wzdłuż grani malmu idziemy dalej ku SE i dochodzimy do granicy klastycznych utworów liaso-doggeru. Widzimy tu naprzemianległe wapienie, piaskowce oraz brekcje osadowe. Schodzimy w dół żlebem ku coraz starszym warstwom liasowym. Są to piaskowce kwarcytyczne (tzw. piaskowce Pisanej) i wapieniste, zlepieńce i piaskowce dolomitowo-krynowidowe oraz wapienie krynowidowe i wapienie piaszczyste z fauną brachiopodowo-mażową. Dokładny wiek warstw liasu w tym przekroju nie jest ustalony.

Szczelinowatym, rozwiniętym na uskoku żlebem dochodzimy do dna Dolinki Smytniej. Można tutaj dokładnie zaobserwować stosunek liasu do górnego triasu. Lias zaczyna się brekcją klifową, złożoną z wielkich bloków żółtych dolomitów noryckich i leży na platformie abrazyjnej z zachowanym podcięciem klifowym, powierzchniami wietrzeniowymi oraz licznymi żyłami i dajkami klastycznymi, którymi piaskowce liasowe przenikają głęboko w utwory noryku.

W najniższej części dolinki widać, że noryk złożony jest z serii żółtych dolomitów, a karnik — z naprzemianległych łupków czerwonych i zielonych, piaskowców, zlepieńców, wapieni i dolomitów. Są to wszystko morskie utwory litoralne.

Schodzimy w dół dnem Dolinki Smytniej, w którym znajdują się przysypane przez piargi utwory karniku. Północne zbocze dolinki jest zbudowane z dolomitów noryku o miąższości ponad 100 m, a wyżej z utworów liasu, a południowe — z dolomitów lądynu oraz z wapieni i dolomitów górnego anizyku, tworzących naprzeciwległe żleby i grzbieity (rzędy) w Rzędach.

Dochodzimy do wylotu dolinki przy krzyżu Pola, gdzie znajduje się jedyne udokumentowane paleontologicznie profil liasu wierchowego w Tatrach z bogatą fauną spiryferynową synemuru i lotaryngu.

Idziemy percią w stronę dolinki biegnącej od Przełęczy Iwaniackiej, okrążając masyw Panienek. Trias środkowy ma tu znacznie mniejszą miąższość niż w masywie Rzędów, co jest spowodowane redukcjami sedymentacyjnymi i zmiennością facjalną.

Dochodzimy do południowego zbocza Panienek, gdzie oglądamy klasyczny profil kampilu w serii Kominów Tylkowych. W dole są tu war-

stwy myophoriowe z fauną *Myophoria costata* i *Naticella costata*, a wyżej — dolomity nadmyophoriowe, nad którymi leży anizyjska brekcja podstawowa oraz cukrowate dolomity i wapienie z najniższego anizyku.

Idąc dalej ku W dochodzimy do wielkich odkrywek z tzw. wapieniami i dolomitami komórkowymi. Są to warstwy dolnego kampilu złożone z naprzemianległych zielonych łupków i szarych dolomitów oraz żółtych i popielatych margli poprzecinanych siecią żył kalcytowych. Warstwy te przeważnie pokryte są jednolitą powłoką brekcji zboczowych.

Od odkrywek z kampilem idziemy drogą przez las po pokrywach morenowych do schroniska na hali Ornak, skąd mamy widok na Bystrą — najwyższy szczyt Tatr Zachodnich, na masyw Ornaku (zob. wycieczka B₁) oraz na przełęcze Iwaniacką i Tomanową, utworzone w miękkich łupkach werfeńskich (zob. wycieczka E₁).

Od schroniska na hali Ornak idziemy drogą przez Halę Smytnią (najdalej na północ wysunięte moreny lodowca kościeliskiego) i dochodzimy do Bramy W. Pola wyciętej w utworach liasowych, które odsłaniają się na obu zboczach Doliny Kościeliskiej (zob. wycieczka E₁). Raptawicka Turnia jest już zbudowana z wapieni malmu, Skała Pisana — z wapieni neokomu, a przed Halą Pisaną widzimy urgon z diploporami i wreszcie na samej hali — alb.

Doliną Kościeliską, znaną już nam trasą, dochodzimy do Kir, skąd wracamy autokarem do Zakopanego.

STANISŁAW SOKOŁOWSKI, ZBIGNIEW KOTAŃSKI

WYCIECZKA D2: Dolina Kościeliska — Hala Upłaz — Gładkie Upłazniańskie — Chuda Turnia — Dolinka Mułowa — Kozi Grzybek — Krzesanica — Małolączniak — Kobylarz — Przełęcz Siwarowa — Dolina Małej Łąki

Dojazd autokarem do Kir.

U wylotu Doliny Kościeliskiej (927 m) naprzeciw restauracji widoczna jest ścianka zarzuconego łomiku. Odsłaniają się w nim upadające stromo ku północy dolomity detrytyczne z numulitami (poziom *Nummulites perforatus*). Ku dołowi numulity zanikają i skała przechodzi w dolomity detrytyczne (piaskowce dolomitowe), pozbawione zupełnie numulitów. Seria ta widoczna jest dobrze na lewym zboczu doliny (zob. trasa G₃). W prawym zboczu sypią się szare zlepieńce, tworzące coraz liczniejsze przewarstwienia w serii dolomitowo-detrytycznej, a ku dołowi tworzące grubą serię. Najniższą część eocenu stanowią zlepieńce czerwone, dobrze rozwinięte na prawym zboczu ponad dnem doliny. Widać je również w dnie doliny na lewym zboczu.

Brama Kantaka zbudowana jest z liasowych wapieni organogenicznych, miejscami krynoidowych i rogowcowych, należących do płaszczowiny regłowej górnej (choczańskiej). Leżą one na marglach neokomu płaszczowiny regłowej dolnej, które zaznaczają swą obecność wybitnym

rozszerzeniem doliny (Kira Miętusia). Przechodząc polaną przez dno doliny widzimy po wschodniej stronie nad lasem Kończystą Turnię zbudowaną z jasnych wapieni krystalicznych, stanowiących południowe pasmo liasu płaszczowiny reglowej górnej, pływającego na neokomie płaszczowiny reglowej dolnej (zob. trasa G₁).

U wylotu drogi do Doliny Miętusiej widoczne są margle z wapieniami plamistymi neokomu. Niżej nad potokiem widać ciemne wapienie piaszczyste, stanowiące być może odpowiednik wapieni murańskich.

Przekraczając potok Miętusi wznosimy się drogą prowadzącą przez grzbiet Jadamicy (1208 m) ku Hali Pod Upłazem. Przecinamy margle neokomu i radiolarytu doggeru, stanowiące tu jądro płaskiej antykliny. Południowe jej skrzydło stanowią czerwone wapienie krzemieniste (malm?), białe wapienie plamiste i margle neokomu. Dochodzimy do Hali Pod Upłazem (ok. 1300 m). Widoczne są tutaj wapienie liasowe ze spiryferynami należące wraz z podścielającymi je dolomitami środkowego triasu do płaszczowiny reglowej górnej. Występują tu one w lokalnej depresji i leżą na różnych ogniwach stratygraficznych płaszczowiny reglowej dolnej. Stroma ściana na południe od Hali Pod Upłazem to już wapienie malmu, neokomu i urgonu serii wierchowej (fałd Czerwonych Wierchów). Omawiamy budowę widocznych stąd serii wierchowych na lewym zboczu Doliny Kościeliskiej. Stoły należą do fałdu Czerwonych Wierchów, który nasunięty jest na synklinalne pasmo albu Pisanej. Masyw Kominów Tylkowych zbudowany jest z autochtonicznej serii osadowej, z zachowanym pod szczytem skrętem korzeniowym fałdu Czerwonych Wierchów.

Idąc ku wschodowi w górę lesistym zboczem Upłazu (1460 m) ku skałce zwanej Piec, przecinamy zafałdowane w środkowym triasie pasma retyku i kajpru. Skałka Piec jest zbudowana z dolomitów środkowego triasu, tworzącego tutaj fałd wsteczny między wspomnianymi dwoma pasmami synklinalnymi kajpru i retyku.

Posuwając się ku górze wchodzimy na margle neokomu, leżące tu bezpośrednio na środkowym triasie. Natomiast na południowych zboczach Gładkiego Upłaziańskiego (1794 m) odsłania się pełny profil płaszczowiny reglowej dolnej, od triasu środkowego do neokomu. Ponad percią biegnącą wschodnim zboczem Gładkiego widoczny jest kontakt tektoniczny triasu środkowego wyższej dygitacji płaszczowiny reglowej dolnej z wspomnianymi marglami neokomu. Płat triasu środkowego na Gładkiem może jednak należeć również do płaszczowiny reglowej górnej.

Ze wschodnich zboczy Gładkiego Upłaziańskiego odsłania się najpiękniejszy widok na zbocza Doliny Miętusiej, gdzie widoczna jest budowa serii reglowych na ich kontakcie z transgredującym eocenem (Hruby Regiel) oraz z intensywnie pofałdowaną serią wierchową masywu Czerwonych Wierchów w górnej części Doliny Miętusiej. Gładkie Upłaziańskie jest najlepszym miejscem w Tatrach, gdzie widać, że seria reglowa jest nasunięta z południa na sfałdowany gmach wierchowy.

Dochodzimy do skałek Chudej Turni (1858 m) zbudowanej z wapieni dolomitycznych środkowego triasu, należących, być może, do serii wierchowej. Środkowy trias (anizyk) zaczyna się tu zlepieńcem podstawowym i leży bezpośrednio na kwarcytach werfenu lub na granitach jądra krystalicznego fałdu Giewontu, tworzących czapkę na Twardym Upłazie, i należy do górnego skrzydła tego fałdu.

Z przełączki pod Chudą Turnią widać budowę serii wierchowej na wschodnich zboczach Twardego Uplazu nad Dolinką Kamienne. Na marglach albu należącego do pasma synklinalnego Pisanej, oddzielającego fałd Czerwonych Wierchów od serii Kominów Tylkowych, leży w strzępach urgon brzusznego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, na które nasunięty jest kampil i anizyk górnego skrzydła tego fałdu. Fałd Czerwonych Wierchów zachowany jest tu szczątkowo i jest ścięty przez granity Twardego Uplazu, należące do jądra krystalicznego fałdu Giewontu.

Posuwając się ku wschodowi po północnym zboczu Twardego Uplazu przechodzimy wzdłuż nasunięcia granitów Twardego Uplazu na trias środkowy fałdu Czerwonych Wierchów. Obserwujemy płaszczyznę nasunięcia serii reglowej na wierchową na zboczach Gładkiego Uplaziańskiego nad Małą Świstówką.

Z lewego zbocza Dolinki Mułowej obserwujemy budowę Koziego Grzybka na prawym zboczu tej dolinki. W dnie i na zboczach Kotła Mułowego ukazuje się w oknach tektonicznych alb pasma synklinalnego Pisanej, tworzący tu kilka oddzielnych pasów. Na albie tym leżą lub są w niego wklinowane strzępy urgonu brzusznego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, na który nasunięty jest kampil i anizyk górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, widoczny najlepiej w środkowej części Koziego Grzybka. W urwiskach nad Wielką Świstówką widoczne są zdrygowane utwory górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów zapadające na południe i odsłonięte w kotle Wielkiej Świstówki.

Z niewielkiej, ale typowej moreny czołowej usypanej na progu Kotła Mułowego (ok. 1800 m) odsłania się widok na pionowo skrzęsane ściany Krzesanicy, zbudowane z naprzemianległych pasm ciemnych wapieni i żółtych dolomitów anizyku należących do odwróconej serii Kominów Tylkowych, przechodzącej w skręt korzeniowy fałdu Czerwonych Wierchów.

Z grzbietu dzielącego Kocioł Mułowy od Litworowego (Kości Grzybek) obserwujemy budowę zboczy Kotła Litworowego, zbliżoną w ogólnych zarysach do budowy Kotła Mułowego. Na trawiastych zboczach szczytu Małołączniaka zaznacza się płaszczyzna nasunięcia jądra krystalicznego fałdu Giewontu na niezależnie sfałdowany fałd Czerwonych Wierchów.

Grzbietem Koziego Grzybka dochodzimy do szczytu Krzesanicy (2123 m). Nieco na południe od szczytu znajduje się niewielka czapka kwarcytów werfeńskich fałdu Giewontu.

Idąc w kierunku Małołączniaka mijamy po drodze coraz młodsze ogniwa środkowego triasu odwróconej serii Kominów Tylkowych. Skręty korzeniowe fałdu Czerwonych Wierchów zachowały się w Rozpadłej Grani. Wchodzimy na czapkę krystaliczną Małołączniaka. Z jego szczytu (2096 m) posuwamy się ku północy długim grzbietem ku Wielkiej Turni (1847 m), zbudowanej z pofałdowanych wapieni jurajskich i triasowych dobrze tu rozwiniętego fałdu Czerwonych Wierchów, wyłaniającego się spod czapki krystalicznej fałdu Giewontu. Fałd Giewontu jest natomiast najpełniej rozwinięty na doskonale widocznym prawym zboczu Doliny Małej Łąki w przekroju Giewont—Kopa Kondracka.

Z Wielkiej Turni przechodzimy ku zachodowi na Kobylarz, a następnie stromym trawiastym zlebem schodzimy w stronę kotła Wielkiej Świstówki na zbocza zbudowane z margli albu oddzielającego fałd Czer-

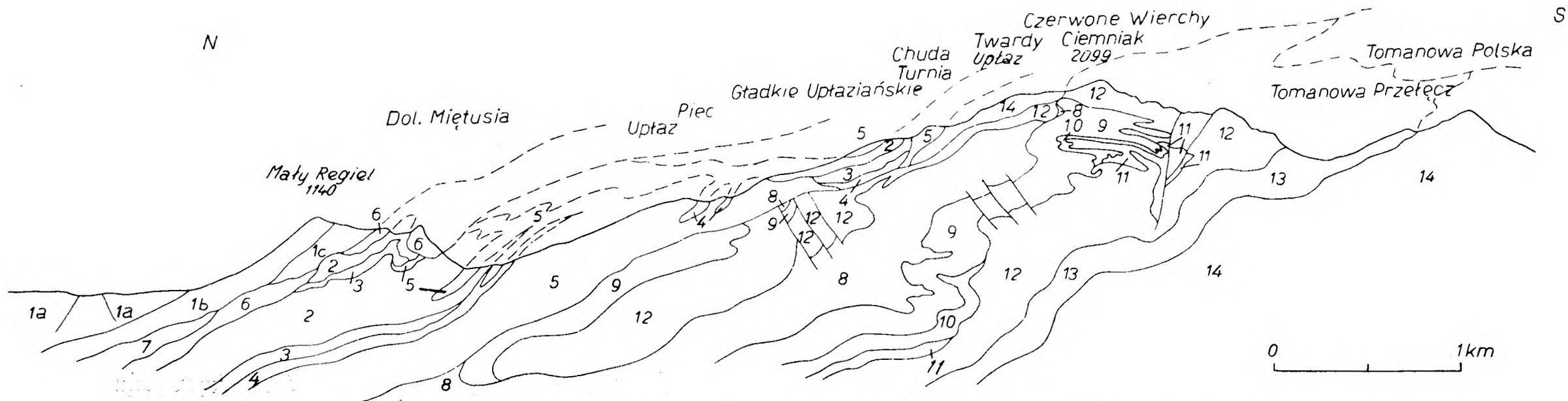


Fig. 8. Przekrój geologiczny wzdłuż prawego zbocza Doliny Kościeliskiej (wg F. Rabowskiego i S. Sokołowskiego). 1a — flisz podhalański; 1b — wapień numulitowe i dolomity detrytyczne; 1c — zlepieńce = eocen górny i środkowy.

kowy. Seria regłowa dolna: 2 — kreda dolna; 3 — jura; 4 — trias górny; 5 — trias środkowy. Seria regłowa górna: 6 — lias; 7 — trias środkowy. Seria wierzchowa: 8 — alb; 9 — neokom — jura środkowa; 10 — jura dolna; 11 — trias górny; 12 — trias środkowy; 13 — trias dolny; 14 — krystalinik

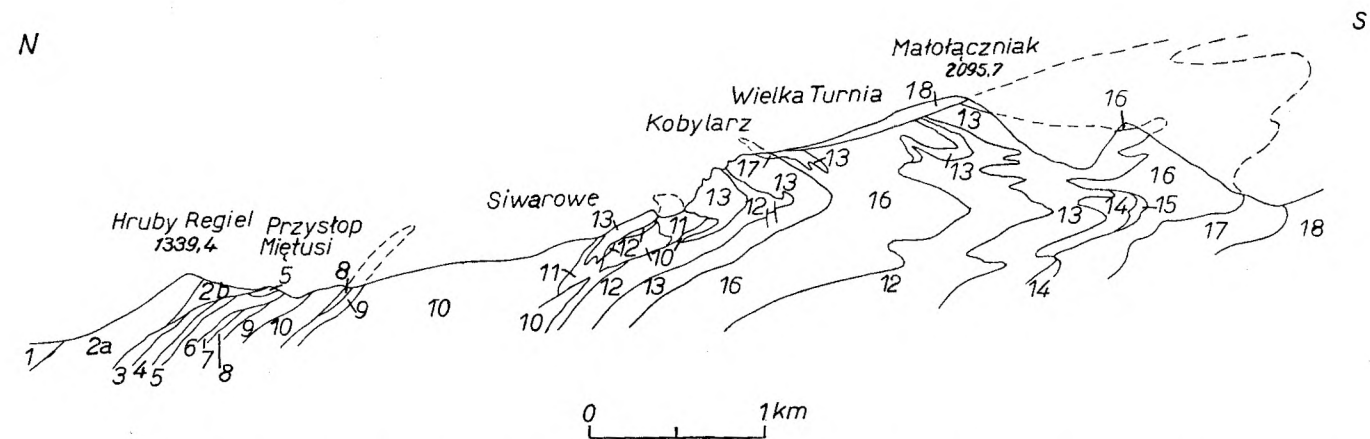


Fig. 9. Przekrój geologiczny Hruby Regiel—Małolączniak (wg F. Rabowskiego i S. Sokołowskiego). 1 — flisz podhalański; 2a — wapień numulitowe i dolomity detrytyczne; 2b — zlepienie = eocen górny i środkowy. Seria reglowa górna: 3 — lias. Seria reglowa dolna: 4 — neokom; 5 — malm-dogger; 6 — lias

górny i środkowy; 7 — lias dolny; 8 — retyk; 9 — trias górny (kajper); 10 — trias środkowy; 11 — trias dolny. Seria wierchowa: 12 — alb; 13 — neokom-dogger; 14 — lias; 15 — trias górny; 16 — trias środkowy; 17 — trias dolny; 18 — krystalinik

wonych Wierchów od fałdu Giewontu. Alb wygina się tutaj kolanowato, a spod niego wychodzi urgon opadający pionowymi ściankami Kazalnicy pod Kobylarzem do kotła Wielkiej Świstówki.

Z Kazalnicy (1431 m) idziemy ścieżką ku północy i dochodzimy do kontaktu z triasem reglowym. Są to przede wszystkim margle brekcjowate werfenu, w których wypreparowana została Przełęcz Siwarowa (ok. 1550 m). Werfen reglowy rozdziela tutaj dwie niższe dygitacje fałdu Giewontu, zbudowane z wapieni malmu i urgonu, zaznaczające się wyraźnie w morfologii. Dygitacje te są sfałdowane zgodnie z fałdem Czerwonych Wierchów.

Z Przełęczy Siwarowej schodzimy ku północy na halę Małą Łąkę (ok. 1200 m) przez zbocza, na których wapienne skałki urgonu „pływają” na marglach albu.

Zbocza Grzybowca są zbudowane z dolomitów środkowego triasu dygitacji Krokwi.

Przechodząc halę Małą Łąkę na jej północnym krańcu, przecinamy łuki moren czołowych i wchodzimy w utwory serii reglowej dolnej rozwiniętej w postaci piaskowców i łupków czerwonych kajpru synkliny Czerwonej Przełęczy.

U zbiegu szlaków z Małej Łąki i Przysłopu Miętusiego (1051 m) wchodzimy na dolomity środkowo-triasowe dygitacji Krokwi. W północnej części Doliny Małej Łąki ukazują się łupki i piaskowce kajpru leżące na środkowym triasie. U wylotu doliny w spągu eocenu odsłania się retyk.

W kamieniołomie (932 m) widoczne są w spągu zlepieńce, nad nimi mułowce glaukonitowe z detrytusem roślinnym, a wyżej wapienie numulitowe, w stropie brekcjowate.

Odjazd autokarem od wylotu Doliny Małej Łąki.

ZBIGNIEW KOTAŃSKI

WYCIECZKA D3: Dolina Strażyska — Żleb Warzęcha — Żleb Korkora — Giewont — Przełęcz Kondracka — Niżnia Świstówka — hala Mała Łąka — Dolina Małej Łąki

Z Zakopanego wyruszamy wspólnie z grupą A₃ i H₃ i zapoznajemy się z tektoniką płaszczowiny reglowej górnej w Dolinie Strażyskiej (zob. wycieczka A₃).

Za Halą Strażyską przecinamy pochylone stromo ku N dolomity środkowo-triasowe dygitacji Suchego Wierchu. Dochodzimy do Siklawy, a następnie obchodzimy ją i wchodzimy na wielkie piargi sypiące się w Małej Dolince z pięćsetmetrowej ściany Giewontu.

W żlebie Warzęcha odsłaniają się margle albu z dość liczną zdeformowaną fauną (amonity *Stoliczkaia dispar*, małże i jeżowce). Bezpośrednio na albie leży tu werfen (kampil) płaszczowiny reglowej dolnej. Kontakt serii wierchowej z reglową widać również na zboczach Suchego Wierchu.

Margle albu leżą bezpośrednio na urgonie, a tylko miejscami odsłaniają się transgresywne wapienie glaukonitowe albu z bogatą fauną poziomu *Hoplites dentatus*. Alb i urgon należą do najwyższej części górnego skrzydła fałdu Giewontu, który zanurza się tutaj ostro w głąb, w wyniku czego warstwy stoją tu prawie pionowo. Morfologia pokrywa się tu z bardzo stromo ustawionymi warstwami.

Ze żlebu Warzęcha podchodzimy bocznym żlebem wprost ku S, obchodząc w ten sposób dolną część żlebu Kirkora i zdążając wprost do jego górnej części. Przecinamy kolejno białe zoogeniczne rafowo-orbitolinowe wapienie urgonu, ciemne oolitowe spatyczne wapienie neokomu oraz wapienie ze spikulami gąbek (maksymalne pogłębienie morza wierchowego — zapewne neokom i tyton).

Wspinamy się na siodło, z którego mamy widok na północne ściany Giewontu oraz wgląd do żlebu Kirkora, a następnie schodzimy na dno tego żlebu. Dnem żlebu podchodzimy do góry. Przy pierwszym progu z głazem są szare wapienie kimerydu (fauna amonitowa z *Aspidoceras acanthicum* i *Oppelia tenuilobata* została znaleziona na zachodnich zboczach Małego Giewontu). Ściany między pierwszym a drugim progiem tworzą jasnoszare i różowawe wapienie oksfordu, leżące nad różowozielonkawymi wapieniami keloweju i czerwonymi wapieniami batonu, które obserwujemy przy drugim progu. W wapieniach obu tych pięter jest fauna amonitowo-małowobrachiopodowa. Sam próg jest zbudowany z wapieni krynoidowych bajosu z warstwą wapieni złożonych z grubych łodyg liliowców i z belemnitów w spągu. Nad progiem widoczna jest brekcja uskokowa rozwinięta na uskoku, wzdłuż którego powstał żleb Kirkora. Bajos leży bezpośrednio na anizyku. Są to naprzemianległe warstwy wapieni robaczkowych i żółto wietrzejących dolomitów, które tworzą trzeci próg. Wyżej żleb się rozszerza i możemy obserwować warstwy anizyku biegnące w stronę szczytu Giewontu i postrzępionych turni Małego Giewontu.

Wspinamy się na grzbiet nad żlebem Kirkora i schodzimy w dół, do szlaku prowadzącego na Giewont. Są tu cukrowate wapienie i dolomity najniższego anizyku, w których spągu leży brekcja podstawowa złożona z okruchów dolomitów i łupków kampilu. Poniżej brekcji leżą warstwy myophoriowe kampilu.

Szlakiem dochodzimy do przełączki pod szczytem Giewontu, gdzie góralki sprzedają napoje. Została ona wypreparowana w miękkich łupkach górnego seisu. Natomiast piaskowce kwarcytyczne i zlepieńce dolnego seisu są widoczne na S od przełączki, gdzie leżą bezpośrednio na gnejsach z jądra fałdu Giewontu, w których została wypreparowana Przełącz Kondracka (1722 m).

W drodze na szczyt Giewontu mijamy kolejno łupki seisu, warstwy myophoriowe kampilu, szare cukrowate dolomity i wapienie najniższego anizyku z fauną małżową, a wyżej naprzemianległe, miejscami nieregularnie przebiegające warstwy wapieni robaczkowych i żółto wietrzejących dolomitów, również należące jeszcze do dolnego anizyku (poziom *Dadocrinus grundeyi*). Warstwy te wykazują dużą zmienność facjalną i lekką niezgodność w stosunku do ścinającego je doggeru (ruchy staro-kimeryjskie), co jest widoczne z prześledzenia kulisowych profilów na południowym zboczu Giewontu.

Wapienie krynoidowe bajosu tworzą tu liczne dajki i sille w war-

stwach anizyku. Nad bajosem leżą czerwone wapienie batonu z amonitami, a nad nimi — różowawe wapienie keloweju z bogatą fauną brachiopodową (*Glossothyris chartroni* i *G. grossouvrei*) i amonitową (*Phylloceras*, *Lytoceras*, *Hecticoceras*, *Reineckia*). Powyżej leżą różowe wapienie oksfordu dolnego z *Glossothyris nucleata*, kremowe płytkowate wapienie argowu i wreszcie na szczycie Giewontu — popielate wapienie kimerydu.

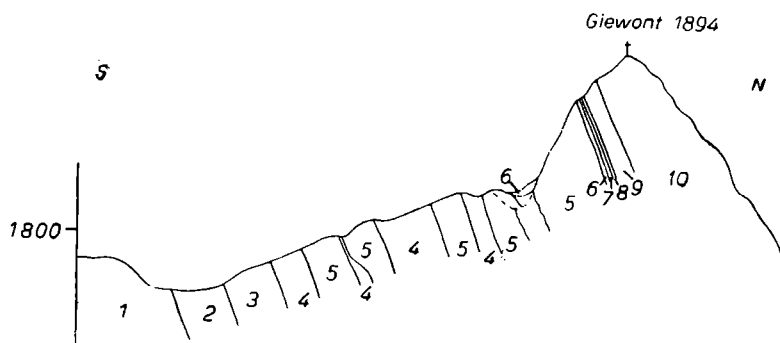


Fig. 10. Przekrój geologiczny Giewontu (wg Z. Kortańskiego). Werfen: 1 — piaskowce; 2 — łupki; 3 — dolomity. Trias środkowy: 4 — dolomity; 5 — wapienie. Bajos: 6 — wapień krynowidowy. Baton: 7 — wapienie czerwone. Kelowej: 8 — wapienie różowe. Oksford: 9 — wapienie jasnoróżowe. Kimeryd: 10 — wapienie jasnoszare

Ze szczytu Giewontu (1894 m) oglądamy rozległy widok i omawiamy budowę serii wierchowej i regli zakopiańskich, a następnie schodzimy w dół, mijając opisany wyżej profil w odwrotnej kolejności.

Z przełęczki pod szczytem Giewontu omawiamy budowę dobrze widocznych zboczy Doliny Kondratowej, Kopy Kondrackiej, Małolączniaka i Wielkiej Turni, a następnie schodzimy żlebem w stronę Doliny Małej Łąki. Przecinamy gołoborze złożone z zielonych (porost *Rhizocarpon geographicum*) bloków piaskowców kwarcyticznych dolnego seisu, stanowiących w tym miejscu jądro fałdu Giewontu. Piaskowce te wraz z gnejsami, które oglądaliśmy na Przełęczy Kondrackiej, pozostały w tyle podczas fałdowania, a dalej ku N w jądrze fałdu Giewontu znajdują się już tylko warstwy myophoriowe kampilu. Należą one do górnego skrzydła fałdu i są nasunięte na skrzydło brzuszne. Podczas tego nasuwania zachodziły intensywne deformacje plastyczne powodujące zazębienie się i wzajemne przenikanie się obu serii, co obserwować można w turniach Dziadki-Babki i w Siadłej Turni. Siadła Turnia jest zbudowana z jasnych wapieni urgonu, natomiast Dziadki-Babki — z wapieni neokomu i malmu, bliskich już skrętu korzeniowego. Skręt ten wykazuje znaczne komplikacje widoczne w progu nad Niżnią Świstówką. Najmłodszymi warstwami skrętu korzeniowego i strefy synklinalnej dzielącej fałd Giewontu od fałdu Czerwonych Wierchów są margle albu, które przecinamy w żlebie między Siadłą Turnią i Babkami-Dziadkami. Pod Siadłą Turnią na granicy z urgonem znajdują się wapienie glaukonitowe z fauną poziomu *Mortoniceras varicosum*, znalezione tutaj przez E. Passendorfera po raz pierwszy w Tatrach.

Przeciwnie z boczne Doliny Małej Łąki — potężna Wielka Turnia jest zbudowana ze skał fałdu Czerwonych Wierchów, intensywnie zdygitowanych (urgon w jądrze synkliny) i ściętych nasuniętym na nie

jądrem krystalicznym fałdu Giewontu, tworzącym czapkę krystaliczną na Małolączniaku.

Alb synklinalny, dzielący fałd Czerwonych Wierchów od fałdu Giewontu, z prawego zbocza Doliny Małej Łąki przechodzi dalej na N na lewe zbocze — do żlebu Zagon i na Kamienne, a następnie ciągnie się dalej w Dolinie Miętusiej. Alb ten oddziela w rejonie Przełęczy Siwarowej od fałdu Czerwonych Wierchów dwie niższe dygitacje fałdu Giewontu, z których dolna jest sfałdowana zgodnie z fałdem Czerwonych Wierchów. Sama Przeleęcz Siwarowa jest zbudowana z utworów werfenu reglowego, rozdzielającego te dygitacje, ścięte przez jądro krystaliczne fałdu Giewontu z Małolączniaka. Fałd Giewontu ma w Dolinie Małej Łąki kierunek WSW-ENE i ścina pod kątem prawie 45° fałd Czerwonych Wierchów przebiegający WNW-ESE. Fałd Giewontu na prawym zboczu doliny cienieje coraz bardziej ku N i zanika pod nasunięciem reglowym.

Dochodzimy do hali Mała Łąka (ok. 1200 m), będącej w postglacjale zaporowym jeziorkiem morenowym, skąd mamy raz jeszcze widok na U-kształtną górną część lodowcową Doliny Małej Łąki (przekształconej później przez procesy krasowe) z podciętą ścianą Wielkiej Turni.

Dalszy opis trasy zob. wycieczka D₂.

Odjazd autokarem od wylotu Doliny Małej Łąki.

ZBIGNIEW KOTAŃSKI

WYCIECZKA E1: Dolina Kościeliska — Brama Kantaka — Brama Kraszewskiego — Hala Pisana — Wąwóz Kraków — Brama Wincentego Pola — Hala Smytnia — schronisko na hali Ornak — Panienki — Przeleęcz Iwaniacka — Polana Iwanówka — Dolina Starorobociańska — Wyżnia Brama Chochołowska — Polana Huciska — Dolina Chochołowska

Dojazd autokarem z Zakopanego do Kir. Wycieczka piesza zaczyna się z Kir (927 m), od wylotu Doliny Kościeliskiej, gdzie odsłaniają się dolomity detrytyczne eocenu z numulitami, a dalej w stronę Bramy Kantaka — pełny profil eocenu z grubymi seriami zlepieńców opisany w wycieczkach D₂ i G₃. Opis serii reglowych od Bramy Kantaka zbudowanej z liasowych wapieni płaszczowiny choczańskiej, które leżą na marglach neokomskich płaszczowiny reglowej dolnej, do Kiry Miętusiej zob. wycieczka D₂ i G₃.

Od Kiry Miętusiej (948 m) do Bramy Kraszewskiego mijamy coraz starsze, lekko zdygitowane ogniwa stratygraficzne płaszczowiny reglowej dolnej od neokomu poprzez pełny profil malmu (m. in. wapień kalpionellowe tytonu), doggeru (radiolaryty) i liasu aż do retyku i triasu (dokładny opis tego odcinka trasy w odwróconym porządku zob. wycieczka G₃).

Seria wierchowa zaczyna się od Bramy Kraszewskiego. Na fałd Czerwonych Wierchów jest tutaj nasunięta płaszczowina reglowa dolna. Zbocza Czerwonych Wierchów i Stołów lekko nachylone ku północy stanowią płaszczyznę strukturalną nasunięcia reglowego, a jednocześnie są

nieznacznie przekształconą powierzchnią preglacjalną. Lodowe Źródło przed Bramą Kraszewskiego odwadnia rozgałęziony system krasowy grot Doliny Kościeliskiej i Miętusiej.

W Bramie Kraszewskiego obserwujemy kontakt doggeru (wapienie krynoidowe bajosu) ze środkowym triasem (anizyk — dolna część ladynu?) Fałd Czerwonych Wierchów leży tutaj prawie płasko i lekko tylko zanurza się ku północy, a dopiero dalej ku południowi wznosi się ostro do góry. Przed Halą Pisaną mijamy granicę nasunięcia górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów (skrzydło brzuszne zostało prawie zupełnie wyprasowane) na alb Pisanej, który rozdziela autochtoniczną serię Kominów Tylkowych od fałdów wierchowych (dokładniejszy opis odcinka Brama Kraszewskiego — Hala Pisana zob. wycieczka D₁).

Za Bramą Kraszewskiego odbiega od naszej trasy wariant E_{1a}, który prowadzi do groty Zimnej i Mrożnej oraz w Organy, gdzie będą omawiane zagadnienia geologii jaskiń (erozyjne formy krasowe, formy naciekowe, nacieki lodowe, geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła oraz związek procesów formowania się jaskiń z etapami rozwoju morfologicznego Doliny Kościeliskiej w plejstocenie i preglacjale).

Za Halą Pisaną wznosi się masyw Kominów Tylkowych (1829 m), od którego wzięła swą nazwę tatrzańska osadowa seria spągowa. Jeszcze na hali obserwujemy ciemne wapienie urgonu z diploporami. Wapienie te wraz z wapieniami neokomu tworzą strome ściany początkowej części wąwozu Kraków, gdzie są lekko sfałdowane wraz z albem, a miejscami na niego nasunięte. Wąwozem Kraków dochodzimy do Smoczej Jamy i Ratusza, po czym wracamy do Doliny Kościeliskiej (dokładniejszy opis budowy dolnej części wąwozu Kraków zob. wycieczka F₃).

Idziemy dalej ku południowi Bramą Wincentego Pola. Skała Pisana ze śpiącym rycerzem jest zbudowana z wapieni neokomu. Wypływa spod niej źródło krasowe zwane Wypływ spod Pisanej. W północnych zboczach Raptawickiej Turni zostały znalezione wapienie colitowe beriasu z *Tintinnidae* (m. in. przewodnie tintinnopselle. W malmie Raptawickiej Turni rozwinęły się liczne jaskinie (m. in. Raptawicka i Mylna).

Poniżej wapieni malmu odsłania się na obu zboczach doliny gruba seria piaszczystych utworów liasowych, a częściowo — być może — doggeru. Są to piaskowce kwarcytyczne (piaskowce Pisanej), wapniste piaskowce kwarcowo-dolomitowo-krynoidowe oraz wapienie krynoidowe w wyższej części, a w dole czarne wapienie piaszczyste synemuru — lotaryngu z bogatą fauną spiryferynową, którą obserwujemy przy krzyżu Pola.

Dolinka Smytnia została wypreparowana w miękkich utworach górnego triasu (gruba seria dolomitów noryku, na których bezpośrednio transgreduje lias oraz łupkowo-piaszczysto-dolomitowa seria karniku). Gruba seria ladynu i anizyku złożona z naprzemianległych wapieni i dolomitów jest widoczna w masywie Rzędów. Miąższość triasu środkowego w stronę Panienek wydatnie maleje, co jest spowodowane redukcjami sedymentacyjnymi i zmiennością facjalną. W szczytowej części Kominów Tylkowych trias środkowy wygina się wachlarzowato ku północy i nasuwa się na lias i malm pod szczytem Kominów Tylkowych, gdzie zachowany jest skręt korzeniowy fałdu Czerwonych Wierchów z albem w jądrze, wychodzącym na południe od grani Raptawickich Turni nad Dolinką Smytnią.

Od wylotu Dolinki Smytniej idziemy na Halę Smytnią, gdzie zachowane są moreny czołowe lodowca kościeliskiego, który nie zdołał wyostać się poza Bramę W. Pola. Mijamy rozgałęzienie na szlaku do Doliny Tomanowej i nad Smreczyński Staw i dochodzimy do schroniska na hali Ornak (ok. 1100 m).

Roztacza się stąd rozległy widok na szczyty zamykające Dolinę Kościeliską z najwyższym szczytem Tatr Zachodnich Bystrą (2250 m). Są one zbudowane ze skał krystalicznych, które najlepiej są widoczne w masywie Ornaku. Na trzonie krystalicznym leżą piaskowce dolnego seisu, które tworzą w morfologii charakterystyczne zęby nad przełęczami Iwaniacką i Tomanową. Przełęcze te zostały wypreparowane w miękkich łupkach górnego seisu i dolnego kampilu. Od północy nad przełęczami wznoszą się zbocza zbudowane z dolomitów i wapieni środkowego triasu. Na szczycie Ornaku (1863 m) znajdują się piaskowce seisu, które tworzą tam niewielką synklinę, którą można prześledzić również w dnie Doliny Kościeliskiej.

Z hali Ornak idziemy po pokrywach morenowych przez las w stronę dolinki biegnącej od Przełęczy Iwaniackiej. Na zboczach Panienek oglądamy klasyczny profil kampilu (warstwy myophoriowe z fauną oraz dalej na zachód — tzw. wapień i dolomity komórkowe — zob. wycieczka D₁).

W dalszej drodze na Przełęcz Iwaniacką mijamy wielkie piargi sypiące się ze środkowego triasu masywu Rzędów oraz obserwujemy wielkie bloki dolomitów komórkowych poniżej przełęczy.

Z Przełęczy Iwaniackiej (1459 m) roztacza się rozległy widok na zachód — zbocza Doliny Kościeliskiej i Tomanowej oraz na masyw Czerwonych Wierchów (Ciemniak), z którego budową zapoznajemy się (zob. wycieczka F₃), a także na Dolinę Starorobociańską, Kulawiec, Przełęcz w Kulawcu (przedłużenie pasma miękkich skał werfeńskich z przełęczy Tomanowej i Iwaniackiej), Kopieniec Starorobociański (zbudowany z utworów noryku, morskiego retyku i liasu) oraz na zbocza Kominów Dudowych, gdzie na lias nasunięty jest środkowy trias, ten sam co na szczycie Kominów Tylkowych.

Z Przełęczy Iwaniackiej schodzimy po miękkiej żółtej zwietrzelinie dolomitów komórkowych, a niżej dochodzimy do odkrywek piaskowców kwarcytocznych seisu, na których leży tu bezpośrednio trias górny lub lias. W tej części Tatr Zachodnich miała miejsce wielka faza erozji karnijskiej, która doprowadziła do usunięcia całej potężnej serii utworów środkowego triasu. Nowy zalew morza zaczął się tu w noryku (Przełęcz w Kulawcu), w retyku lub w liasie.

Na polanie Iwanówka mijamy wały moren czołowych lodowca starorobociańskiego i dochodzimy do Doliny Chochołowskiej.

Zbocza Doliny Chochołowskiej na południe ód schroniska Blaszyńskiego są zbudowane z silnie rogowcowych piaskowców liasowych, na których leżą piaskowce i wapień krynoidowe doggeru, a w Wyżniej Bramie Chochołowskiej — malm. Na lewym zboczu Doliny Chochołowskiej seria Kominów Tylkowych jest silnie pofałdowana. W jądrach fałdu znajduje się lias, a pasma synklinalne stanowi malm (m. in. malm Zawieszistej). W kilku miejscach zachowały się tu skręty korzeniowe zanurzających się fałdów. Najbardziej północny fałd Olejarni ma charakter łuski płasko nasuniętej na malm nad schroniskiem. Te fałdy serii autochtonicznej są ścięte przez płaszczołową reglową dolną z masywu Bobrow-

ca, w której spągu zachowały się porwaki środkowego triasu należące do silnie tu zredukowanego fałdu Czerwonych Wierchów (dokładny opis budowy tych zboczy zob. wycieczka F₁).

Mijamy Wyżnią Bramę Chochołowską, gdzie na zboczach Dudzińca znajduje się niewielki fałd widoczny nad Kolesą, i wchodzimy w rozszerzoną część doliny wypreparowaną w miękkich marglach albu pasma Pisanej, rozdzielającego tu serię Kominów Tylkowych od jednostki Świerkul. Malm tej jednostki widzimy w przewężeniu po obu stronach doliny.

Dalej na północ przechodzimy przez utwory środkowego triasu płaszczowiny reglowej dolnej (dokładny opis zob. wycieczka G₂), widoczne m. in. w Bramie Kmiotowicza oraz przy wielkim wywierzysku krasowym na prawym zboczu. Na środkowym triasie leżą tu łupkowate utwory kajpru karpackiego. Utwory te na prawym zboczu doliny tworzą dygitację Siodła.

Rozszerzenie polany Huciska jest utworzone na utworach kajprowych, retyckich, a częściowo liasowych. Nad polaną Huciska znajdują się stare sztolnie, w których wydobywane były dawniej hematytowe rudy żelaza, zawarte w krynoidowo-spongiolitowych utworach środkowego liasu. Na lewym zboczu doliny w grzbiecie Grześ między dolinkami Długą i Do Krytej znajduje się piękny profil liasu, doggeru i malmu. Dalej na północ zaczynają się już margle neokomu z piaszczystymi przewarstwieniami widocznymi na lewym zboczu za Huciskami.

W następnym przewężeniu znajdują się już dolomity środkowego i górnego triasu płaszczowiny reglowej górnej, jednostki Furkaski. W ich stropie w dolinie Wielkie Koryciska znajdują się rafowe wapienie retyckie i gresteńskie warstwy liasowe. Na grzbiecie Wielkie Koryciska znajdują się już nasunięte na jednostkę Furkaski dolomity brekcjowate, należące do wyższej jednostki Korycisk. Linia tego nasunięcia biegnie na lewym brzegu Doliny Chochołowskiej aż do Siwiańskich Turni. Natomiast na prawym brzegu doliny widoczne są dolomity płytowe środkowego i górnego triasu. Widać więc z tego, że w płaszczowinie chochańskiej również i trias górny ma morskie wykształcenie.

W pobliżu wylotu Doliny Chochołowskiej obserwujemy plejstocieńskie tarasy ciągnące się wzdłuż doliny. Warstwy numulitowe eocenu nie są tu widoczne.

Z Siwej Polany u wylotu Doliny Chochołowskiej odjeżdżamy autokarem do Zakopanego.

JERZY LEFELD, ZBIGNIEW KOTAŃSKI

WYCIECZKA E2: Kuźnice — Dolina Bystra — Dolina Stare Szalasiska — Zawrat Kasprowy — Gładkie Jaworzyńskie — Kopa Magury — Dolina Jaworzynka — Kuźnice

Z Zakopanego dojeżdżamy autokarem do Kuźnic. Kuźnice leżą na obszarze synkliny Czerwonej Przełęczy. Widoczny na północny Nosal należy do dygitacji Krokwi, a do dygitacji Suchego Wierchu — Czoła Jaworzyńskie.

Znajdujemy się w Dolinie Bystrej, gdzie lodowiec usypał wały czołowo-morenowe, z których wychodzi wielki fluwioglacjalny stożek zakopiański.

Z Kuźnic idziemy szlakiem turystycznym do Doliny Suchej Kasprowej. Mijamy wały morenowe i dochodzimy do Hali Kasprowej Niżnej, skąd mamy rozległy widok na Giewont, Kalacką Turnię, Myślenickie Turnie oraz na zachodni kraniec Zawratu Kasprowego.

Znajdujemy się w depresji Goryczkowej, gdzie najlepiej jest rozwinęty fałd Giewontu z jądrem krystalicznym („wyspa krystaliczna Goryczkowej”). Pojawiają się tu czołowe dygitacje tego fałdu. Ramię Giewontu kończące się Kalacką Turnią należy do głównej dygitacji fałdu Giewontu. We Wrótkach w lokalnej depresji pojawia się ponad nią wyższa dygitacja Wrótek.

Spod głównej dygitacji w rejonie Opalonego wychodzi niższa jednostka o budowie antyklinalnej, składająca się z utworów triasowych, ścięta przez jądro krystaliczne fałdu Giewontu i należąca zapewne do fałdu Czerwonych Wierchów. Kontynuację tej jednostki stanowi, być może, niewielka antyklina triasowa wynurzająca się spod czołowych dygitacji fałdu Giewontu na pn.-zachodnich zboczach Myślenickich Turni. Czołowe dygitacje tego fałdu znajdują się również w zachodniej części Zawratu Kasprowego. Myślenickie Turnie, znajdujące się znacznie na S od linii Zawrat Kasprowy — Kalacka Turnia, zostały prawdopodobnie cofnięte wzdłuż poprzecznych dyslokacji.

Z Hali Kasprowej Niżnej idziemy do doliny Stare Szałasiska i dochodzimy do rozległego piargu sypiącego się z przełęczy Zawracik. Strome urwiska zachodniego krańca Zawratu Kasprowego są zbudowane z jednolitych, być może, zdygitowanych wapieni malmo-neokomu i urgonu.

Za piargiem sypiącym się z przełęczy Zawracik wchodzimy na lesiste zbocze, na którym ponad dolomitami i wapieniami anizyku leżą wapienie krynoidowe bajosu, a miejscami wapienie batonu i keloweju, przechodzącego w górze w wapienie oksfordu tworzące w lesie strome skałki. Skałki te obchodzimy od zachodu i dochodzimy pod strome ściany Zawratu Kasprowego. U ich stóp powtórnie wynurza się anizyk w normalnym położeniu, ścinający malm znajdujący się poniżej. Na anizyku leży tu miejscami baton, a wyżej kelowej i pełna seria malmu, z której zbudowane są strome ściany Zawratu Kasprowego. Mamy tu zatem dwie jednostki o charakterze łuskowym, w normalnym położeniu. Jednostka górna należy do głównej dygitacji fałdu Giewontu i stanowi zasadniczy element tektoniczny Zawratu Kasprowego.

Posuwamy się stale ku wschodowi tuż pod ścianami Zawratu Kasprowego, śledząc kontakty anizyku z doggerem. Na anizyku leżą przeważnie czerwone, miejscami piaszczyste wapienie batonu z nieliczną fauną amonitową, a wyżej różowe wapienie keloweju. Miejscami bezpośrednio na rozżartej powierzchni anizyku leży kelowej, a baton wypełnia jedynie fugi międzywarstwowe w wapieniach i dolomitach anizyku, tworząc silne osadowe. Serie te są poprzecinane licznymi poprzecznymi uskokami zrzucającymi zawsze skrzydła zachodnie, w wyniku czego cała struktura Zawratu Kasprowego opada schodowo ku depresji Goryczkowej.

We wschodniej części Zawratu Kasprowego oglądamy miejsce, gdzie znajduje się bogata i pięknie zachowana fauna węzowideł i liliowców

z gatunku *Dadocrinus grundeyi*. Forma ta jest przewodnia dla dolnego anizyku. Taki więc jest wiek stropowych partii anizyku w fałdzie Giewontu.

W Czubie Jaworzyńskiej między anizykiem a bajosem pojawiają się białe wapienie krynoidowe bajosu.

Dochodzimy do przełęczy Gładkie Jaworzyńskie, gdzie zachowane są szczątki skrętu korzeniowego wyższej dygitacji zwanej dygitacją Kopy Magury. Na przełęczy obserwujemy bajos należący do głównej dygitacji fałdu Giewontu, który jest przykryty przez nasunięty nań anizyk dygitacji Kopy Magury. Dygitacja ta jest silnie rozwinięta w lokalnej depresji Gładkiego Jaworzyńskiego — trias tej dygitacji schodzi bardzo nisko w dół w stronę doliny Jaworzynki i zaznacza się w morfologii łagodnym trawiastym zboczem. Natomiast seria malmu odsłaniająca się na zachodnich zboczach Kopy Magury wskazuje na istnienie tam lokalnej elewacji.

Z Gładkiego Jaworzyńskiego idziemy na przełęcz Mechy, gdzie obserwujemy pełny profil kampilu (warstwy myophoriowe) i anizyku (brekcja podstawowa, dolomity i wapienie cukrowate oraz wapienie robaczkowe, a szczególnie silnie rozwinięte dolomity).

Idąc ku szczytowi Kopy Magury na granicy anizyku z malmem stwierdzamy brak doggeru, który uległ tu wyprasowaniu. Szczyt Kopy Magury jest zbudowany z szarych wapieni kimerydu. Nieco poniżej szczytu na północnym zboczu natrafiamy ponownie na wapienie i dolomity anizyku, należące do dygitacji Kopy Magury. Miejscami na kontakcie anizyku z malmem zdarzają się soczewki czerwonych wapieni batonu. Dygitacja ta zachowała się tu w pn.-wschodniej depresji Kopy Magury i jest ograniczona od południowego wschodu wydatnym zębem skalnym stanowiącym elewację drugiego rzędu. Za tym zębem dygitacja Kopy Magury jest dobrze rozwinięta na połogim zboczu opadającym ku Dolinie Suchej Wody. Jurajska seria osadowa głównej dygitacji ginie tam miejscami prawie zupełnie pod nasuniętą nań dygitacją Kopy Magury, a anizyk obu tych dygitacji łączy się w jedną całość.

Z Kopy Magury (1704 m) obserwujemy panoramę otoczenia Hali Gąsienicowej, położonej na przejściu depresji Goryczkowej w elewację Koszystej. Fałd Giewontu przedłuża się dalej ku wschodowi w dnie Doliny Suchej Wody i na Dubrawiskach, a w formie szczątkowej istnieje również na Małej Koszystej. Spągowa seria osadowa znajduje się na Żółtej Turni i ciągnie się przez Dolinę Stawów Gąsienicowych na przełęcz Liliowe, a na Beskidzie i Uhrociu Kasprowym znajduje się już jądro krystaliczne fałdu Giewontu.

Z Kopy Magury schodzimy ponownie na przełęcz Gładkie Jaworzyńskie, a stamtąd wprost na północ po anizyku dygitacji Kopy Magury, a następnie po malmo-neokomie głównej dygitacji — do wylotu Groty Magury.

Wariant E₂a prowadzi do Groty Magury, gdzie obserwujemy młode przesunięcia tektoniczne i erozyjne formy krasowe oraz interesujące namuliska jaskiniowe z kośćmi niedźwiedzia jaskiniowego.

Żleb Pod Czerwieniec przebiega na granicy nasunięcia płaszczowiny regłowej dolnej. Po przeciwnej stronie żlebu na zboczu obserwujemy klasyczny profil werfenu regłowego opisanego przez L i m a n o w s k i e g o,

przecięty przez drogę hawiarską prowadzącą do starych wyrobisk górniczych, w których wydobywano rudy żelaza.

Północne zbocza Czuby Jaworzyńskiej są zbudowane z wapieni malmu i neokomu, a w niższych partiach — z urgonu. Serie te są zapewne zdygitowane, co wynika z ułożenia warstw neokomu, urgonu i malmu. W dolnej części żlebu Pod Czerwieniec obserwujemy prześladowanie urgonu i albu z werfenem reglowym. Istnieje tam mianowicie ostroga urgonu wklinowana w alb i werfen. Na granicy urgonu i albu pojawiają się tu miejscami wapienie glaukonitowe albu z fauną.

Idziemy szlakiem turystycznym trawersując zbocze Bubowisk zbudowane z warstw myophoriowych kampilu i dolomitów i wapieni anizyku reglowego. Dochodzimy do hali Jaworzynki (ok. 1100 m). W północnym zboczu silnie zdewastowanej doliny widoczne są dolomity ladynu, powyżej których na Skupniewym Uplazie znajduje się już kajper synkliny Czerwonej Przełęczy.

W dalszym ciągu wycieczki dochodzimy do Kuźnic. Z Kuźnic odjeżdżamy autokarem do Zakopanego.

ZBIGNIEW KOTAŃSKI

WYCIECZKA E3: Dolina Małej Łąki — Hala Mała Łąka — Niżnia Świstówka — Wyżnia Świstówka — Przełęcz Kondracka — Giewont — Dolinka Małe Szerokie — Dolina Kondratowa — Kalatówki — Kuźnice

Z Zakopanego dojeżdżamy do wylotu Doliny Małej Łąki.

W kamieniołomie (932 m) widoczne są wapienie numulitowe, pod którymi leżą mułowce glaukonitowe z detrytusem roślinnym, w spągu zaś — zlepieńce. Pod zlepieńcami eocenu leżą tu wapienie retyckie, a pod nimi łupki, piaskowce i dolomity górnego triasu. W dalszej części doliny na jej prawym zboczu mijamy skałki dolomitów brekcjowatych środkowego triasu.

Wychodnie dolomitów dygitacji Krokwi są widoczne aż do zbiegu szlaków z Małej Łąki i Przysłopu Miętusiego (1051 m). Od tego punktu zaczynają się już moreny lodowca Małej Łąki, który utworzył tu wały moren bocznych oraz przyniósł wielkie głazy narzutowe. W drodze na halę Mała Łąka mijamy wychodnie czerwonych piaskowców i łupków kajpru należących do synkliny Czerwonej Przełęczy.

Hala Mała Łąka (ok. 1200 m) powstała na kilku stożkach, które zasypały istniejące tu niegdyś zaporowe jezioro morenowe.

Z hali mamy piękny widok na Mały Giewont i górną część Doliny Małej Łąki, która ma wyraźny U-kształtny profil żlebu lodowcowego, co jest szczególnie dobrze widoczne na zboczach Wielkiej Turni.

Zbocza Skoruśniaka i Grzybowca są zbudowane z dolomitów środkowego triasu dygitacji Suchego Wierchu. Dolne części tej dygitacji są

przełańdowane wspólnie z dwiema słabo rozwiniętymi dygitacjami w rejonie Przełęczu Siwarowej (zob. wycieczka D₂ i D₃).

Zbocza górnej części Doliny Małej Łąki zbudowane są z dwóch różnych wierchowych jednostek tektonicznych. Na stokach Małego Giewontu dobrze rozwinięty jest fałd Giewontu, natomiast w Wielkiej Turni — fałd Czerwonych Wierchów.

W fałdzie Giewontu, który zanurza się lekko ku północy, można wyróżnić urgon brzuszno skrzydła, a nad nim kampil (brekcjowate warstwy myophoriowe) tworzący jądrowe partie górnego skrzydła fałdu, a nad nim anizyk, dogger oraz malm, neokom, urgon i alb. Górne skrzydło fałdu ścinało skrzydło brzuszne, przy czym dochodziło do intensywne zafałdowań plastycznych i wzajemnego przenikania się utworów kampilu i urgonu, co jest dobrze widoczne w Siadłej Turni i w turniach Babki-Dziadki.

Fałd Giewontu ma kierunek WSW-ENE i jest oddzielony pasmem albu od fałdu Czerwonych Wierchów, który ma przebieg WNW-ESE.

Alb rozdzielający oba fałdy przebiega z rejonu żlebu Zagon na prawe zbocze doliny i jest widoczny w zboczach Małego Giewontu i pod Siadłą Turnią, gdzie w wapieniu glaukonitowym została znaleziona bogata fauna.

Margle albu widzimy w dolnym progu w drodze do kotła Niżniej Świstówki. Podchodzą one wysoko do góry w żlebie między Siadłą Turnią i turniami Babki-Dziadki, tworząc tam synklinalny skręt korzeniowy fałdu Giewontu.

Wielka Turnia jest zbudowana ze zdygitowanych mas wapiennych fałdu Czerwonych Wierchów. Jądro jednej z niższych synklin tworzą masywne wapienie urgonu, natomiast w jądrach wyżej leżących antyklin pojawia się środkowy trias. Ten zdygitowany fałd został ścięty przez nasunięte nań skały krystaliczne z jądra fałdu Giewontu, tworzącego czapkę tektoniczną Małolączniaka.

Posuwamy się w głąb kotła Niżniej Świstówki (ok. 1500 m), w którym szczątkowe moreny leżą na zdygitowanych utworach fałdu Czerwonych Wierchów. W tylnej ścianie kotła znajduje się zawikłany węzeł tektoniczny w pobliżu skrętu korzeniowego fałdu Giewontu, który jest ścięty od góry przez nasunięte nań górne skrzydło fałdu Giewontu.

W progu dzielącym Niżnią Świstówkę od Wyżniej przecinamy zdygitowane wapienie malmu, wapienie krynowide bajosu oraz wapienie i dolomity środkowego triasu. Są one przedłużeniem dygitacji górnej części Wielkiej Turni.

Dno Wyżniej Świstówki (ok. 1700 m) jest zasłane piargami, spod których ukazują się miejscami utwory morenowe.

Zbocza Kopy Kondrackiej i Małolączniaka nad Wyżnią Świstówką są zbudowane z wapieni i dolomitów, nad którymi leżą warstwy myophoriowe kampilu. Jest to odwrócona seria górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, które jest nasunięte na kredę pasma Pisanej, należąca już do odwróconej serii Kominów Tylkowych, bliskiej skrętowi korzeniowemu fałdu Czerwonych Wierchów.

Odkrywki urgonu i albu pasma Pisanej, leżącego na nasuniętym na niego kampilu górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, oglądamy

pod szczytem Kopy Kondrackiej (1900 m), zbudowanym z utworów krystalicznych jądra fałdu Giewontu, wiążących się już w wielką „wyspę krystaliczną Goryczkowej”.

Trawersujemy zbocze Kopy Kondrackiej ku wschodowi, posuwając się wzdłuż granicy utworów krystalicznych i wychodzących spod nich utworów wapiennych. W grani Kopy Kondrackiej kończy się czapka tektoniczna utworów krystalicznych, a spod niej ukazują się skały osadowe — malm i neokom odwróconej serii Kominów Tylkowych i nasunięty nań trias odwróconej serii górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów.

Posuwając się dalej ku północy (1900 m) napotykamy ponownie utwory krystaliczne, wiążące się już z jądrem fałdu Giewontu z Przełęczy Kondrackiej i południowego zbocza Giewontu.

Schodzimy do Przełęczy Kondrackiej (1722 m), a następnie idziemy na szczyt Giewontu, gdzie śledzimy profil górnego skrzydła fałdu Giewontu (zob. wycieczka D₃).

Z Przełęczy Kondrackiej schodzimy do Doliny Kondratowej. Na południe od szlaku spod czapki krystalicznej fałdu Giewontu ukazują się tutaj skałki Piekła, zbudowane z triasu i malmu górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, spod którego wychodzi malm skrzydła brzuszego.

Podłoże fałdu Giewontu obniża się bardzo gwałtownie na E, ku depresji Goryczkowej — gnejsy Mechów leżą u stóp wapiennego zbocza Kopy Kondrackiej i pojawiają się dopiero na jej szczycie.

W drodze na Halę Kondratową (ok. 1350 m) mijamy szereg wałów morenowych, które tworzą większe nagromadzenie na E od hali w dolnej części Doliny Kondratowej.

Zasadnicza część masywu Giewontu jest zbudowana z głównej dygitacji fałdu Giewontu z jądrem krystalicznym, seisem, kamplem i anizykiem, a wyżej doggerem i malmem. Między anizykiem a doggerem zaznacza się tu niezgodność, spowodowana ruchami starokimeryjskimi.

We wschodniej części masywu Giewontu ponad górną dygitacją fałdu Giewontu pojawia się dygitacja Wrótek, a spod skał krystalicznych głównej dygitacji wychodzi triasowy element Ogarle — Opalone, należący zapewne do fałdu Czerwonych Wierchów i łączący się, być może, z triasem wyłaniającym się spod czołowych dygitacji w Myślenickich Turniach.

Fałd Giewontu przedłużający się ku wschodowi w pasmie Zawrat Kasprowy — Kopa Magury na linii Doliny Bystrej został zapewne cofnięty wstecz wzdłuż poprzecznych dyslokacji, co wynika z bardziej południowego położenia Myślenickich Turni (zob. wycieczka B₃ i E₂).

Przechodzimy nad Grotą Bystrą i wywierzyskiem Bystrej, trawersujemy zbocze Kalackiej Turni zbudowanej z lekko sfałdowanych utworów głównej dygitacji fałdu Giewontu i dochodzimy do Kalatówek (około 1200 m), gdzie na urgon i alb tej dygitacji nasuwa się płaszczowina reglowa dolna. Z utworów triasowych dygitacji Suchego Wierchu zbudowane są zbocza regli nad Kalatówkami, a w Kuźnicach wchodzimy w kaper synkliny Czerwonej Przełęczy, mając przed sobą od północy środkowo triasowe ścianki Nosala, należące już do dygitacji Krokwi.

Z moren czołowych lodowca Bystrej w Kuźnicach (ok. 1000 m) zaczyna się stożek zakopiański.

Z Kuźnic dojeżdżamy do Zakopanego autokarem.

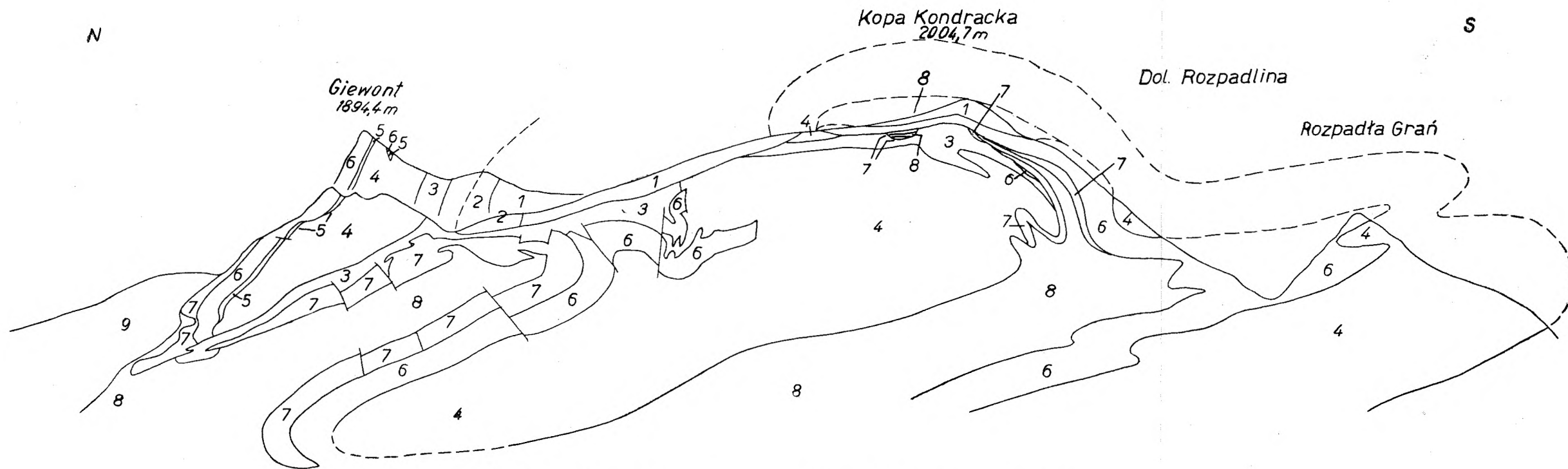


Fig. 11. Przekrój geologiczny Kopy Kondrackiej i Giewontu od strony Doliny Małej Łąki (wg F. Rabowskiego). 1 — skały krystaliczne z jądra fałdu Giewontu; 2 — kwarcyty i łupki werfenu; 3 — trias brekcjowaty; 4 — środkowy trias; 5 — dogger; 6 — malm i neokom; 7 — urgon; 8 — alb; 9 — trias regłowy

ZBIGNIEW WÓJCIK, ZBIGNIEW KOTAŃSKI

WYCIECZKA F1: Dolina Chochołowska — Wyżnia Brama Chochołowska — Olejarnia — Wysokie Turnie — Zawieszista — Piece — Kobylarka — Skorusi Żleb — Mnichy Chochołowskie — Bobrowiec — Żleb pod Bobrowiec — Bobrowiecki Żleb — Polana Chochołowska — Przełęcz w Kulawcu — Kopieniec Starorobociański — Polana Iwanówka — Dolina Chochołowska

Dojazd autokarem z Zakopanego do polany Huciska (ok. 980 m). Budowa serii regłowych w Dolinie Chochołowskiej zob. wycieczki E₁ i G₂.

Seria wierzchowa w Dolinie Chochołowskiej zaczyna się jednostką Świerkul, leżącą na albie serii Kominów Tylkowych, który tworzy rozszerzenie doliny przed Wyżnią Bramą Chochołowską. Brama ta zbudowana jest z wapieni malmu, leżących na doggerze, pod którym znajdują się piaszczyste utwory liasu. Serie te w Dudzińcu są sfałdowane mniej niż na lewym zboczu Doliny Chochołowskiej, gdzie w jednostce Kominów Tylkowych można wyróżnić cały szereg niewielkich fałdów zanurzających się ku północy. W morfologii zaznacza się to naprzemianległym ułożeniem zalesionych zboczy (liasz) i stromych wapiennych ścian (malm).

Dochodzimy do schroniska Blaszyńskiego, gdzie przechodzimy na lewy brzeg potoku i idziemy ścieżką ku północy na podciętą przez potok ścianę malmu obok dolnego otworu jaskini Szczeliny Chochołowskiej. Dochodzimy do margli albu, na które nasunięte są tu wapienie malmo-neokomu należące do najwyższego fałdu jednostki Kominów Tylkowych, zwanego fałdem Olejarni.

Od albu idziemy znów na południe stromym lesistym zachodem, przecinając malm brzuszno skrzydła fałdu Olejarni. Wychodzimy na południowe zbocza Olejarni, zbudowane z piaskowców i wapieni piaszczystych liasu, które tworzą tu łuskę płasko nasuniętą na malm. Idziemy do góry w kierunku pd.-zachodnim pod stromą ścianą wapieni malmu znad schroniska, tworzącego pasmo synklinalne rozdzielające fałd Olejarni od fałdu Wielkich Turni.

Dochodzimy do podnóża Wielkich Turni, pod którymi chowa się pod utwory liasu synklinalny malm znad schroniska. Same Wielkie Turnie zbudowane są u dołu z utworów liasowych, a wyżej z nasuniętego na nie środkowego triasu wierzchowego, należącego do fałdu Czerwonych Wierchów. Jest to wielki porwak tektoniczny leżący u podstawy nasunięcia płaszczowiny regłowej dolnej, której utwory tworzą szczyt Hrubasa (1498 m).

Spod Wielkich Turni trawersujemy zbocze ku południowemu zachodowi, idąc po utworach liasowego jądra fałdu Wielkich Turni i dochodzimy do utworów doggeru i malmu synkliny Zawieszistej, rozdzielającej fałd Wielkich Turni od leżącego niżej fałdu Kobylarki. Malm Zawieszistej zanurza się ku wschodowi i zachodowi pod utwory liasowe, w których dalej ku zachodowi, w żlebie Pod Piece, obserwujemy skręt korzeniowy fałdu Wielkich Turni, zwany skrętem synklinalnym Pieców. Skręt ten, utworzony przez krynoidowe i rogowcowe wapienie piaszczyste liasu, jest ścięty przez nasunięcie regłowe — do środkowego regłowego triasu należą już widoczne wyżej dolomitowe skałki Pieców.

Ze żlebu Pod Piece trawersując zbocze idziemy z podnóża Kobyłarki, zbudowanej z odwróconej serii triasu fałdu Czerwonych Wierchów, nasuniętego tu bezpośrednio na lias jądra fałdu Kobyłarki. Dochodzimy do żlebu w Kobyłarce, w którym obserwujemy skręt korzeniowy fałdu Kobyłarki, doskonale widoczny w utworach piaszczystych i rogowcowych liasu.

Dochodzimy do Skorusiego Żlebu, którym podchodzimy pod Mnichy Chochołowskie zbudowane z bryłowych dolomitów reglowego środkowego triasu. Górną częścią Skorusiego Żlebu dochodzimy do szczytu Bobrowca (1663 m), z którego omawiamy panoramę i budowę widocznej części Tatr Zachodnich.

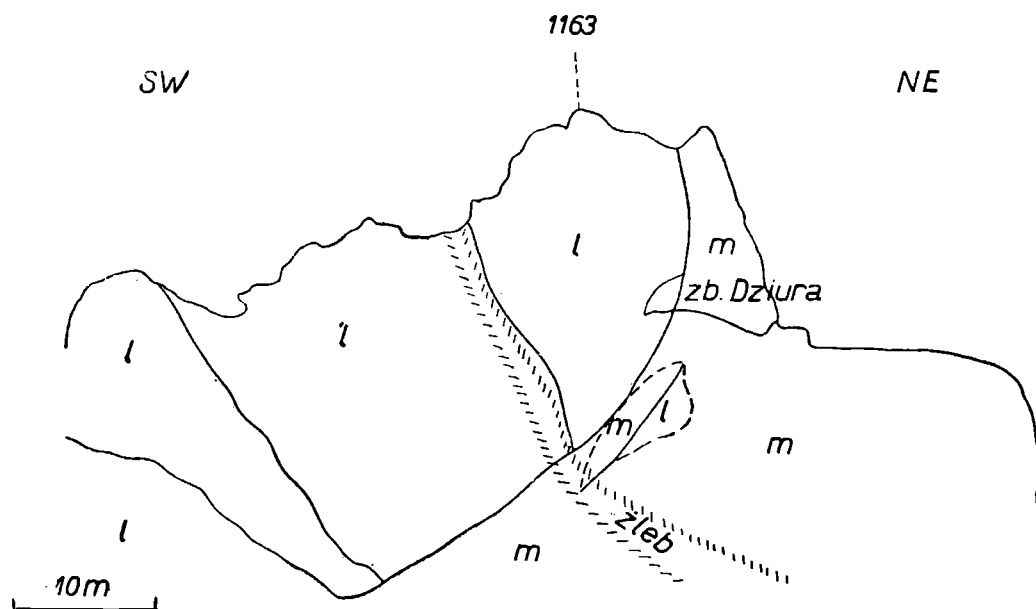


Fig. 12. Schematyczny szkic szczytowych skałek Olejarni (okolice wylotu jaskini Zbójnickiej Dziury (wg W. Jaroszewskiego). m — malmo-neokem; l — lias-dogger (linie mniej więcej odpowiadają położeniu warstw)

Z Bobrowca schodzimy ku południowi do żlebu pod Bobrowiec. Pod reglowym środkowym triasem leży tu reglowy werfen (dalej ku E powstały na nim piękne upłazy), a tuż pod nim trias środkowy fałdu Czerwonych Wierchów.

Niżej leży drobny strzęp dolomitów komórkowych kampilu, pod którym znajduje się łuska gnejsów, a pod nią łuska kajpru. Są to samodzielne łuski, nie wiążące się z żadnym z wielkich fałdów wierchowych, leżące jednak niżej od ścinającego je fałdu Czerwonych Wierchów.

Pod łuską kajpru leży normalna seria autochtonicznego liasu (wapienie piaszczyste), retyku (wapienie koralowe ostrygowe, glonowe, krynoidowe i oolitowe oraz łupki) i kajpru (łupki, piaskowce i zlepieńce). Kajper leży tu bezpośrednio na łupkach i piaskowcach górnego seisu. Brak środkowego triasu tłumaczy się erozją górnotriasową.

Żlebem pod Bobrowiec schodzimy do Żlebu Bobrowieckiego, którym dochodzimy do Polany Chochołowskiej, skąd mamy widok na Jarząbczy, Wołowiec i Rakoń, należące już do trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich (zob. wycieczka C₂).

Na Polanie Chochołowskiej obserwujemy wały moren bocznych, pokryte rozległymi stożkami nasypowymi i napływowymi.

Doliną Chochołowską dochodzimy do polany Trzydniówki, z której wchodzimy na przełęcz w Kulawcu.

Zbocze Kulawca jest zbudowane z piaskowców kwarcyticznych dolnego seisu, a przełęcz — z łupków górnego seisu. Natomiast na zboczu Kopiańca Starorobociańskiego znajdują się źle odkryte warstwy z serii dolomitów komórkowych dolnego kampilu. Bezpośrednio na nich leżą łupki, piaskowce i zlepieńce górnego triasu z okruchami skał kampilu. Wyżej leży gruba seria marglistych, żółtych dolomitów (noryk), w stropie piaszczystych. Dolomity te łączą się sedymentacyjnie z utworami retyku (piaskowce, wapienie koralowe, ostrygowe i glonowe oraz łupki czarne). Utwory retyckie przechodzą ku górze w piaszczyste, a wyżej rogowcowe osady liasowe, widoczne na szczycie Kopiańca Starorobociańskiego.

W profilu tym zaznacza się brak górnego kampilu i całego środkowego triasu, który został zerodowany w okresie wynurzenia górnotriasowego. Natomiast już w górnym triasie (w noryku?) zaczęła się transgresja morza.

Na Kulawcu, z którego mamy dobry widok na lewe zbocze Doliny Chochołowskiej, omawiamy budowę tego zbocza oraz budowę masywu Kominów Tylkowych. Z przełęczy w Kulawcu schodzimy do Doliny Starobociańskiej, mijając odkrywkę seisu i dolnego kampilu. Dochodzimy do polany Iwanówka, gdzie znajdują się moreny czołowe lodowca starorobociańskiego.

Stąd udajemy się do Doliny Chochołowskiej i znaną nam już drogą dochodzimy do Hucisk, skąd odjeżdżamy autokarem do Zakopanego.

WOJCIECH JAROSZEWSKI

WYCIECZKA F2: Dolina Chochołowska — Polana Huciska — Wąwóz Między Ściany — polana Kominy Dudowe — Skałka Rabowskiego — Przełęcz Świerkule — Stoły — Brama Kraszewskiego — Dolina Kościeliska — Kiry

Dojeżdżamy autokarem do Polany Huciska (ok. 980 m). Stąd kierujemy się pieszo w głąb doliny, zapoznając się po drodze ze zredukowanym tu zresztą profilem serii dolnej jednostki reglowej (zob. wycieczki E₁ i G₂). Dochodzimy do polany Podjawory, położonej w obrębie utworów środkowego triasu tej jednostki. Stąd udajemy się ku SE skalistym wąwozem Między Ściany, przecinającym niemal całą serię tych utworów (zob. trasa G₂).

Niewielki wodospad (ok. 1100 m) u dolnego końca polany Kominy Dudowe powstał już na wapieniach malmo-neokomu Świerkul, które górują swą opornością z jednej strony nad strzaskanymi dolomitami reglowymi, z drugiej zaś — nad łupkami wierchowego albu, zajmującymi obszar polany. Wodospad jest jednym z nielicznych miejsc, gdzie w mo-

notonnych wapieniach Świerkul udaje się dostrzec normalne położenie serii. Mamy tu zatem do czynienia ze skrzydłem grzbietowym mocno zdeformowanym. fałdu, jaki stanowi jednostka Świerkul.

Wznosząc się skrajem polany Kominy Dudowe obserwujemy niezmiernie charakterystyczną skalistą questę Świerkul, utworzoną tu z malmo-neokomu dolnego skrzydła jednostki. Analogiczna krawędź wznosi się — symetrycznie do tej — na przeciwległym zboczu wcięcia wodospadu (stok Kalwarii); intersekcyjne pochylenie tych krawędzi wskazuje na strome zapadanie powierzchni kontaktu mas wierzchowych i regłowych.

Przed dojściem do Skalki 1200 zapoznujemy się z osobliwą komplikacją budowy tej części Świerkul: między dwoma pasmami malmo-neokomu, grzbietowym i brzuszny, ukazują się dolomity regłowe. Spośród kilku możliwych tłumaczeń takiej sytuacji najbardziej prawdopodobne wydaje się istnienie w tej strefie intensywnych przefałdowań na styku mas wierzchowych i regłowych.

Okolice Skalki 1200 pozwalają nam na zapoznanie się z zachowanymi tu strzępami utworów doggeru i kajpru. Dogger wiąże się sedymentacyjnie z malmem dolnego skrzydła i przypomina dogger innych wierzchowych jednostek fałdowych. Kajper natomiast jest zupełnie izolowany; zawiera on skały kwarcytowe oraz podrzędnie zwykle piaskowce i kolorowe łupki ilaste.

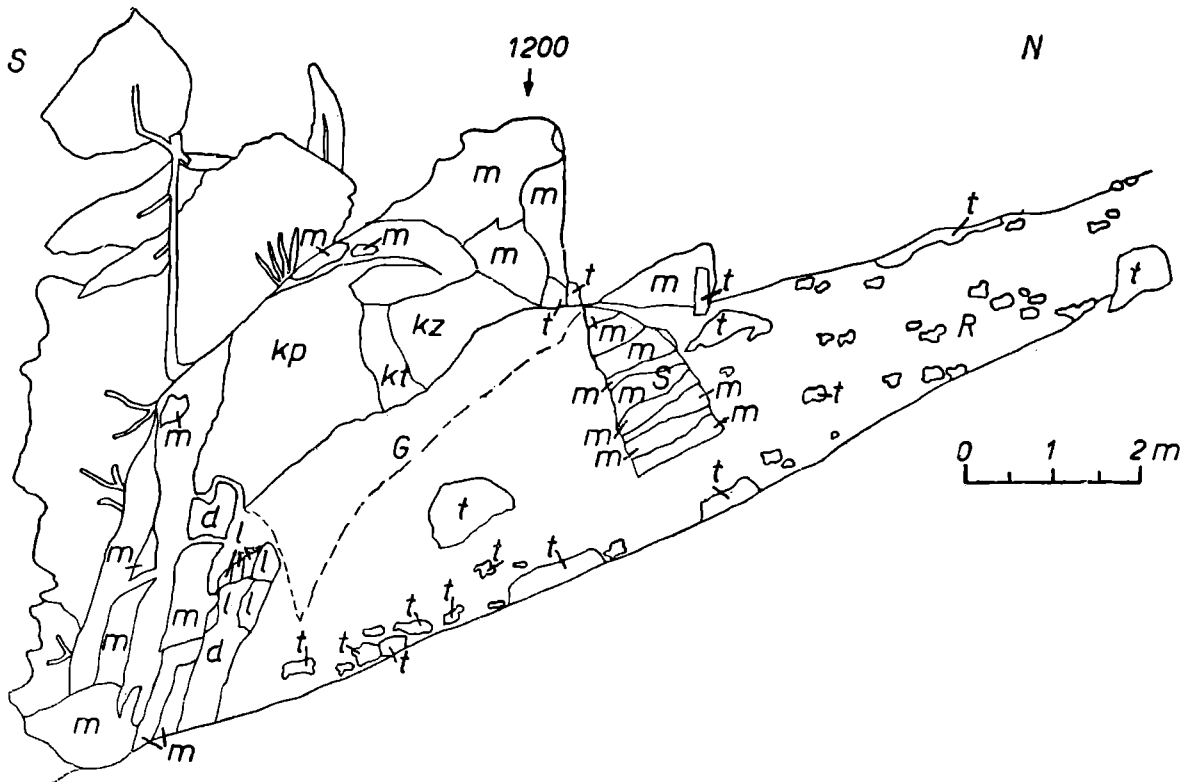


Fig. 13. Schematyczny szkic Skalki 1200 m od wschodu (wg W. Jaroszewskiego). G — przypuszczalna granica zasięgu kajpru; R — rumowisko dolomitów brekcyjowych; S — soczewka malmu skrzydła grzbietowego; jednostka regłowa dolna: t — trias środkowy — dolomity grubobrekcyjne; jednostka Świerkul: m — malmo-neokom; d — dogger; l — liaszki; kp — piaskowce czerwone; kt — łupki ilaste; k₂ — piaskowce zlepniacowate i kwarcytowe. Pola nie oznaczone — pokrywa roślinna i zwierzelina

Utwory doggeru i kajpru zajmują przestrzeń między dwoma pasmami malmo-neokomu; stanowią więc resztki jądra przewróconego fałdu antyklinalnego, jakim musiała zatem być jednostka Świerkul. Sporadyczność występowania tych skał, na ogół wykluczający się stosunek dwu skrzydeł wapiennych oraz widoczna dobrze w okolicy Skałki 1200 mozaikowa, bryłowa struktura pasma Świerkul dowodzą jednak, że fałd ten uległ intensywnym deformacjom dysjunktywnym, z których największą rolę odegrało zapewne wewnętrzne ścięcie w płaszczyźnie osiowej fałdu. Prawdopodobnie dopiero w momencie owego ścięcia zostały miejscami wprasowane w głąb całej struktury pakiety sztywnych skał kajpru, które dzięki temu znalazły się w sąsiedztwie utworów dużo młodszych. Całość dyslokacji ciągłych i nieciągłych, nakładających się na stosunkowo niewielki element tektoniczny, stworzyła specyficzny, miniaturowy styl budowy Świerkul, który obserwujemy w okolicy Skałki 1200 i na dalszej trasie.

Za Skałką 1200 następuje dość rozległa strefa silnie zdyslokowana, w której ciągłość pasma ulega zupełnemu przerwaniu; w jednym z izolowanych odsłoneń można tylko obserwować doskonale zachowany kontakt niewielkich bloków wapiennych z dolomitami regłowymi.

Na początku ciągnącego się dalej, zwartego już pasma skałek widzimy skałkę zbudowaną w całości z kwarcyticznych utworów kajpru oraz niewielką skałkę wapieni malmo-neokomu, w której szczelinach znajdują się wprasowane weń dolomity regłowe. Zjawisko to jest interesujące z mechanicznego punktu widzenia, gdyż świadczy o wyjątkowo silnych deformacjach plastycznych nawet takich skał, jak z natury mało plastyczne dolomity, zachodzących w spągu nasunięcia regłowego.

Obserwując w miarę posuwania się wzdłuż pasma zmieniające się formy morfologiczne dwu wapiennych skrzydeł Świerkul, liczne dyslokacje poprzeczne i sporadycznie zjawiające się utwory z jądra jednostki (kajper, lias), docieramy do przełęczy Świerkule (ok. 1470 m). Zachodzą tam dalsze komplikacje w budowie pasma, spowodowane przefałdowaniem czy wprasowaniem albu i znacznymi dyslokacjami poprzecznymi. Łupki albu pojawiają się wśród utworów Świerkul, pasmo wapienne na samej przełęczy jest raptownie rozerwane i cofnięte ku południowi, a w jego sąsiedztwie w wykrotach ukazują się ilaste, kolorowe łupki kajpru; widocznych jest też trochę utworów liasowych. Obszar przełęczy stanowi więc zapewne rodzaj rowu tektonicznego.

Opodal przełęczy wystercza z lasu szczyt malowniczej Skałki Rabowskiego (1475 m), z którego dokonujemy przeglądu budowy geologicznej północnych zboczy Kominów Tylkowych (tzw. węzeł Kufy — zob. wycieczka D₁).

Przeszedłszy na wschodni stok przełęczy Świerkule zapoznajemy się z zachowanymi tu w większej ilości skałami liasu. Są to skały klastyczne o dość grubej frakcji, noszące znamiona intensywnych przemian wtórnych (ługowanie spoiwa). Obecność w Świerkulach liasu oraz wzmiankowanego już kajpru, co nie ma precedensu w innych wierchowych jednostkach fałdowych, wyznacza im szczególną pozycję paleogeograficzną, bardziej północną aniżeli seria Czerwonych Wierchów. Z drugiej strony sytuacja tektoniczna zmusza do przyjęcia, że jednostka ta, leżąca obecnie na północ od Kominów Tylkowych, jest elementem paleogeograficznie

bardziej południowym niż seria Kominów Tylkowych. Trzeba zatem przyznać jednostce Świerkul pozycję pośrednią między seriami Kominów Tylkowych a Czerwonych Wierchów. Ma ona także pewne odbicie w litologii, zwłaszcza utworów kajpru i doggeru.

Za przełęczą Świerkule poznajemy też zachowane tylko tam wapienie urgonu (a także typowego neokomu), o wykształceniu zbliżonym do analogicznych utworów z masywu Kominów Tylkowych. Zdaje się to świadczyć o zacieraniu się różnic facjalnych między tymi obszarami w miarę postępu czasu.

Za przełęczą, dzięki stromemu stokowi i ogólnemu nachyleniu osi jednostki Świerkul ku W, rysuje się wyraźny obraz intersekcyjny łuskowego stylu tektoniki Świerkul.

Z kolei trawersujemy ku wschodowi północne stoki Kominów Tylkowych (Podspady), przecinając strome żlebki, w których odsłaniają się margliste skały albu z synklinalnego pasma Pisanej. Pasma to jest tu niezmiernie szeroko rozbudowane, co można — być może — przypisywać wewnętrznym przefaldowaniom i zdygitowaniu w okolicy Hali Pod Kominami.

Z utworami fałdu Czerwonych Wierchów spotykamy się na szczycie Stołów (1429 m). Jest to miejsce, gdzie na albie leżą strzępy utworów urgonu i malmu z brzuszego skrzydła fałdu, wychodzące tu spod górnego skrzydła tego fałdu złożonego z utworów środkowego triasu (a dalej na N — z doggeru i malmu) w normalnym położeniu. Serie te są poprzesuwane dyslokacjami. Ku zachodowi oba skrzydła ulegają gwałtownemu wyciśnięciu, zanikając ostatecznie na styku z przefaldowanymi masami albu w rejonie Hali pod Kominami (zob. trasa G₃). Nie istnieje zatem możliwość ustalenia bezpośredniego stosunku wierchowych mas Stołów do jednostki Świerkul, której ostatnie strzępy urywają się znacznie wyżej od okolic wspomnianej hali. Względy paleogeograficzne (obecność liasu i kajpru w Świerkulach) oraz tektoniczne (m. in. gwałtowna redukcja grzbietowego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów na W od Stołów, będąca prawdopodobnie kompensacyjnym odpowiednikiem rozwoju płaszczowiny choczańskiej) skłaniają jednak do uznania Świerkul za spągowa, paleogeograficznie bardziej północną dygitację fałdu Czerwonych Wierchów, którego właściwą serię reprezentują utwory Stołów.

Zaznajomiwszy się z leżącymi u stóp stromej ściany Stołów (w utworach triasu środkowego) sztolniami starej eksploatacji hematytu (kopalnia „Maturka”), dochodzimy do Hali Na Stołach.

Przebiega tutaj granica nasunięcia regłowego. Trias środkowy płaszczowiny regłowej dolnej leży tu na triasie środkowym, a dalej na doggerze i malmie Czerwonych Wierchów.

Z Hali Na Stołach obserwujemy prawe zbocze Doliny Kościeliskiej, gdzie znajduje się silnie rozwinięty fałd Czerwonych Wierchów (Organy), a za nim — w okolicy Hali Pod Upłazem (ok. 1300 m) i Gładkiego Upłaziańskiego (1794 m) — płaszczowina regłowa dolna i górna.

Z Hali Na Stołach (ok. 1350 m) schodzimy szlakiem do Bramy Kraszewskiego w Dolinie Kościeliskiej (poniżej 1000 m). Opis odcinka Brama Kraszewskiego — Kiry zob. wycieczki D₁, E₁ i G₃.

Powrót autokarem do Zakopanego z Kir.

ZBIGNIEW KOTAŃSKI

WYCIECZKA F3: Dolina Kościeliska — Wąwóz Kraków — Grota Lodowa — Tomaniarski Twardy Uplaz — Rzędy pod Ciemniakiem — Czerwone Żlebki — Dolina Tomanowa — Dolina Kościeliska

Z Zakopanego dojeżdżamy autokarem do Kir.

Odcinek Kiry — Brama Kraszewskiego zob. wycieczki D₂, E₁ i G₃, a odcinek Brama Kraszewskiego — Hala Pisana — wycieczki D₁ i E₁.

Na Hali Pisanej widzimy margle albu, które zaczynają serię Kominów Tylkowych. Skalki u wejścia do wąwozu Kraków są zbudowane z ciemnych wapieni urgonu. Przechodzimy pierwsze przewężenie i wchodzimy w rozszerzenie, zbudowane z margli albu, które podfałdowane są tu pod wapienie urgonu.

Wchodzimy w następne przewężenie, mające miejscami charakter wąskiej gardzieli przecinającej wapienie urgonu i malmu. Ta malownicza partia wąwozu jest częścią dawnego korytarza jaskini, o czym świadczą liczne erozyjne formy krasowe.

Dochodzimy do drugiego rozszerzenia, w którym znajduje się przelotowa jaskinia Smocza Jama i z daleka już widzimy śmiałą turnię Ratusza. Między rejonem Smoczej Jamy a Ratuszem znajdują się głęboko wfałdowane margle albu.

Za Ratuszem wąwóz przecina coraz niższe ogniwa neokomu a następnie malmu. Różowe wapienie oksfordu dochodzą aż poza stromy sześciometrowy próg, za którym zaczynają się już utwory liasu. Są to piaskowce i zlepieńce kwarcowo-dolomitowe o spoiwie krzemionkowym lub wapnistym. Lias ten przechodzi ze zboczy Żaru ku północy i jest głęboko wfałdowany w malm Saturna na prawym brzegu wąwozu.

Saturn oddzielony jest od Uplazkowej Turni żlebem, w którym pojawiają się z kolei margle albu, wfałdowane w urgon, neokom i malm. W tej części wąwozu (ok. 1250 m) można wyróżnić szereg fałdów kaskadowych, które powstały w pierwszej fazie fałdowania Tatr na zboczu najdalej na N wysuniętej antykliny podłoża krystalicznego.

Posuwając się dalej w górę wąwozu przecinamy synklinalne pasmo różowych wapieni oksfordu, nad którymi miejscami (w Wielkiej Turni) pojawia się gruba seria wapieni krynoidowych leżących (płn.) bezpośrednio na środkowym triasie. Należą one zapewne do górnego liasu i bajosu.

Od tego miejsca wąwóz Kraków przecina wapienie i dolomity środkowego triasu. Miejscami wśród nich zjawiają się wapienie krynoidowe bajosu, tworzące tu wielkie żyły klastyczne, wnikające bardzo głęboko (ponad 40 m od spągu bajosu) w utwory środkowotriasowe. Na tych dajkach klastycznych powstały niewielkie progi w górnej części wąwozu.

Dochodzimy do wielkiego rozszerzenia w górnej części wąwozu (ok. 1350 m), skąd mamy widok na Wysoką Turnię, turnię Mechy i zbocza pod Tomaniarskim Twardym Uplazem, ku któremu zmierza główna część wąwozu.

My natomiast kierujemy się ku bocznej Dolince Jedenastu Progów, dzielącej turnię Mechy od Wysokiej Turni. Przechodzimy zbocza zbudowane jeszcze z wapieni i dolomitów środkowego triasu i dochodzimy do

kontakty z malmem. Na granicy malmu i triasu pojawiają się tu miejscami wapienie krynoidowe bajosu. Jest to zatem taki profil w serii Kominów Tylkowych, gdzie bezpośrednio ze środkowym triasem graniczy dogger, co upodabnia tę serię do profilów fałdów wierchowych.

Obchodzimy następne progi znajdujące się w górnej części Dolinki Jednastu Progów mijając wapienie malmu, neokomu i urgonu i wchodzimy do dolinki Kamienne (ok. 1550 m) nad Żlebem Pisanej, wypreparowanej w miękkich marglach albu. Posuwając się ku górze u podstawy turni Mechy, napotykamy wzdłuż kontaktu wapieni urgonu i margli albu piaszczyste wapienie glaukonitowe.

Idziemy dalej ku górze żlebem między turnią Mechy na południu a turnią Lodowiec na północy, przecinając znów urgon, neokom i malm i dochodzimy do Groty Lodowej.

Do Groty Lodowej prowadzi wariant F_{3a}. W grocie obserwujemy istniejący tu stale lodospad; lód utrzymuje się tutaj dzięki wysokiemu położeniu jaskini (ok. 1860 m) i odpowiedniej cyrkulacji powietrza.

Z Groty Lodowej idziemy ku górze do szlaku trawersującego zbocza Ciemniaka, skąd omawiamy budowę najbliższej okolicy.

Nad wąwozem Kraków, na Tomaniarskim Twardym Uplązie, w Rzędach pod Ciemniakiem i w Czerwonych Żlebkach znajdują się komplikacje tektoniczne w strefie skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów, które poznamy w dalszej części wycieczki.

Na Twardym Uplązie znajduje się czapka tektoniczna jądra krystalicznego fałdu Giewontu, która ścina górne skrzydło fałdu Czerwonych Wierchów, złożone z kampilu (warstwy myophoriowe) i z anizyku. Skrzydło to jest tutaj bardzo zredukowane i ścina z kolei dolne skrzydło fałdu, złożone z wapieni urogońskich. Kampil i urgon są przy tym ze sobą pozazębiane i tworzą interkalacje, co świadczy o zachodzących tu intensywnych deformacjach plastycznych. Brzuszne skrzydło fałdu Czerwonych Wierchów leży na albie pasma Pisanej, które kryje się tunelowo pod Twardym Uplązem i wynurza się w kotłach Mułowym i Litworowym, tworząc tam okna tektoniczne (zob. wycieczka D₂). Na skałach krystalicznych Twardego Uplązu lub na kwarcytach seisu leży anizyk Chudej Turni, tworzący tu górne skrzydło fałdu Giewontu.

Anizyk Chudej Turni jest z kolei ścięty przez płaszczoinę reglową dolną, której pełny profil (od środkowego triasu do neokomu) można obserwować na Gładkim Upląziańskim.

Idziemy szlakiem ku południowi, trawersując zbocza Ciemniaka nad wąwozem Kraków, mniej więcej wzdłuż granicy malmu i liasu tworzącego skrzydła leżącej antykliny, w której jądrze znajdują się retyckie warstwy tomanowskie. Lias, retyk i kajpr zjawiają się tutaj ponownie, w strefie skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów. Warstwy te możemy prześledzić dokładnie na Tomaniarskim Twardym Uplązie. Piaszkowce liasu z fauną morską leżą tam transgresywnie na kwarcytach, łupkach węglistych i łupkach brązowych z oolitowymi rudami żelaza (warstwy tomanowskie).

Z Tomaniarskiego Twardego Uplązu widzimy Rzędy i Czerwone Żlebki — obszary o bardzo urozmaiconej morfologii i tektonice.

Ogólnie rzecz biorąc znajdujemy się w synklinalnej strefie skrętu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów, która ma tu bardzo złożoną bu-

dowę. Można tu mianowicie wyróżnić cztery leżące synkliny oraz trzy dzielące je antykliny. W jądrach trzech wyższych synklin znajdują się wapienie malmu, tworzące strome ścianki Rzędów, a jądro czwartej synkliny stanowi lias tworzący skałkę na Tomaniarskim Twardym Uplązie. Natomiast jądra antykliny stanowią utwory środkowego i górnego triasu, a niżej — w najniższej antyklinie — również i warstwy tomanowskie retyku, które sięgają palczasto ku N aż do rejonu Groty Lodowej.

Z Tomaniarskiego Twardego Uplazu idziemy znów do góry na Rzędy. Przecinamy malm trzeciej synkliny i wchodzimy na upłaz dzielący malm drugiej i trzeciej synkliny. Uplaz ten jest zbudowany z utworów lądynu i górnego triasu leżących tu w odwróconym położeniu. Na górnym triasie leżą tutaj niezgodnie (stałe warstwy odwrócone) wapienie krynoidowe bajosu. Niezgodność kątowna jest tu spowodowana ruchami starokimeryjskimi.

Górny trias w pn.-zachodniej części upłazu ma wykształcenie klastyczno-dolomitowe (zlepieńce, piaskowce, łupki i dolomity), natomiast w pd.-wschodniej jego części — wyłącznie węglanowe (dolomity, wapienie i łupki). Na niewielkiej przestrzeni można tutaj prześledzić dużą zmienność facjalną. W czarnych krystalicznych wapieniach znajduje się nieliczna górnotriasowa (norycka?) fauna brachiopodowa.

W pd.-wschodniej części upłazu (ok. 1800 m) bezpośrednio na noryku transgreduje bajos (wapienie krynoidowe z bogatą fauną małżowo-brachiopodową), zaczynający się warstwą syderolityczną z licznymi otoczkami dolomitów górnotriasowych poślóbobionych przez skałotocze. Pod bajosem leżą czerwone wapienie oksfordu z fauną brachiopodową.

W pobliżu Czerwonych Żlebków między bajosem a górnym triasem pojawiają się zlepieńce i piaskowce górnego liasu, zaczynające tu transgresję morza po ruchach starokimeryjskich.

Z Rzędów schodzimy do Czerwonych Żlebków, gdzie znajdują się czerwone łupki i piaskowce górnego triasu, przefalldowane razem z warstwami tomanowskimi, które tworzą tu zagięte ku dołowi jądro trzeciej synkliny.

Schodzimy w dół do szlaku w dolnej części Czerwonych Żlebków i idziemy ku południowi w stronę Przełęczy Tomanowej.

Mijamy bardzo cienki tu środkowy trias i idziemy drogą hawiarską po warstwach werfeńskich. Są to łupki i piaskowce seisu, które na Przełęczy Tomanowej (1686 m) są wtórnie sfałldowane.

Dochodzimy do Hali Tomanowej (ok. 1300 m), na której znajdują się wały moren czołowych i rozległe stożki napływowe.

W dolnej części Doliny Tomanowej (ok. 1150 m), w miejscu gdzie Potok Tomanowy podcina zbocze Żaru, obserwujemy dobry profil górnego seisu (łupki i piaskowce) i kampilu (żółte margle, łupki i dolomity — „dolomity komórkowe”). Nad tymi warstwami leżą interglacjalne brekcje piargowe przykryte moreną. W stromych zboczach Żaru odsłania się anizyk, a miejscami warstwy myophoriowe kampilu.

Dochodzimy do drogi w Dolinie Kościeliskiej obok schroniska na hali Ornak, skąd idziemy doliną w dół. Opis trasy na odcinku hala Ornak — Hala Pisana zob. wycieczka D₁ i E₁. Od Hali Pisanej dochodzimy znaną nam już drogą do Kir.

Z Kir odjazd autokarem do Zakopanego.

EDWARD PASSENDORFER, STANISŁAW SOKOŁOWSKI

WYCIECZKA G1: Gronik — Nędzówka — Staników Żleb — Hruby Regiel — Hala Jaworzynka — Kończysta Turnia — Eliaszowa Turnia — Czerwona Skałka — Przysłop Miętusi — Dolina Miętusia — Wantule — Wielka Świstówka — Żleb Wodniściak — droga hawiarska — Przysłop Miętusi — Dolina Małej Łąki

Dojazd autokarem z Zakopanego na Nędzówkę (955 m). Od gościńca Zakopane — Dolina Kościeliska idziemy ku południowi przez łagodnie wznoszące się stożkowate wzgórze, którego najwyższe wzniesienie znajduje się u wylotu dolinki między Hrubym Reglem a Małym Reglem. Wzgórze zbudowane jest z fliszu podhalańskiego pokrytego glinami zwierzelinowymi, pod którymi we wschodniej części wzgórza (w odsłonięciach przy gościńcu) ukazują się skąpe żwiry wapienne zniesione dawnym przepływem Stanikowego Potoku albo wprost przyniesione z północnych zboczy Hrubego Regla.

U wylotu Stanikowego Potoku w pn.-zachodnim narożu Hrubego Regla istnieje stary wykop kamieniołomu. W jego północnej części odsłonięte są wapień jasnoszare z numulitami i litotamniami (górnym eocen — poziom *Nummulites fabianii*). Posuwając się pn.-wschodnią krawędzią Małego Regla ku górze przechodzimy z wapieni jasnoszarych do wapieni ciemnoszarych, miejscami piaszczystych bez numulitów. Idąc dalej spotykamy ponownie wapień jasnoszare i wapień piaszczyste oraz ławice „jarcu” w spągu (eocen środkowy — poziom *Nummulites perforatus*). Następnie przecinamy dolomityczne wapień piaszczyste z numulitami (poziom *Nummulites brongniarti* — eocen środkowy). W dalszym ciągu aż do szczytu Małego Regla (1140 m) odsłaniają się dolomity detrytyczne (piaskowce dolomityczne). Od szczytu Małego Regla idziemy ku południowi wkraczając w zlepienie szare, a w ich spągu w źle odsłonięte zlepienie czerwone leżące na neokomie płaszczowiny reglowej dolnej. Stąd trawersujemy zbrocze ku południowemu zachodowi do żlebu opadającego do Kiry Miętusiej, w którym odsłaniają się dolomity środkowego triasu, jasne wapień tytonu i wapień czerwone z pogranicza tytonu i neokomu. Utwory te łącznie z nadległym neokomem tworzą wyższą w tej okolicy dygitalcję płaszczowiny reglowej dolnej.

Stąd kierujemy się ku południowemu wschodowi na przełęcz wypreparowaną w neokomie pomiędzy dwoma pasmami wapiennymi liasu — północnym Bramy Kantaka i południowym — Kończystej Turni i Eliaszowej Turni, należącymi do płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej).

Idąc ku południowi wchodzimy na ramię Kończystej Turni zbudowanej z białych krystalicznych wapieni liasu. Z przełęczy przechodzimy w wapień jasnoszare, miejscami krynoidowe, a następnie ku wschodowi w wapień krystaliczne krynoidowe z rogowcami.

Dochodzimy do Hali Jaworzynki Miętusiej pod Hrubym Reglem (1294 m), gdzie występują czerwone zlepienie eoceńskie z dużymi otoczkami skał reglowych. Z Jaworzynki Miętusiej udajemy się na szczyt Eliaszowej Turni (1300 m) zbudowanej z wapieni czerwonych i szarych

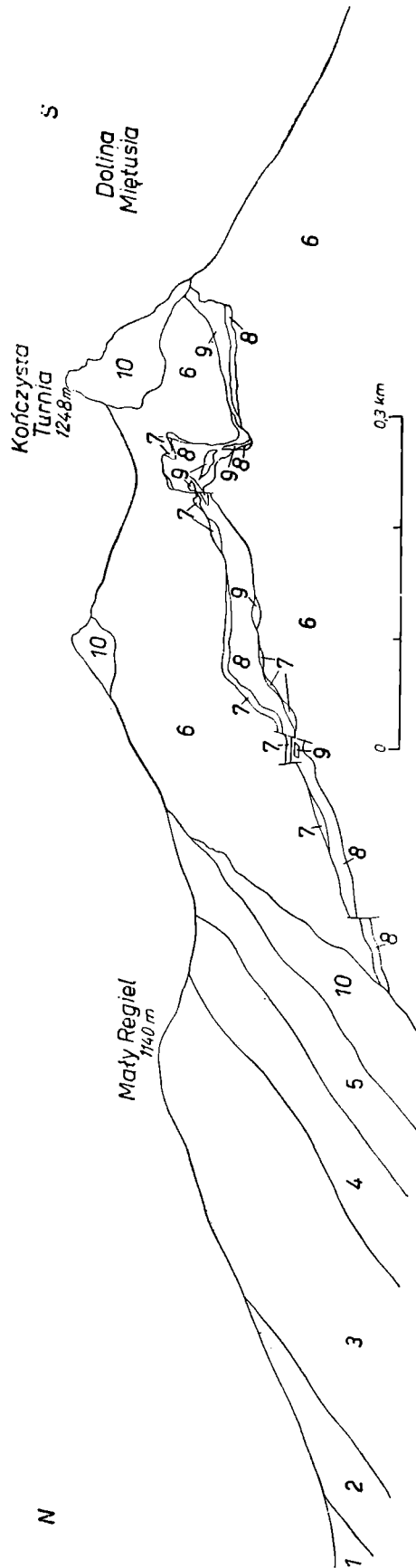


Fig. 14. Przekrój geologiczny Mały Regiel — Kończysta Turnia (wg S. Sokołowskiego). 1 — flisz podhalański; 2 — wapienie dolomityczne numulitowe — eocen środkowy; 3 — dolomity detrytyczne; 4 — zlepienie szare; 5 — zlepienie czerwone — eocen środkowy?. Płaszczyzna regłowa dolna: 6 — margle-neokom; 7 — wapienie czerwone; 8 — wapienie białe — neokom-tyton; 9 — dolomity — trias środkowy. Płaszczyzna regłowa górna: 10 — wapienie krynowide i rogowcowe — lias

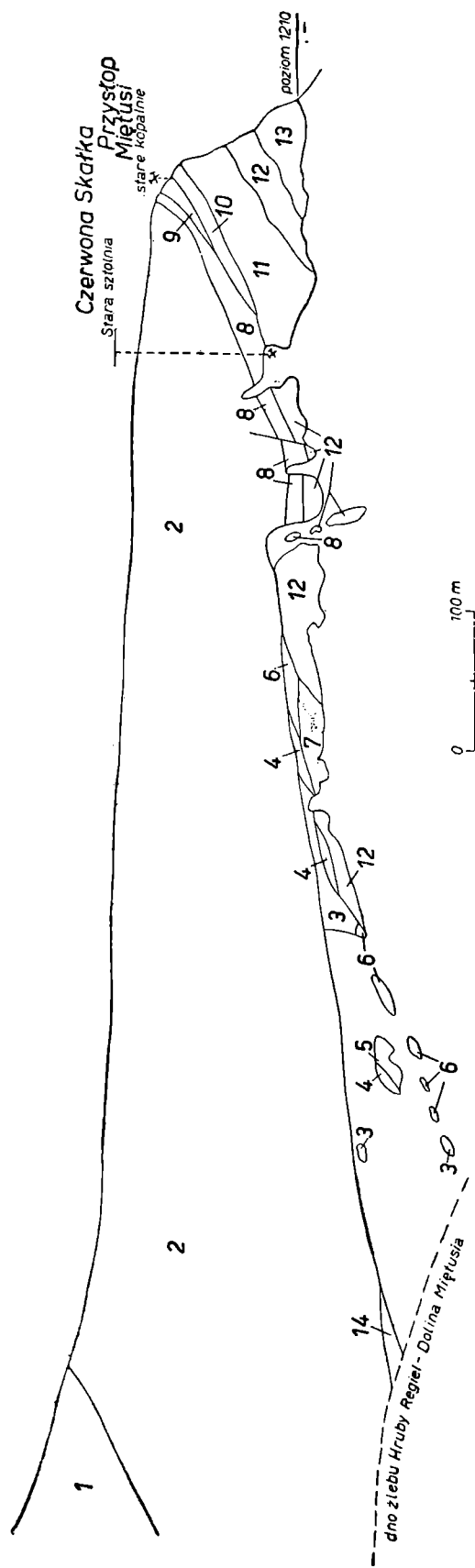


Fig. 15. Widok na zbocze Czerwona Skalka — Hruby Regiel (wg S. Sokołowskiego). Płaszczyzna rzutu poprowadzona jest przez najdalej ku S wysunięty cypel u podstawy Czerwonej Skalki i spąg ecenu w żlebie Hruby Regiel — Miętusia, tj. SE — NW. 1 — eocen — zlepniac szary; 2 — eocen — zlepniac czerwony; 3 — neokom — margle; 4 — neokom — tyton — wapnie jasne; 5 — wapnie z rogowcami; 6 — malm — wapnie czerwone, miejscami zielonawo-jasne, łupkowane bądź bulaste, cienkowarstwiane; 7 — malm-dogger — radiolaryty czerwone; 8 — dogger-margle krzemionkowe zielonawo i czerwonawo szare; 9 — toark — łupki hematytowy, wapień bulasty czerwony i wapień krynowidowy czerwony; 10 — toark — wapnie krynowidowe białe z czerwonymi plamami; 11 — domer — wapnie krynowidowe szare z rogowcami; 12 — domer — wapnie szare, zbite z rogowcami; 13 — domer-pliersbach — wapnie ciemne zbite z rogowcami w spągu; 14 domer? — wapnie szare i czerwone, krystaliczne z krynowidami i rogowcami. 1 — 2 — paleogen podhalański; 3 — 13 — płaszczowina reglowa dolna; 14 — płaszczowina reglowa górna

z rógowcami, a stąd schodzimy do żlebu spadającego z Hrubego Regła wprost na schronisko. Po wspomnianej stronie żlebu nad Halą Miętusią w spagu zlepieńców czerwonych eocenu widać wschodnie zakończenie pasma Bramy Kantaka (wapienie rógowcowe). Schodząc stąd ku południowi przecinamy margle neokomu i silnie wyciśnięte pasmo jurajskie płaszczowiny regłowej dolnej, rozwinięte najpełniej w Czerwonej Skalce nad Przysłopem Miętusim. Tu znajdują się stare kopalnie rudy żelaznej i znalezisko Zejsznera fauny poziomu *Harpoceras bifrons*.

Schodzimy do schroniska (1145 m), skąd omawiamy budowę serii wierchowej w masywie Czerwonych Wierchów — w kotłach Wielkiej i Małej Świstówki oraz w kotłach Mułowym i Litworowym. Ze schroniska kierujemy się w dół, na dno Doliny Miętusiej, przecinając końcowe stadialne moreny. Idąc dalej ku południowi dochodzimy do wspaniałego górnoplejstocenińskiego obrywu skalnego zwanego Wantulami (ponad 120 m). Stąd pniemy się stromo w górę po olbrzymich blokach do kotła Wielkiej Świstówki (ok. 1350 m). Na jego dnie spod moren i usypisk wyłania się bula wapienna pokryta żłobkami krasowymi, zbudowana z wapieni i malmu należących do górnego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów.

Stąd kierujemy się ku zachodnim ścianom Wielkiej Świstówki, gdzie bezpośrednio na wapieniach dolomitycznych środkowego triasu leżą niegrubą warstwą wapienie z niezwykle bogatą fauną batonu. Warstwa ta rozpoczyna się bardzo charakterystycznymi strukturami stromatolitycznymi i dostarczyła nielicznych otoczków skał krystalicznych. Wśród fauny uderza niezwykle bogactwo amonitów z rodzaju *Phylloceras*. Wapienie batońskie przykryte są ciemnymi krystalicznymi wapieniami prawdopodobnie keloweju z ubogą fauną małżów i belemnitów. W stropie leżą wapienie jasne, które reprezentują utwory malmu.

W południowej ścianie kotła Wielkiej Świstówki widzimy kolanowate wygięcie warstw i synklinę malmu między triasowymi dygitacjami fałdu Czerwonych Wierchów.

Z kotła Wielkiej Świstówki wspinamy się ku wschodowi na Kazalnicę pod Kobylarzem (1431 m). Po drodze przecinamy wapienie malmu, neokomu i urgonu i wchodzimy na łagodne zbocze zbudowane z margli albu oddzielających fałd Czerwonych Wierchów od fałdu Giewontu. Schodząc ścieżką ku drodze hawiarskiej mamy nad sobą w turniach Kobylarza utwory dolnej dygitacji fałdu Giewontu, oddzielone od górnej dygitacji tego fałdu przez utwory środkowego i dolnego triasu, należące do płaszczowiny regłowej dolnej, zawinięte tektonicznie pod fałd Giewontu i tworzące siodło Przełęczy Siwarowej. Idąc dalej ku północy spotykamy stare sztolnie rudy żelaza w werfenie regłowym, a dalej interglacjalne brekcje martwicowo-wapienne. Idąc drogą hawiarską dalej ku północy przecinamy wapienie i dolomity środkowotriasowe płaszczowiny regłowej dolnej, dalej utwory kajpru i ponownie dolomity środkowotriasowe. Z Przysłopu Miętusiego (1187 m) wypreparowanego w łupkach kajprowych schodzimy na dno Doliny Małej Łąki (1051 m), gdzie trasa nasza łączy się z trasą D₂.

Odjazd autokarem od wylotu Doliny Małej Łąki (932 m).

KAZIMIERZ GUZIK

WYCIECZKA G2: Polana Siwa — Dolina Mała Sucha — Siwiańskie Turnie — Dolina Chochołowska — Dolina Wielkie Koryciska — Polana Tyrałówka — Dolina do Krytej — Dolina Długa — Polana Huciska — — kopalnie Banie — Kliny — Kuca — Wielkie Spalenisko — Kobyłe Głowy — Polana Jamy — Potok Między Ściany — Wyznia Brama Chochołowska

Dojazd autokarem z Zakopanego do wylotu Doliny Chochołowskiej. Widoczna u wylotu Doliny Chochołowskiej (923 m) po prawej stronie skałka zbudowana jest z triasu środkowego (dolomit bryłowy, jasny, brekcjowaty) jednostki Korycisk płaszczowiny regłowej górnej (choczańskiej). Za tą skałką wchodzimy do Wielkiej i Małej Suchej Doliny. W tej ostatniej odkryte są dolomity płytowe górnego triasu, a w nich — w drobnych synklinach — wapienie płytowe z wkładkami margli z fauną retycką. Seria ta należy do jednostki Furkaski płaszczowiny choczańskiej.

Od odkrywki retyku wracamy do Doliny Chochołowskiej, którą posuwamy się w górę, obserwując wysokie poziomy czwartorzędowe zachowane na jej zboczach. W okolicy ujścia potoku Koziniec, w prawym zboczu nad szosą widoczne są dolomity triasu górnego i środkowego jednostki Furkaski. Po lewej stronie doliny widać kontakt obu jednostek płaszczowiny choczańskiej — u dołu na zboczu występuje trias górny (dolomity płytowe i strzęp synklinalny retyku — jednostki Furkaski, powyżej zaś wyraźnego kontaktu — masywna seria skałkotwórczych dolomitów bryłowych, jasnych (środkowy ? i górny trias) jednostki Korycisk.

U ujścia doliny Wielkie Koryciska do Doliny Chochołowskiej widać nad Siwą Wodą te same bryłowe dolomity jednostki Korycisk, w lewym zaś zboczu Siwej Wody i w prawym doliny Wielkie Koryciska — płytowe dolomity kajpru ze smugami zielonych i szarych łupków, należące do jednostki Furkaski.

W dnie doliny Wielkie Koryciska odsłania się dolomit bryłowy jednostki Korycisk aż powyżej progu skalnego, za którym wzdłuż poprzecznego uskoku podniesiony został kajper i retyk jednostki Furkaski. Od tego miejsca aż po polankę w Wielkich Koryciskach (1050 m) kontakt tektoniczny obu jednostek przewija się tuż nad dnem i w dnie potoku. Kontaktowi temu towarzyszy retycka smuga synklinalna jednostki Furkaski, która od polanki w Wielkich Koryciskach rozdwaja się na dwie synkliny retyckie, odkryte aż do grzbietu granicznego.

W pięknych odkrywkach w tej okolicy widoczna jest zmienność facyjna retyku (i hettangu ?) jednostki Furkaski, stosunek tego retyku do dolomitów kajprowych (tu także różowych i czerwonych), a także wzajemne położenie tektoniczne obu jednostek płaszczowiny choczańskiej.

Retyk, o wykształceniu bardzo podobnym do wapieni reiflingskich (płytowe wapienie z rogowcami), rozpościera się od Wielkich Korycisk poprzez polankę Tyrałówka (1230 m) do grzbietu nad tą polanką. Grzbietem tym, wiodącym od Krytej do grzbietu Furkaski, dochodzimy na stoki Furkaski nad Doliną do Krytej. Stoki te zbudowane są z dolomitów górnego triasu, przechodzących w trias środkowy.

W triasie tym, na razie stratygraficznie nie rozdzielonym, dadzą się wyróżnić trzy poziomy litologiczne: dolny, zbudowany z dolomitów płytowych z czarnymi rogowcami, środkowy, na który składają się skałkotwórcze dolomity bryłowe, brekcjowate (często z brekcjami intraformacyjnymi, które zresztą spotyka się również w pozostałych dolomitach triasowych serii choczańskiej), i wreszcie górny, w którego skład wchodzi dolomity płytowe, tu przykryte wapieniem retyckim w facji „reifling-skiej”. Ten profil stratygraficzny jednostki Furkaski obserwujemy traversując grzbiet graniczny po przełęcz, na której pod ścianką szczytową Furkaski (1491 m) znajduje się kontakt tektoniczny płaszczowiny choczańskiej z płaszczowiną reglową dolną. Kontakt ten, przebiegając intersekcyjnie zboczami Furkaski — Krytej nad Doliną do Krytej, dochodzi do dna Doliny Chochołowskiej.

Przełęcz pod Furkaską i grzbiet graniczny po Parządczak ujawnia piękny profil stratygraficzny dolnej kredy, tytonu, malmu, doggeru i liasu, a po południowej stronie Parządczaka — także kajpru płaszczowiny reglowej dolnej, do której należą też dolomity płytowe środkowego triasu, tworzące północny stok i grzbiet Bobrowca (1663 m).

W licznych odkrywkach w zboczach poniżej przełęczy pod Furkaską, nad Doliną Długą oraz w górnych piętrach tej dolinki odsłaniają się margle plamiste, piaskowce, wapienie plamiste i wapienie piaszczyste z rogowcami (wapienie murańskie?) dolnej kredy płaszczowiny reglowej dolnej. Tyton, malm, dogger i lias tej płaszczowiny odsłaniają się w dnie Doliny Długiej, poniżej, aż do jej ujścia do Dołiny Chochołowskiej, w jej lewym zboczu.

W tych odkrywkach zapoznajemy się tu ze zmiennością litologiczną malmu i doggeru, a zwłaszcza toarku, który tu jest wykształcony w facji margli plamistych oraz cienkopłytowych, jasnych wapieni plamistych. W Dolinie Długiej zapoznajemy się także ze spongiolitami domeru, z wapieniami problematycznego pliensbachu oraz z plamistymi, płytowymi wapieniami i marglami lotaryngu.

W potoku Ciemniak, wpadającym z prawej strony do Doliny Długiej niedaleko od jej ujścia, odsłania się piękny przekrój dolnego liasu i retyku, a w górze także i kajpru serii reglowej dolnej.

U ujścia Doliny Długiej, a także na polanie Huciska (ok. 980 m) odsłania się kajper tej serii. Tu, szczególnie przed dolomitową skałą ks. Kmietowicza (grzbiet od tej skałki po polankę Jamy), odsłania się dolny kajper, a w nim dolomity z czerwonymi, białymi i szarymi chalcetonami.

Nad górnymi szalasami polany Huciska wkraczamy w stromo wcięty, prawoboczny żlebik spadający spod Klinów. W żlebiu tym odsłaniają się łupki, piaskowce i wapienie dolnego triasu, występujące tu nad retykiem.

W licznych sztolniach („baniach”) i naturalnych odkrywkach Klinów widoczny jest środkowy i górny lias, dogger i malm, a wyżej, w grzbiecie Kliny — Kuca także tyton i dolna kreda.

Szczególnie interesujące jest tu wykształcenie toarku-aalenu w facji wapieni krynoidowych, rudonośnych manganowych i wapieni bulastych zielonych i czerwonych z rudami żelaza, zawierających wkładki czerwonych łupków hematytowych.

Na szczycie Kucy (1305 m), a także na grzbiecie Kuca — Wielkie

Spalenisko znajduje się dygitacja Siodła jako podrzędny element tektoniczny w obrębie płaszczowiny reglowej dolnej. Tworzy ją retyk (skrętu czołowego, zdygitowanego tu dwukrotnie), wykształcony jako zoogeniczne wapienie z koralami, oraz kajper, w którego stropowych partiach znajduje się wyraźny, zwarty kompleks dolomitów płytowych noryku. Grzbiet Kuca — Wielkie Spalenisko zbudowany jest z kajpru (pełny profil), w którego spągu występuje poznana na Huciskach seria chalcedonowa.

Z przełęczy pod Wielkim Spaleniskiem schodzimy ścieżką turystyczną poprzez Kobyłę Głowy, polanę Jamy i potok Między Ściany do Doliny Chochołowskiej, przecinając cały profil triasu środkowego serii reglowej dolnej. W skład tego profilu wchodzi: dolomity płytowe, jasne drobno-krystaliczne i zlewne, partiami brekcjowate, występujące dość regularnie w stropie triasu środkowego w całych reglach zachodnich. Pod nimi występuje seria dolomitów płytowych szarych i ciemnoszarych, często brekcjowatych (brekcje sedymentacyjne i tektoniczne), z wkładkami takich samych dolomitów gruboławicowych i ze smugami wapieni płytowych, ciemno i jasnoszarych, zoogenicznych oraz z wkładkami zdolomityzowanych wapieni krynoidowych. Poniżej tej serii należącej do ladynu trias środkowy zbudowany jest z dolomitów brekcjowanych, gruboławicowych i bryłowych, skałotwórczych, przechodzących ku dołowi w dolomity płytowe, czasem z czarnymi rogowcami oraz z wkładkami wapieni gutensteińskich.

W tych dolomitach obserwujemy bardzo często brekcje intraformacyjne. Na południowych stokach Bobrowca, w spągu anizyjskich dolomitów płytowych występuje także dolny trias, nie przechodzący na prawe zbocze Doliny Chochołowskiej.

Na polanie Jamy obserwujemy zafaldowanie kajpru, wchodzące prawdopodobnie w skład skrętu korzeniowego dygitacji Siodła.

Przed Wyżnią Bramą Chochołowską dochodzimy do kontaktu tektonicznego płaszczowiny reglowej dolnej z serią wierchową jednostki Świerkul. Malm tej jednostki leży na albie pasma Pisanej, którym zaczyna się seria Kominów Tylkowych. Alb ciągnie się aż do Wyżniej Bramy Chochołowskiej, zbudowanej już z wapieni neokomu, malmu i doggeru wierchowego.

Wracamy do polany Huciska, skąd odjeżdżamy autokarem do Zakopanego.

KAZIMIERZ GUZIK

WYCIECZKA G3: Polana Biały Potok — Brama Lejowa — Dolina Lejowa — Rówienki — Cisowa Turnia — Hala Huty — Hala Lochówki — Świńska Turnia — Hala Przysłop Kominiarski — Brama Kraszewskiego — Lodowe Źródło — Zbójnicka Kapliczka — Wściekły Żleb — Brama Kantaka — Kiry

Dojazd do polany Biały Potok (911 m). Ścieżką pod regłami przechodzimy na szosy Zakopane — Witów od wylotu Doliny Lejowej, poprzez skraj polany Biały Potok.

Odśłania się tu po drodze flisz podhalański (dolne warstwy zakopiańskie), leżący bezpośrednio na numulitowych wapieniach piaszczystych Bramy Lejowej (920 m), od której trasa prowadzi w górę potoku Lejowego.

Zaraz za wapieniami numulitowymi Bramy Lejowej sypią się obficie piaskowce dolomitowe, przegradzające te wapienie, i niżej leżące szare zlepionce eoceńskie. Te ostatnie, osiagające w Dolinie Lejowej znaczną miąższość, są zbudowane głównie z otoczków dolomitowych serii reglowej dolnej i tworzą tutaj najniższą część eocenu podhalańskiego, transgredując na silnie ściętej płaszczynie reglowej górnej (choczańskiej) — na jednostce Furkaski.

Potok Lejowy rozcina tę jednostkę między polanką Rówienka (950 m) i transgresywnym kontaktem eocenu. Jednostka Furkaski zbudowana tu jest z dolomitów środkowo-triasowych (i dolno-kajprowych?), wyklinowujących się szybko na prawym zboczu Doliny Lejowej, a przykrytych pstrym kajprem karpackim, na którym leży retyk kösseński w typowym wykształceniu. Kajper karpacki przechodzi bocznie zupełnie wyraźnie w fację dolomitową w kierunku zachodnim. W tym kierunku (od lewego zbocza Doliny Lejowej w stronę Cisowej Turni) jednostka Furkaski szybko się rozszerza, przybierając wykształcenie facjalne podane w opisie wycieczki G₂.

W zboczu nad Cisową Turnią nad retykiem występuje dolny lias (hetang-synemur), wykształcony bardzo podobnie jak w serii reglowej dolnej (łupki gresteńskie, czarne wapienie płytowe i piaskowce arkozowe z pirytem).

Cisowa Turnia (1115 m), zbudowana z jasnego, brekcjowatego dolomitu bryłowego, stanowi wschodnie zakończenie jednostki Korycisk (górną jednostką tektoniczną płaszczyny choczańskiej).

Powyżej polanki Rówienka przechodzi przez Potok Lejowy strefa nasunięcia płaszczyny reglowej górnej na płaszczynę reglową dolną, którą będziemy poznawać do końca wycieczki. Serię tę zaczynają tu plamiste margle i wapienie hoterywu, przechodzące w jasne, płytowe wapienie tytonu (zakręt Doliny Lejowej). W przejściu neokomu w tyton obserwujemy w lewym zboczu doliny różowe i czerwone zabarwienie zarówno płytowych wapieni tytonu, jak i plamistych margli hoterywu.

Profil geologiczny tytonu, malmu, doggeru i toarku-aalenu, odkryty w samym dnie Doliny Lejowej, ujawnia ich silną redukcję, a zarazem silną sylifikację — szczególnie doggeru — malmu i tytonu.

Toark, silnie zredukowany (tektonicznie i sedymentacyjnie), wykształcony jest w facji wapieni krynoidowych i rudonośnych wapieni bulastych. Ta facja, przy zwiększaniu się miąższości toarku-aalenu, przechodzi poprzez lewe zbocza doliny na Wielkie Banie (1265 m), gdzie osiąga znaczną miąższość i zawiera także rudonośne, manganowe wapienie i silnie hematytowe łupki czerwone (por. wycieczka G₂).

Na Wielkich Baniach oglądamy odkrywki wapieni rogowcowych czarnych (spongiolity domeru) z wkładkami białych wapieni krynoidowych, pod którymi występują płytowe wapienie z belemnitami (pliersbach?), a niżej — płytowe wapienie i margle plamiste lotaryngu. Lewoboczną dolinką Lejowego Potoku, w której odśłania się dolny lias (warstwy gresteńskie), schodzimy na dno Doliny Lejowej (hala Huty — 990 m), skąd dnem potoku podchodzimy na halę Lochówki (1020 m), obserwując po

drodże odkrywki retyku (wapienie zoogeniczne, czarne, płytowe, bitumiczne, z wkładkami czarnych łupków).

Z hali Lochówki podchodzimy żlebem na Przełęcz w Kopkach (1255 m). W żlebie tym odkrywa się dolny lias (warstwy gresteńskie z piaskowcem arkozowym, czarnymi wapieniami i syderytami pokładowymi) oraz lotaryng i plienschbach, tutaj silnie rogowcowy. Odcinek profilu domer — toark — aalen — dogger — malm — tyton wykazuje tu bardzo silną sylikację i zredukowany rozwój.

Szczyt Świńskiej Turni (1333 m) i jej grzbiet zbudowany jest znów z pełnej serii tytonu — malmu — doggeru, a od strony Doliny Kościeliskiej — także toarku-aalenu, domeru, plienschbachu i lotaryngu. Z ogniwami tymi zapoznajemy się, schodząc starą drogą hawiarską ze Świńskiej Turni na przełęcz Przysłop Kominiarski (ok. 1150 m).

Trasa prowadzi stąd szlakiem narciarskim do Bramy Kraszewskiego. Po drodze odkrywa się retyk w facji kösseńskiej (wapienie zoogeniczne, rafowe, czarne łupki wapniste i wapienie piaszczyste) oraz kajper z norwickimi dolomitami w stropie i z dolomitami z chalcedonem w spagu.

W potoku płynącym spod Przysłopu Kominiarskiego przed Bramą Kraszewskiego widać strzęp wyklinowanego tu tektonicznie środkowego triasu płaszczowiny reglowej dolnej (dolomity szare, płytowe i bryłowe, brekcjowe). Tuż przy ujściu tego potoku do Potoku Kościeliskiego przebiega płaszczyna nasunięcia tej płaszczowiny na fałd Czerwonych Wierchów.

Kampilskie czarne wapienie bitumiczne płaszczowiny reglowej dolnej, dość wątpliwe i słabo odkryte, ukazują się tuż nad szosą w ścieżce prowadzącej na lewą grzędę Bramy Kraszewskiego, natomiast brekcje podstawowe anizyku widać dobrze w żlebie powyżej Lodowego Źródła.

Od Bramy Kraszewskiego idziemy do Kapliczki Zbójnickiej, obserwując w lewym zboczu Doliny Kościeliskiej słabo odkryty kajper, a następnie dobrze odkryty retyk i dolny lias z piaskowcami arkozowymi.

U wylotu Wściekłego Żlebu (950 m), za Kapliczką Zbójnicką, odsłania się piękny profil wapieni gruboławicowych, zoogenicznych z rogowcami czarnymi, piaszczystych w spagu. Wapienie te, osiągające tu znaczną miąższość (największą w reglach zachodnich), uważa się za ekwiwalent wapieni murańskich Tatr Bielskich. Tworzą one strefę synklinalną rozwiniętą dalej ku W w stronę hali Kopka (1230 m) i Doliny Lejowej. Strefa ta jest prawdopodobnie fałszywą antyklinalą rozdzielającą dwie podrzędne dygitacje płaszczowiny reglowej dolnej. Świadczy o tym również dalszy ciąg profilu kredowego, obserwowany w dół potoku Kościeliskiego, w lewym zboczu, od ujścia Wściekłego Żlebu po Bramę Kantaka. Profil ten, składający się z margli i wapieni plamistych hoterywu, kończy się przed Bramą Kantaka wapieniami płytowymi tytonu (tu także zabarwionymi wraz z marglami hoterywu na czerwono i różowo) i czerwonymi wapieniami bulastymi malmu.

Sama Brama Kantaka zbudowana jest z wapieni bryłowych, masywnych, nieco krynoidowych, miejscami rogowcowych lub brekcjowych (brekcja tektoniczna i osadowa), szarych i różowawych (lias górny — dogger — malm płaszczowiny reglowej górnej).

Z malmem serii Bramy Kantaka są też prawdopodobnie związane ciemno czerwone wapienie płytowe, słabo odkryte powyżej bramy w lewym zboczu doliny.

Strzęp tektoniczny Bramy Kantaka ścięty jest eoceńską powierzchnią transgresywną, dobrze widoczną w dnie potoku Kościeliskiego tuż za Bramą Kantaka.

Na powierzchni tej transgreduje czerwony spągowy zlepianiec, którego wiek przyjmuje się jako dolnoeoceński lub górnokredowy. Zlepianiec czerwony, złożony głównie z otoczków pochodzących ze skał jurajskich płaszczowiny reglowej górnej oraz z utworów płaszczowiny reglowej dolnej oglądamy w pięknych odkrywkach lewego zbocza doliny. Nad zlepiancem czerwonym leży zlepianiec szary, składający się prawie wyłącznie z otoczków dolomitów reglowych. Wyżej znajdują się piaskowce dolomitowe, które przechodzą w serię numulitową (piaskowce dolomitowe, a wyżej wapienie z numulitami i z fauną małżowo-brachiopodową). Z wapieni numulitowych zbudowane jest przewężenie Doliny Kościeliskiej tuż koło mostu drogowego na Kirach (927 m), na którym kończy się trasa wycieczki.

Zaraz za tym mostem, w prawym brzegu Kirowej Wody odsłaniają się dolne warstwy zakopiańskie fliszu podhalańskiego.

Odjazd autokarem z Kir do Zakopanego.

KAZIMIERZ GUZIK

WYCIECZKA H1: Jaszczurówka — Dolina Olczyńska — Hala Olczyńska — Ściany — Hala Królowa Niżnia — Hala Kopieniec (Skupniowa) — Wielki Kopieniec — Toporowe Stawki — Brzeziny — Toporowa Cyrhla

Dojazd autokarem z Zakopanego do Jaszczurówki.

W Jaszczurówce omawiamy zagadnienie termy na dyslokacyjnym kontakcie fliszu podhalańskiego z eocenem numulitowym (zob. wycieczka J₁).

U wylotu Doliny Olczyńskiej wapienie numulitowe eocenu i zlepianiec tworzą bramę morfologiczną, wprowadzającą nas w wąską dolinę o stromych zboczach zbudowanych z triasu środkowego dygitacji Krokwi. Do tej dygitacji należy od zachodu Nosal, a od wschodu — Mały, a dalej — Wielki Kopieniec.

W miejscu rozszerzenia się doliny wychodzi spod triasu dość słabo odkryty kajper, silnie tu wytłoczony przez masy środkowego triasu dygitacji Krokwi. Na prawym brzegu potoku występuje retyk poprzesuwany uskokami. Od tektonicznego kontaktu kajpru z triasem środkowym wkraczamy w synklinę Czerwonej Przełęczy, która w tej części regli bardzo się rozszerza, komplikuje tektonicznie i kładzie się połogo, aż po grzbiet morenowy, rozdzielający od E zlewnię Potoku Olczyńskiego do Doliny Suchej Wody. Trasa wycieczki prowadząca nas przez Halę Olczyńską do ostrego zakola potoku Ściany, przecina dolny lias tej synkliny, leżący od strony południowej, bardziej spokojnie na retyku (miejscami również wytłoczonym), pod którym leży bardziej spokojnie niż w skrzydle północnym synkliny — kajper. Kajper ten, przykrywający grzbiet środkowotriasowy Ścian (pod Ścianami na granicy środkowego triasu i kajpru wypływa wielkie Wywierzysko Olczyńskie), otula drugorzędną dygitację i synklinę Hali

Królowej. Ta druga ujawnia się na Hali Królowej Niższej płatem kajpru, tunelowo wychodzącym tu spod triasu środkowego. Masy tego triasu, tworzące Kopy Królowe oraz Skupniów Uplaz, należą do dygitacji Suchego Wierchu. Na Hali Królowej, a następnie pod Wielkim Kopieńcem obserwujemy transfluencję moreny i fluwioglacjału ostatniego zlodowacenia z systemu glacialnego Suchej Wody do Doliny Olczyskiej.

Te akumulaty, jak również szeroko rozbudowany wododziałowy grzbiet morenowy, maskują głębszą budowę geologiczną aż po halę Kopieniec (Skupniową). Nad tą halą wznosi się od strony zachodniej masyw Wielkiego Kopieńca, zbudowany z odwróconych serii retyku (klasyczny profil W. G o e t l a pod Małym Kopieńcem) i kajpru, tu silnie wytłoczonego. Na szczycie Wielkiego Kopieńca i na jego północnym grzbiecie odsłaniają się dolomity i wapień środkowego triasu, należące do dygitacji Krokwi. Wapienie te, należące do anizyku, przybierają wykształcenie litologiczne odpowiadające wapieniom robaczkowym wierzchowego środkowego triasu.

Ze szczytu Wielkiego Kopieńca omawiamy rozległą panoramę regli, serii wierzchowej i trzonu krystalicznego, a od zachodu, północy i wschodu — fliszu podhalańskiego, jak również z jednej strony kotlinę zakopiańską, z drugiej zaś strony — glacialną morfologię systemu Doliny Suchej Wody.

Z hali Kopieniec trasa prowadzi nas ścieżką turystyczną do Toporowych Stawków. Po drodze oglądamy odkrywkę triasu środkowego z wapieniami robaczkowymi, brekcjami sedimentacyjnymi i dolomitami płytowymi.

W okolicy Toporowych Stawków obserwujemy jeden z najpiękniejszych w Tatrach system form i osadów ostatniego zlodowacenia, z morenami i stożkami fluwioglacjalnymi lodowca Doliny Suchej Wody, pod którymi miejscami zaznacza się głębsze, wapienne i dolomitowe podłoże — lejkami krasowymi.

Z Toporowych Stawków trasa prowadzi nas poprzez Brzeziny na Cyrhłę. Po drodze omawiamy formy fluwioglacjalne ostatniego zlodowacenia i zapoznajemy się w skąpych odkrywkach z warstwami zakopiańskimi fliszu podhalańskiego (na Cyrhli).

Widok z Cyrhli pozwala nam na omówienie kotliny zakopiańskiej, wraz z jej morfologią i systemami starszej akumulacji plejstocenijskiej.

Z Cyrhli dojeżdżamy autokarem do Zakopanego.

STANISŁAW SOKOŁOWSKI, KAZIMIERZ GUZIK

WYCIECZKA H2: Zazadnia — Potok Łężny — Wawrzeczkowa Cyrhla — Koziarczyska — Skalnite — Czerwone Brzeżki — Przysłop Waksmundzki — Gęsia Szyja — Rusinowa Polana — Dolina Filipka — Zazadnia

Dojazd z Zakopanego autokarem do Zazadniej.

Od Zazadniej dochodzimy drogami leśnymi do wylotu potoku Łężnego, pomijając odkrywki fliszu podhalańskiego, z którymi zapoznamy się w okolicy Wawrzeczkowej Cyrhli i Koziarczysk.

Od wylotu doliny Łężnego potoku wchodzimy w piękny, mało znany wąwóz tego potoku, wcięty w wapieniu murańskim wykształconym tu podobnie jak w Tatrach Bielskich. Omawiamy tu jego wykształcenie litologiczne, wiek oraz stosunek do margli i wapieni plamistych hoterywu.

Wracamy następnie do wylotu doliny, skąd udajemy się na Wawrzeczkową Cyrhlę. Tu oglądamy odkrywki warstw zakopiańskich fliszu podhalańskiego z piękną mikrotektoniką fałdową.

Trasa prowadzi nas dalej do dolinki spadającej spod hali Płaśnia na Wawrzeczkową Cyrhlę. Dolinką tą udajemy się w górę do odkrywek domeru, przecinając kolejno: eocen numulitowy (wapienie numulitowe, piaskowce dolomitowe i zlepieńce), kredę dolną (hoteryw), tyton, malm, dogger i toark-aalen (w facji płytowych wapieni plamistych). Od pierwszej odkrywki rogowcowych, płytowych, plamistych wapieni domeru wracamy na Wawrzeczkową Cyrhlę, skąd poprzez eocen Koziarczysk i wylot potoku Skalnity dochodzimy do kontaktu zlepieńców eocenu z domerem w dolinie tegoż potoku. Idąc w górę tym potokiem mijamy po drodze słabo odkryty domer i dochodzimy do szerokiej, synklinalnej strefy toarku-aalenu, wykształconego tu jako wapniste margle i łupki posidoniowe, z podrzędnymi wkładkami wapieni i piaskowców, z fauną amonitową i z *Posidonomya alpina* (facja posidoniowo-fliszowa toarku-aalenu).

Idąc w górę potoku mijamy tektoniczny kontakt toarku-aalenu z lotaryngiem, który w strefie Kopek Sołtysich składa się z wapieni płytowych i margli wapnistych, plamistych, silnie krzemionkowych i rogowcowych.

W profilu pod Krzywaniem odsłaniają się spongiolity domeru w plamistej facji, nad którymi leżą tu jasne wapienie płytowe z belemnitami (pliensbach ?), a wyżej — wapienie plamiste lotaryngu i łupki gresteńskie dolnego liasu. Zboczami doliny Skalnitego między Krzywaniem a Czerwonymi Brzeżkami (teren zakryty przez pokrywę transfluencyjnych moren lodowca Suchej Wody i napływami zboczowymi) trawersujemy do odkrywającego się w zboczach Czerwonych Brzeżków skrzyżowania strefy synklinalnej, rozdzielającej dwie główne dygitacje płaszczowiny regłowej dolnej rejonu Kopek Sołtysich — Krokwi (dygitacja dolna) i Kopek Sołtysich (dygitacja górna).

Skręt ten zbudowany jest tutaj z utworów lotaryngu, pliensbachu, domeru i radiolarytów doggeru-malmu.

Od Czerwonych Brzeżków idziemy ścieżką turystyczną pod Oстрыm Wierchem, który jest w całości zbudowany z dolnoliasowych kwarcytów, takich samych jak w Tatrach Bielskich.

Dochodzimy do rozległej Hali Waksmundzkiej, z której widać budowę północnych zboczy Koszystej i Małej Koszystej. Omawiamy tu budowę serii regłowej dolnej (dolny lias, retyk, kajper, trias środkowy), a także serii wierchowych (zob. wycieczka B₂).

Następnie dochodzimy do siodła Przysłopu Waksmundzkiego zbudowanego z kwarcytów dolnoliasowych.

Z Przysłopu Waksmundzkiego idziemy ścieżką na Gęsią Szyję. Na grzbiecie między Oстрыm Szczytem a Gęsią Szyją mijamy źle odsłoniętą serię utworów rogowcowych i marglistych liasu środkowego i górnego (?). Szczyt Gęsiej Szyi jest zbudowany z dolomitów środkowotriasowych, które oddzielone są od poprzednio opisanych utworów liasowych silnie wyciśniętym pasmem kajpru i kwarcytów dolnego liasu. Trias środkowy Gęsiej Szyi jest najstarszym elementem dygitacji Gęsiej Szyi opisanej przez

Rabowskiego i Goetla. Stosunek dygitacji Gęsiej Szyi do dygitacji Krokwi nie jest jeszcze w zupełności wyjaśniony.

Z Gęsiej Szyi odsłania się najpiękniejszy widok na Tatry Wysokie w otoczeniu Doliny Białej Wody.

Ze szczytu Gęsiej Szyi schodzimy na Rusinową Polanę. Z dolomitów środkowotriasowych wkraczamy niemal bezpośrednio w białe wapienie tytońskie. Na zboczu opadającym w stronę Doliny Waksmundzkiej ukazuje się cała seria górnego triasu i jury reglowej, silnie wyprasowana. Na wapieniach tytońskich leżą piaskowce, wapienie zbliżone do murańskich i margle neokomu widoczne w przecince leśnej nad Rusinową Polaną. W górnej części Rusinowej Polany na marglach neokomu leżą zlepieńce szare i czerwone eocenu. Zlepieńce te tworzą izolowany płat, zachowany w przedeoceńskim obniżeniu morfologicznym wywołanym depresją tektoniczną serii reglowej.

Na Rusinowej Polanie zachowała się stara pokrywa blokowa z czasu najstarszego zlodowacenia tatrzańskiego (pokrywa Hurkotnego). Pokrywa blokowa opada w dół do Doliny Filipki (znana transfluencja z Doliny Białej Wody).

Z Rusinowej Polany schodzimy do Doliny Filipki, przecinając po drodze kajper, retyk i lias dolny, dobrze odsłonięty przy kaplicy na Wiktorówkach. Dochodzimy do rozwidlenia Doliny Filipki, gdzie znajduje się kontakt fliszu podhalańskiego z utworami reglowymi.

Dnem Doliny Filipki dochodzimy do szosy do Morskiego Oka na Zazadniej, gdzie znajdują się stare pokrywy fluwioglacjalne.

Z Zazadniej wracamy autokarem do Zakopanego.

STANISŁAW SOKOŁOWSKI, KAZIMIERZ GUZIK

WYCIECZKA H3: Zakopane — Walczacki Wierch — Dolina Strążyska — Hala Strążyska — Czerwona Przełęcz — Mała Świnica — Hala Białego —
— Dolina Białego — Potok Białego — Żywczańskie — Zakopane

Z ulicy Kościeliskiej wchodzimy na Walczacki Wierch, który jest dobrym punktem widokowym, pozwalającym na zapoznanie się z morfologią i morfogenezą znacznej części kotliny zakopiańskiej.

Pod grzbietem Walczacki Wierch — Lipki od strony wschodniej rozpościera się szeroki stożek zakopiański Bystrego Potoku, z którym łączy się stożek potoku Strążyskiego. Obydwa stożki tworzą tu pokrywę z ostatniej fazy ostatniego zlodowacenia i z postglacjału, pokrywającą taras erozyjny, który — łącząc się z takim samym tarasem potoku Cichej Wody — jest w tym ostatnim pozbawiony akumulatów. Wzgórzem Gaśienicowego Wierchu i w głębi widoczne wzgórzka Krzeptówek, a także formy dolinne tej części kotliny zakopiańskiej powstały jako formy morfologiczne skutkiem działania erozji w okresie od oryńskiackiego stadiału i ostatniego glacjału, a także postglacjału (problem starych przepływów potoków tej części kotliny zakopiańskiej).

W okolicy wylotu Doliny Strążyskiej obserwujemy stare zatorfione przepływy potoku Strążyskiego (w kierunku W), a także strzępy osadów fluwioglacjalnych z pierwszej fazy ostatniego zlodowacenia (dyskusja nad morfogenezą kotliny zakopiańskiej).

Odcinek wylotu Doliny Strążyskiej — Hala Strążyska zob. wycieczka A₃.

Z Hali Strążyskiej idziemy na Czerwoną Przełęcz. Po drodze mijamy wychodnie dolnego liasu, retyku i kajpru.

Na Czerwonej Przełęczy odsłania się klasyczny profil strefy synklijinalnej Czerwonej Przełęczy. Sama przełęcz jest wypreparowana w czerwonych łupkach kajprowych południowego skrzydła synkliny. Ku południowi na granicy z dolomitami lądynu dygitacji Suchego Wierchu pojawia się dość gruba seria kwarcytów kajprowych. Ku północy na kajprze leżą wapienie retyckie z licznymi skamieniałościami (*Terebratula gregaria*, *Avicula contorta* i korale). Jądro synkliny stanowią łupki margliste z piaskowcami, należące do dolnego liasu. Przejście od liasu do północnego pasma retyku stanowią czerwonawe fliszowate piaskowce mikowe oraz nieregularne ławice marglisto-dolomitowe. Północne pasmo retyku stanowi charakterystyczną w profilu grani kulminację, od której na północ znajduje się mała przełęczka wypreparowana w pstrych iłolupkach kajprowych. Szczyt Małej Świnicy jest zbudowany z dolomitów i wapieni środkowotriasowych dygitacji Krokwi.

Z Czerwonej Przełęczy schodzimy na Halę Białego, w zachodnim odgałęzieniu Doliny Białego, gdzie znajduje się klasyczny profil kajpru z florą opisany przez Limanowskiego. Synklina Czerwonej Przełęczy rozszerza się tutaj, wskutek czego pojawia się szersze pasmo liasu dolnego, gdy północne pasmo górnego triasu uległo całkowitemu wyciśnięciu.

Idziemy ku północy Doliną Białego, przecinając całe pasmo środkowego triasu dygitacji Krokwi, zwracając uwagę na występujące tu wapienie gutensteińskie anizyku.

U wylotu doliny znajduje się kontakt serii reglowej z eocenem numulitowym. Dalszy opis trasy zob. wycieczka J₁.

MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI

WYCIECZKA II: Zakopane — Głodówka — Dolina Białej Wody — Dolina Rybiego Potoku — Świstówka — Dolina Pięciu Stawów Polskich —
— Dolina Roztoki — Wodogrzmoty Mickiewicza — Zakopane

G ł o d ó w k a (1158 m).

Odsłania się stąd doskonały i pouczający widok na Tatry, Rów Podtatrzański i Pogórze Gubałowskie. Widać, że garby pasa reglowego o wysokości obniżającej się ku pn. od 1500 — 1200 m znajdują przedłużenie w spłaszczonych garbach Pogórza Gubałowskiego, pochylonych ku północy od 1100 — 700 m. Te spłaszczenia reprezentują dolnoplioceniską powierzchnię zrównania.

Została ona rozcięta przez rzeki w okresie środkowego i górnego pliocenu (doliny systemu Czarnego Dunajca, Białego Dunajca i Białki). Wtedy też został wycięty w mało odpornych łupkach zakopiańskich rów podtatrzański.

W obrębie Tatr to rozcinanie wstecz postępujące sięgnęło w dolinach krótkich oraz zbudowanych ze skał o mniejszej odporności aż po obszary źródłowe. Natomiast w dolinach głównych nie zostały odmłodzone górne odcinki, przeważnie zbudowane ze skał o większej odporności, głównie krystalicznych. Te wysoko położone nie odmłodzone odcinki dolin dolnopliocenijskich znajdowały się w czasie każdego zlodowacenia powyżej granicy wiecznego śniegu, toteż stawały się w okresie plejstocenijskim doskonałymi zbiornikami mas firnowych. Dzięki temu doliny niecałkowicie odmłodzone były w okresie plejstocenijskim zlodowacone, natomiast doliny całkowicie odmłodzone nie były zlodowacone. Te zbiorniki — nie odmłodzone odcinki dolin — miały różną pojemność zależnie od ich rozmiarów i głębokości. Dużą w słabo odmłodzonych Tatrach Wysokich, małą w silnie odmłodzonych Tatrach Zachodnich. Pod wpływem działalności mas firnowo-lodowych te zbiorniki zostały przeobrażone w kotły lodowcowe, a stopień przeobrażenia zależał od pojemności zbiornika i objętości masy firnowo-lodowej, zmagazynowanej w tym zbiorniku. W Tatrach Wysokich, gdzie rozmiary odmłodzenia górnopliocenijskiego były stosunkowo małe, powstały z nie odmłodzonych odcinków dolin bardzo duże zbiorniki. Dzięki temu rozmiary zlodowacenia tej części Tatr były również duże. W Tatrach Zachodnich rozmiary zlodowacenia były znacznie mniejsze, bo pojemność zbiorników firnowych była nieduża. Lodowce były tu znacznie krótsze i nie wychodziły z obszaru Tatr.

Z tego wynika, że w zlodowaceniach Tatr większą rolę odegrały warunki morfologiczne aniżeli ekspozycja klimatyczna.

Wierch Poroniec—Hurkotne (1104.9 m) na skrzyżowaniu dróg.

Odsłonięcia o wysokości do 3 m.: na nierównym podłożu, zbudowanym z eocenijskich łupków ilastych leży pokrywa morenowa o miąższości do 1,5 m (głina żółta z głazami o średnicy do 2 m, głazy przeważnie granitowe, kanciaste i zaokrąglone, mało zwietrzałe). W obniżeniach wyciętych we fliszu widać w spągu pokrywy morenowej materiał dobrze obtoczony o średnicy do 30 m ze śladami transportu wodnego.

Wierch Poroniec—Hurkotne (1100.8 m), dawne klasyczne odsłonięcie wysokości do 4 m.

Głina żółta z ziarnami kwarcu oraz głazami o średnicy do 1 m. Przeważają głazy granitowe; wśród nich niektóre bardzo silnie zwietrzałe (całkowicie rozłożone) oraz inne nadwietrzałe, ze skorupami żelazistymi o grubości do 3 mm. Stosunkowo nieliczne są głazy kwarcytowe.

Te i inne odsłonięcia ujawniają budowę rozległej pokrywy morenowej, rozpościerającej się w kierunku południowym po Rusinową Polanę. Według Romera jest to fragment moreny dennej, wyścielającej dno doliny lodowcowej w okresie zlodowacenia drugiego (H). Halicki utwory o różnym stopniu zwietrzenia wiąże z dwukrotnym pobytom lodowca wylewającego się z doliny głównej na poziom preglacjalny, a mianowicie w okresie pierwszego i drugiego zlodowacenia. W tej po-

krywie znajduje się istotnie materiał starszy, ale jest on wymieszany z materiałem młodszym, słabo zwietrzałym i dlatego trudno tu mówić o dwóch pokrywach różnowiekowych. Jest to jedna pokrywa utworzona w okresie przedostatniego zlodowacenia (Riss, środkowopolskie), w której znalazły się także utwory starsze. O takim wieku świadczy stosunek do utworów ostatniego zlodowacenia, wcale dobry stan zachowania całej pokrywy poza odcinkami o większym nachyleniu, gdzie uległa silnej degradacji (np. Goły Wierch) oraz stosunkowo słabe zwietrzenie głazów granitowych (w pokrywach starszych granity są całkowicie rozłożone). Ten materiał został pozostawiony przez lodowiec Białej Wody, wylewający się po połączeniu z Waksmundzkim z głębokiej formy dolinnej na uprzednio (w pliocenie) zrównane obrzeżenie. Wierch Poroniec stanowi odpowiednik barków żłobu, ale w obecnej ich interpretacji. Tym można też wytłumaczyć możliwość uchowania się utworów starszych.

Żwirry znajdujące pod pokrywą morenową zostały osadzone w zagłębieniach podłoża przez wody marginalne towarzyszące krawędzi lodowca, a następnie przykryte przez niego, gdy wylał się z formy dolinnej.

Dolina Białej Wody

Jest to typowy żłób lodowcowy o szerokim dnie i stromych, często podciętych zboczach. Dno przeważnie płaskie zajmuje równina fluwioglacjalna, utworzona w okresie kataglacjalnym ostatniego zlodowacenia. Strop budują często utwory droбноziarniste, holoceni (powodziowe). W obrębie dna znajdują się też różnowiekowe stożki napływowe dopływów. Rzadkie są fragmenty równiny moreny dennej oraz wały moren czołowych. Zbocza są wyścielone do znacznych wysokości (— 300 m) moreną boczną ostatniego zlodowacenia oraz okryte stożkami usypiskowymi z okresu kataglacjalnego, dziś martwymi.

Łysa Polana (980 m)

Od północy zamyka ją szeroki wał moreny czołowej silnie zarównanej, w części wschodniej z licznymi wytopiskami. Na południe od tego wału rozpościera się zrównana powierzchnia moreny dennej z okresu ostatniego zlodowacenia. Ten fragment leży w wysokości 8—10 m np. Białki.

Las Palenica i Polana Palenica (970—990 m)

Szeroka równina akumulacyjna usypana przez Białą Wodę i jej dopływy u schyłku ostatniego zlodowacenia. Polana Palenica jest ograniczona od strony południowej potężnym stożkiem napływowym potoku Waksmundzkiego. Został on usypany w czasie recesji lodowca Waksmundzkiego, głównie w czasie postoju na wys. 1350 m (morena czołowa). Stożek ten opada stromą krawędzią o wysokości 3—6 m ku równinie akumulacyjnej doliny Białej Wody, jest więc od niej starszy.

Wodogrzmoty Mickiewicza (1099 m)

Wylot Doliny Roztoki zawieszony jest wskutek poszerzenia doliny walnej. Jest rozcięty głęboką gardzielą nawiązującą do przebiegu szczelin. U wylotu gardzieli widać wielki stożek napływowy przechodzący

w równinę fluwioglacjalną. U wylotu systemu żlebów spod Dziada leży potężny stożek usypiskowy z okresu kataglacjalnego, w holocenie głęboko rozcięty.

W a n t a (1160 m)

Wylot Doliny Rybiego Potoku, zawieszony został wskutek poszerzenia doliny walnej. Widać fragmenty moreny dennej (łożyska lodowcowego) po obu stronach potoku. To łożysko zostało rozcięte głęboką doliną (ca 30 m) w okresie recesji języka lodowcowego w głąb Doliny Rybiego Potoku.

D o l i n a R y b i e g o P o t o k u

Dolina lodowcowa wisząca. Dno wyścielone jest grubo moreną denną, zachowaną szczególnie dobrze po prawej stronie (dawniej uważano te utwory za moreny boczne). W równinę morenową z licznymi formami wytopiskowymi wcięta jest od 5 do 20 m rynnna Rybiego Potoku o dnie starasowanym. Zachowały się dwa systemy tarasów fluwioglacjalnych pochodzenia erozyjnego. Górny odcinek doliny jest przegłębiany i zajęty przez Morskie Oko (jezioro dolinne, a nie karowe). Zbocza Opalonego okryte są moreną boczną do wysokości 1450 m, poza tym zbocza przykrywają potężne stożki usypiskowe z okresu kataglacjalnego, dziś tylko rozcinane. Powyżej zbocze skalne jest ponacinane żlebami. Do tych szerokich a stromościennych żlebów nawiązuje rozwój zboczy. Mianowicie żleby tatrzańskie osiągają profil równowagi przy nachyleniu około 30° . Przy takim nachyleniu materiał dostarczany przez wietrzenie jest odprowadzany i nie następuje ani rozcinanie, ani zasypywanie żlebu. Natomiast pod wpływem wietrzenia i odpadania odbywa się boczne cofanie jego ścian i żleb uzyskuje profil doliny płaskodennej. Pomiedzy płaskodennymi żlebami wznoszą się wówczas stromościenne grzędy, rozbijane na coraz mniejsze części. To doprowadza do powstawania stoków nazwanych „szczotami”. Są to stoki strome, ale dosyć już wyrównane, o nachyleniu $30 - 35^\circ$, ponad które sterczą pojedyncze skałki (np. stok Gładkiego). Zniszczenie skałek doprowadza do powstania stoku jednolitego o nachyleniu około 30° . Tego rodzaju procesy osiągały największe rozmiary w okresach glacialnych. W fazie maksymalnego rozprzestrzenienia lodowców materiał był zabierany przez lodowce, w fazie kataglacjalnej po wycofaniu się lodowca z tego odcinka gruz był gromadzony u wylotu dalej rozwijających się żlebów w postaci rozległych stożków, dziś tylko rozcinanych. Żleby Miedzianego i Opalonego czynne są na wiosnę (lawiny) oraz po ulewach (rzeki kamieniste).

K o ł o p. 1360.3 m

Wał moreny czołowej utworzony jest przez język lodowcowy, ponownie nasuwający się (morena stadialna). To nasunięcie o długości co najmniej 1 km (o czym świadczą moreny boczne) nastąpiło po uprzednim cofnięciu się lodowca do basenu Morskiego Oka i rozcięciu łożyska lodowcowego (moreny dennej).

Wał morenowy przechodzi w poziom tarasowy o wysokości około 6 — 4 m. Poniżej tego poziomu zachowały się fragmenty tarasu o wysokości około 1 m, utworzonego przez wody proglacjalne w okresie postaju na morenie czołowej Morskiego Oka.

Morskie Oko (1393 m)

Ma 34,5 ha powierzchni i 50,8 m głębokości. Zamknięte jest rygłem skalnym, na którym wznosi się wał moreny czołowej o wysokości do 20 m, przechodzącej w poziom tarasowy o wysokości 1—2 m. Misa Morskiego Oka powstała wskutek przegłębienia górnego odcinka Doliny Rybiego Potoku przez lodowce, spływające z kotła Czarnego Stawu (1579 m) i Doliny Za Mnichem (1800 m).

W Dolinie Za Mnichem na upłazach rozwinęła się typowa rzeźba fieldowa. Mutony i rynny międzymutonowe nawiązują do przebiegu szczelin. Do przebiegu szczelin nawiązują też wszystkie żleby. U ich wylotu rozpościerają się potężne stożki usypiskowe, szczególnie typowe w otoczeniu Morskiego Oka. Od wschodu i zachodu, gdzie zbiega się mniej urwiste i grzbiety niższe (—2000—2200 m) znajdują się stożki martwe, pokryte roślinnością, dziś tylko rozcinane; zostały one usypane w okresie kataglacjalnym ostatniego zlodowacenia. Od południa, gdzie strome ściany i wysokie granie (do 2499 m) rozpościerają się u wylotu długich żlebów, leżą stożki allochtoniczne, zbudowane z materiału dostarczanego żlebami z bardzo dużych wysokości (piętro subniwalne). Ponadto w dużych wysokościach (Kohy, Dolina Za Mnichem i in.) rozrastają się do dzisiaj stożki autochtoniczne.

Hała Gładkie (1700 m)

Ma zbocza pomarszczone ruchami złaziskowymi; przy krawędzi Doliny Roztoki rynna podłużna rozwijająca się wzdłuż odklucia.

Dolina Świstówki (1820 m)

Zamknięta jest dwoma wałami moreny czołowej. Widoczne są w nich liczne formy wytopiskowe. Kocioł został wypełniony zwałami moreny powierzchniowej.

Świstówka (1762 m)

Widok na Dolinę Pięciu Stawów Polskich.

Dolina Pięciu Stawów Polskich

Jest ona oddzielona wysokim progiem z Sikławą (70 m) od Doliny Roztoki. Dolina Pięciu Stawów Polskich jest odcinkiem doliny dolnopliocenińskiej, nie odmłodzonej w górnym pliocenie, a silnie przeobrażonej przez masy firnowo-lodowe w ciągu trzech okresów lodowcowych. Z okresów starszych pochodzą fragmenty starych den tego ogromnego zbiornika firnowego, położone w wysokości 1700—1720 m oraz 1750—1800 m. Do tego zbiornika głównego stale, choć nierównomiernie pogłębianego spływały masy firnowo-lodowe z otaczających dolin: Pustej, Pod Kołem, pod Czarną Ławką, Szpiglasowej, pod Hrubym, Miedzianym i Opalonym Wierchem. Dolina Pięciu Stawów uzyskała tak dużą szerokość wskutek zniszczenia dolnych odcinków grzęd między tymi bocznymi dolinami. Masy lodowe, spływające z tych dolinek zamienianych w kotły lodowcowe, przegłębiały w miejscach ujścia do lodowca głównego jego dno. Stąd głębokie misy i rynny Stawu Czarnego, Wielkiego i Przedniego. Wymienione spłaszczenia denne nie mają nic wspólnego z „barkami żłobu”, choćby dlatego, że występują w obszarze

zbiornika firnowego, a nie żłobu lodowcowego. Te podstawowe wiadomości nie zostały uwzględnione w rozważaniach M. H a k e n b e r g a na temat morfologii glacialnej tej doliny.

Przebieg deglacjacji w Dolinie Pięciu Stawów znaczą wały moreny czołowej i zwały moreny powierzchniowej. Przed Przednim Stawem znajdują się trzy wały morenowe, zaokrąglone przez procesy soliflukcyjne, czynne w okresie schyłkowym ostatniego zlodowacenia (pokrywy solifl. na stoku moreny). Dwa młodsze wały są urozmaicone licznymi formami wytopiskowymi. Zostały one utworzone u czoła zwartej jeszcze masy lodowcowej. Po rozpadnięciu się tej masy wskutek deglacjacji frontalnej nastąpiło wyodrębnienie się samodzielnych języków lodowcowych, ograniczonych do bocznych dolinek. U ich czoł stagnujących oraz nasuwających się powstały znowu wały morenowe w wys. 1800 — 1900 m.

W obrębie kotłów panowała deglacjacja aeralna. Stąd ogromne zwały moreny powierzchniowej w obrębie kotłów lodowcowych (Buczynowy, Pusty, Pod Kołem, Pod Hrubym, Miedzianym i in.) oraz wały zsypankowe. Poniżej progu z Sikławą ciągnie się żłób lodowcowy. Powstał on wskutek przeobrażenia, głównie poszerzenia młodej doliny górnośląskiej. Dno jest wąskie, w jego obrębie zachowały się małe fragmenty teras. U podnóża Czuby (1428 m) uchowała się niespokojna powierzchnia moreny dennej pełna zagłębień wytopiskowych. Wznosi się ona 15 — 20 m nad dno doliny.

Stoki Doliny Roztoki są okryte potężnymi stożkami usypiskowymi z fazy kataglacjalnej ostatniego zlodowacenia. Świadczą one łącznie z gęstą siecią żłobów o ogromnej degradacji Tatr w tym okresie. Okresy kataglacjalne (i prawdopodobnie anaglacjalne) były okresami intensywnego niszczenia Tatr o rzeźbie glacialnej. Natomiast rozmiary niszczenia w okresie holocenijskim okazały się bardzo małe.

MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI

WYCIECZKA I2: Dolina Małej Łąki — Hala Mała Łąka — Przysłop Miętusi — Dolina Miętusia — Brama Kraszewskiego — Hala Pisana — Hala Smytnia — Dolina Tomanowa — Zakopane

U wylotu doliny Małej Łąki znajdują się trzy poziomy tarasowe o wysokości:

1 — 2 m
10 — 12 m
35 — 40 m

Taras niski o wysokości 1 — 2 m buduje tłok żwirowy, złożony z otoczków głównie wapiennych o średnicy do 80 cm. Ta pokrywa jest związana z okresem ostatniego zlodowacenia (H a l i c k i). Taras o wysokości 10 — 12 m ma cokół fliszowy, na którym leży 2-metrowa pokrywa żwirowa, złożona z otoczków głównie wapiennych o średnicy do 60 cm. Ten poziom znajduje się po prawej stronie i przechodzi w obniżenie, któ-

rzym biegnie droga do Zakopanego. Jest to stara rynna wód Małej Łąki z okresu przedostatniego zlodowacenia (Halicki), prawdopodobnie z drugiej fazy tego zlodowacenia.

Taras o wysokości 35 — 40 m zaznacza się po obu stronach wylotu doliny wyraźnymi spłaszczeniami. Na cokole skalnym leży pokrywa zbudowana z grubych (do 80 cm) otoczków wapiennych, kwarcytowych i krystalicznych. Ten poziom ze względu na mały stopień zwietrzenia otoczków należy prawdopodobnie odnieść do starszej fazy przedostatniego zlodowacenia.

Odcinek Doliny Małej Łąki od wylotu z Tatr do progu o wysokości 120 m nie był zlodowacony. Jest to odcinek doliny rzecznej. Jego dno zajmuje równina akumulacyjna, zbudowana z otoczków i obtoczonych głazów o wielkości rosnącej w górę doliny do powyżej 2 m. Budują one pokrywę fluwioglacjalną, usypaną przez wody proglacjalne lodowca Małej Łąki w okresie ostatniego zlodowacenia. U podnóży stoków na tej pokrywie fluwioglacjalnej w osi doliny silnie rozmytej i obniżonej spoczywają zwały materiału stokowego, złożone w fazie kataglacjalnej ostatniego zlodowacenia, w warunkach klimatu jeszcze peryglacjalnego.

Próg o wysokości 120 m oddziela dolinę rzeczną od doliny lodowcowej. Jest to próg erozyjno-strukturalny, utworzony na granicy utworów różnej odporności i przepuszczalności. Próg założony w pliocenie został podkreślony w plejstocenie działalnością wód proglacjalnych. W okresie ostatniego zlodowacenia został częściowo przykryty przez język lodowcowy, a następnie został rozcięty przez wody cofającego się lodowca. Formy w jego obrębie są pochodzenia erozyjnego i nie powstały wskutek akumulacji glacialnej.

Hała Małej Łąki (1173 m). Widok na górną część Doliny Małej Łąki posiadającej cechy żłobu lodowcowego. Ta dolina zamknięta jest 3 wałami morenowymi zaokrąglonymi w fazie kataglacjalnej przez procesy soliflukcyjne, między nimi leżą charakterystyczne zagłębienia wytopiskowe. Dno doliny lodowcowej jest płaskie, bo zostało wyścielone osadami recesyjnymi wód proglacjalnych. Na zboczach zwały i głazy moreny bocznej sięgają do wysokości 70 — 90 m nad dno doliny. Niższy wał moreny bocznej o wysokości około 15 m powstał wskutek nagromadzenia materiału morenowego między degradowanym zboczem a krawędzią martwego lodu, nie przylegającą ściśle do stoku.

Ścieżka na Przysłop Miętusi przecina wał moreny bocznej. Przysłop Miętusi (1187 m) reprezentuje przełęcz wypreparowaną w mało odpornych łupkach kajprowych.

Dolina Miętusia. Spod schroniska widok na Dolinę Miętusią. Odcinek górny o przebiegu mniej więcej południkowym był zlodowacony i jest zamknięty podwójnym wałem moreny czołowej. Przez wał zewnętrzny została podparta boczna dolinka spod Hrubego Regła i wskutek tego została częściowo zasypana. Wały morenowe zostały silnie zaokrąglone w fazie kataglacjalnej. Szerokie dno zajmuje równina akumulacji proglacjalnej. W górnej części doliny leżą dwa kotły lodowcowe Litworowy (1820 m) i Mułowy (1800 m), a pod nimi kocioł Wielkiej Świstówki (1350 m), w którym łączyły się masy lodowe spadające z obu górnych kotłów.

Odcinek dolny Doliny Małej Łąki o kierunku wschód-zachód nie został zlodowacony. Jego dno wyściela pokrywa fluwioglacjalna, przechodząca w pokrywę wyścielającą dno Doliny Kościeliskiej.

Dolina Kościeliska od wylotu z Tatr po Halę Smytnią (krzyż W. Pola) nie była zlodowacona. Jej dno o różnej szerokości zajmuje pokrywa fluwioglacjalna osadzona przez wody proglacjalne lodowca kościeliskiego. Na tej pokrywie rozpościerają się u wylotów bocznych dolinek duże stożki napływowe, osadzone w fazie kataglacjalnej ostatniego zlodowacenia, dziś rozcinane (Kira Miętusia). W nawiązaniu do budowy geologicznej, różnej oporności skał, zaznaczają się rozszerzenia (w obrębie margli kredowych) i zwężenia dolinne (w obrębie wapieni triasowych i jurajskich). W zwężeniach dolinnych o cechach jarów, zwanych „bramami” (Kantaka, Kraszewskiego, Raptawicka) zachowały się fragmenty starych poziomów dolinnych w wysokości 10 — 15 m, 20 — 30 m i 50 — 55 m.

W rozszerzeniu Pisanej Hali (1019 m) stoki Organów i Stółów mają cechy progów strukturalnych, w których utwory pasywne (wapienie) są podścielane utworami aktywnymi, solifluidalnymi (margle). Często utwory stokowe spoczywają na pokrywie fluwioglacjalnej. Jest to rezultat procesów zarówno peryglacjalnych fazy kataglacjalnej, jak i postglacjalnych.

Halą Smytnią (1060 m). Widok na górną część dorzecza Kościeliskiego potoku. Ta część była zlodowacona, toteż doliny są szerokie, a w ich zamknięciach widać kotły lodowcowe o stosunkowo niedużych rozmiarach. To wiąże się z większym zasięgiem odmłodzenia górnopliocenińskiego tej części Tatr, zbudowanej ze skał mniej odpornych aniżeli Tatry Wysokie. Dlatego dawne, nie odmłodzone odcinki dolinne zostały stosunkowo słabo przeobrażone. Były one mało pojemne i spływały z nich stosunkowo krótkie języki lodowcowe. Najsilniejsze przeobrażenie wykazuje „złożony kocioł” Pysznej. W obrębie Hali Smytniej po obu stronach doliny leżą wały moreny boczno-czołowej lodowca kościeliskiego. U wylotu Doliny Smytniej i Tomanowej wielkie stożki napływowe zostały osadzone w fazie kataglacjalnej ostatniego zlodowacenia oraz charakterystyczne tarasy recesyjne.

Dolina Tomanowa koło mostu 1175 m. W obrębie dna taras proglacjalny o wysokości 5—6 m oraz taras niższy o wysokości 1—1,5 m. Na północny zachód od polany aż po kotę 1156 rozpościera się duży fragment równiny moreny dennej, silnie zabagniony. To szerokie łóżysko lodowca Tomanowego zostało głęboko rozcięte przez potok Tomanowy w okresie kataglacjalnym (postój na morenach Hali Tomanowej) i postglacjalnym. Po obu stronach doliny zachowały się doskonale wały moreny bocznej o analogicznej wysokości 80 m nad dno doliny.

Ścieżką na prawą morenę boczną. Stąd widok na Kotły Smreczyńskie i krajobraz morenowy Doliny Tomanowej i Smreczyńskiej. Idziemy ścieżką do Stawu Smreczyńskiego (1226 m) poprzez lewą morenę boczną. Staw Smreczyński został podparty tym wałem morenowym oraz dużym stożkiem napływowym rozpościerającym się u wylotu doliny spod Kopy. Powrót Doliną Kościeliską do Kir, a stąd autokarem do Zakopanego.

MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI

WYCIECZKA I3: Zakopane — Poronin — Szaflary — Bukowina — Głodówka — Wierch Poroniec — Dolina Białej Wody — Hurkotna — Toporowe Stawki — Toporowa Cyrhla — Jaszczurówka — Bystre — Zakopane

Z Zakopanego doliną Białego Dunajca, o cechach przełomu strukturalnego, do Szaflar.

Szaflary — Kamieniołom (640 m)

Na niewyrównanej powierzchni wapiennej oraz w jamach krasowych wyścielonych rdzawą gliną zwietrzelinową spoczywa utwór uważany przez Małkowskiego, Romera i Gołąbą za glinę morenową lodowca tatrzańskiego, a przez B. Halickiego, A. Halicką i Klimaszewskiego za pokrywę fluwioglacjalną.

Utwór ten na pierwszy rzut oka robi wrażenie gliny morenowej, bo dobrze obtoczone, nie zwietrzałe bloki kwarcytowe o średnicy do 0,8 m tkwią w masie gliniasto-piaszczystej o barwie żółtej. Jednakże przy dokładnym studiowaniu odsłoneń wyciętych w tej „glinie” widać zarysy całkowicie rozłożonych otoczków granitowych, ściśle do siebie przylegających (takie odsłoneńca przygotowała i zademonstrowała uczestnikom wycieczki prof. A. Halicka). Między nimi tkwią zwietrzałe otoczki piaszkowcowe oraz nie zwietrzałe kwarcytowe. Jest to tłok żwirowy, a więc utwór fluwioglacjalny. Przemawia za tym również współczynnik zaokrąglenia otoczków kwarcytowych o średnicy 4—6 cm (maks. 300 do 500). Ponadto wobec stwierdzenia pliocenówskich rysów rzeźby Tatr nie można sobie wyobrazić, by ze stosunkowo małych zbiorników firnowych (w dorzeczu Białego Dunajca) mogły spłynąć aż tak daleko masy lodowcowe. Objętość pokrywy piedmontowej (Romer), a nawet języka lodowcowego (Gołąb) przekraczałyby wielokrotnie objętość pola firnowego.

Jest to zatem pokrywa fluwioglacjalna z okresu pierwszego zlodowacenia (Mindel, krakowskiego). Jamy zaś krasowe mogły być formowane pod pierwotnie przepuszczalną pokrywą żwirową (Halicki). Ta pokrywa żwirowa jest całkowicie podobna, zwłaszcza stopniem zwietrzenia do pokrywy tłoku żwirowego z okresu pierwszego zlodowacenia (Mindel) odsłaniającej się w dolnej części Wielkiej Żółtej Ściany na południowym stoku Tatr.

Głodówka

Widok z poglądem na rozwój Tatr patrz wycieczka I₃.

Wierch Poroniec

Pokrywa morenowa Hurkotnego patrz wycieczka I₁.

Toporowe Stawy

Od Brzezin (leśniczówka) idziemy ścieżką na wysoki wał moreny czołowej lodowca Suchoj Wody. Za wałem morenowym zagłębienie z Toporowym Stawem (1087 m, pow. 0,6 ha, głębokość ca 6 m) oraz liczne formy wytopiskowe. Ten typowy krajobraz czołowo-morenowy powstał w okresie ostatniego zlodowacenia i znaczy maksymalny zasięg lodowca Suchoj Wody. Świadczy o tym świeżość form zarówno morenowych, jak i wyto-

piskowych. Ta część obszaru morenowego jest dziełem lodowca Suchej Wody. W części wschodniej (po morenę boczną Kobyły), zajętej przez lodowiec Pańszczycy, widoczne są stare rysy rzeźby preglacjalnej, maskowanej pokrywą utworów morenowych. Wpływ rzeźby preglacjalnej (trzeciorderowej) na zasięg i granice ostatniego zlodowacenia zaznacza się w tym całym obszarze bardzo wyraźnie (spiętrzanie i przelewanie się mas lodowcowych).

Rzadkie dolinki nieckowate świadczą o przeobrażeniu peryglacjalnym obszaru morenowego w okresie kataglacialnym, a ich zawieszenie nad dnami wytopisk pozwala na twierdzenie, że formy wytopiskowe powstawały (podobnie jak na niżu) później, w okresie postglacialnym.

B y s t r e (920 m)

Na cokole skalnym o wysokości 10 m leżą grube żwiry tatrzańskie usypane przez wody lodowcowe Bystrej w okresie przedostatniego zlodowacenia. Ten stary stożek fluwioglacialny rozpościera się w kierunku Pardołówki.

R o n d o — Z a k o p a n e (900—800 m)

Przeważna część Zakopanego leży na stożku fluwioglacialnym, usypanym przez wody proglacialne lodowca Bystrej w okresie ostatniego zlodowacenia. Stożek zazębia się w Kuźnicach z moreną boczo-czołową tego lodowca (czołowa silnie przemyta). Zbudowany jest z grubych otoczków o średnicy malejącej w kierunku podstawy stożka. W odsłonięciu na Chramcówkach, gdzie opada wysoką ścianą ku dolinie Zakopianki odsłania się jego budowa. Na cokole skalnym o wysokości 5,5 m spoczywają żwiry przeważnie wapienne (wapień i dolomity 50%, piaskowce 20%, krystaliczne 20%) o miąższości 1,5 m, a dopiero na nich warstwa żwirów przeważnie granitowych (70—80%) o miąższości 5 m (Rajwa).

Żwiry z przewagą otoczków wapiennych pochodzą z okresu anaglacialnego, gdy obszar krystaliczny był już zlodowacony i dostarczał mało materiału ubogim wodom proglacialnym. Seria żwirów głównie granitowych została osadzona w okresie maksymalnego rozprzestrzenienia oraz w kataglacialnym (tu stożek był nadsypywany, a nie rozcinany), gdy wody odprowadzały materiał morenowy, dostarczany z obszarów krystalicznych. Stożek zakopiański zazębiał się bocznie ze stożkami niweofluwialnymi (peryglacialnymi) potoku Białego i Strażyskiego.

JÓZEF GOŁĄB

WYCIECZKA J1: Zakopane — Gubałówka — Pająkówka (ewentualnie Kotelnica) — Ubocz — Ustup — Bachledzki Wierch — Potok Białego — Jaszczurówka — potok Chłabówka — potok Poroniec — Poronin — Zakopane

Wjeżdżamy kolejką na Gubałówkę, skąd oglądamy panoramę Tatr i Podhala. Widoczne są strefy geomorfologiczne (trzon krystaliczny, strefa wierchowa, regle, rów podtatrzański, a od północy — wzgórze Podhala —

zob. wycieczka A₁). Na wschodzie widzimy dział wodny Rolów Wierch — Ząb, przebiegający z północy na południe i łączy się tu z równoleżnikowym Pasmem Gubałowskim (Gubałówka — Butorów — Palenica). Wyraźnie widoczne jest obniżenie szczytów w środku Podhala. Na zachodzie zaznacza się odosobniony stożek Ostrysza. Z dala widoczny jest Domański Wierch i pas skałkowy szaflarsko-starobystrzański, na horyzoncie zaś — kotlina orawsko-nowotarska zamknięta pasmem Babiej Góry. Widać również wzniesienie Żelaźnicy, a dalej na wschodzie pasmo Gorców z Turbaczem. Rozcięcie dolinowe Podhala przez dobrze widoczny potok Ratułowski wytwarza deniwelacje o amplitudzie około 220 m między Nowym Bystrem i Gubałówką oraz około 300 m między Cichą Wodą (w Zakopanem) a Gubałówką. Geomorfologia jest tutaj wyraźnie uzależniona od litologii i tektoniki. Z Gubałówki schodzimy w dół ku północy (ok. 180 m), obserwując po drodze nisze osuwiskowe, drobne progi morfologiczne i wycieki. We wcięciu widać warstwy łupkowe z decymetrowymi ławicami piaskowców, które obcięte są stojącymi prostopadle warstwami drobnoławicowymi (jedna z dyslokacji na północnym stoku Gubałówki). Poniżej aż do rozwidlenia potoków widoczne są gruboławicowe piaskowce należące do dolnych warstw chochołowskich, które tworzą bądź progi, bądź płyty w dnie potoku.

Wracamy na Gubałówkę i przechodzimy ku zachodowi drogą grzbietową na Pająkówkę. W odkrywkach widoczne są tu łupki z drobnymi ławicami piaskowców, należące do łupkowej serii warstw chochołowskich, oraz warstwa bentonitowa. Około 10 m niżej znajduje się źródło uskokowe.

Wracamy do stacji kolejki na Gubałówce, a następnie idziemy dalej ku wschodowi, skąd widoczna jest piękna panorama od Tatr Wysokich przez Tatry Bielskie, Podhale z zarysowującymi się na horyzoncie Pieninami, do Gorców. Schodzimy wzdłuż grzbietu około 150 m na Kotelnicę, gdzie oglądamy żywe osuwisko powstałe w 1957 r., a ciągle się powiększające. Widzimy tu wyraźne nisze, rowy, ponory, garby i podcięcie węgła domu. Wzdłuż Kotelnicy schodzimy do szpitala, skąd przejeżdżamy autokarem na Ustup.

W podciętych zboczach czoła osuwiska Bachledzkiego Wierchu widać wysadzinę fliszu, wycieki i źródła osuwiskowe. We wcięciu poprzecznym obserwujemy wyraźne zafałdowania osuwiskowe łupkowej serii warstw zakopiańskich.

Przechodzimy około 300 m pod wiaduktem na osuwisko. Widoczne są tu garby, nisze osuwiskowe i sztuczny stok ochronny. Jest to osuwisko żywe z dennym rotacyjnym przemieszczeniem warstw skalnych. Przejeżdżamy autokarem na Ubocz.

W potoku Ubocz, w górnych warstwach zakopiańskich, widoczne są dyslokacje typu nieciągłego i przejściowego (na dyslokacji powstał mały wodospad). Jest to jeden z typów dyslokacji występujących na południowym stoku Gubałówki.

Przejeżdżamy autokarem przez Zakopane do potoku Białego i idziemy około 600 m wzdłuż potoku w górę.

Widoczne są tu dolne warstwy zakopiańskie, w kilku punktach wyraźnie zafałdowane i przecięte dyslokacjami podłużnymi i poprzecznymi. W serii czarnych łupków z przeławiczeniami piaskowców trafiają się tu

wkładki dolomitów krzemienistych. W odległości kilkudziesięciu metrów od regli pojawiają się spągowe piaskowce warstw zakopiańskich. Za skretem wzdłuż równoleżnikowego przebiegu potoku widać wkładki szybko wyklinowujących się zlepieńców złożonych prawie wyłącznie z otoczków dolomitowych. W małym starym łomiku widać silnie spękane wapienie numulitowe, które oddzielone są od fliszu dyslokacją (część dyslokacji podreglowej). Przebieg dyslokacji widoczny jest w potoku i zaznacza się w równoległym do regli wcięciu od strony zachodniej. Poza utworami fliszowymi widać tu przecięte stożki (przynajmniej 3), a na granicy fliszu i utworów stożkowych — silne wycieki i źródła.

Powrotna droga prowadzi nas przez stożek Białego złożony z materiału dolomitowego. Od potoku Białego przejeżdżamy autokarem do Jaszczurówki.

Przy wejściu do kąpieliska znajduje się wkop, w którym zaznacza się uskok na granicy zlepieńcowych wapieni numulitowych i fliszu. Jest to część dyslokacji podreglowej. Na terenie kąpieliska widoczne są ujęcia wód zimnych (temperatura ok. 14° C) i wód ciepliczych (temperatura ok. 20° C); w odwierconym tu otworze badawczym temperatura była zmienna, zależna od infiltracji potoku Olczyskiego.

Przechodzimy w górę potoku około 150 m. W zboczach odsłaniają się kolejno: górne zlepieńce warstw numulitowych, wapienie numulitowe, łupkowane wapienie gruboławicowe, wapienie numulitowe przechodzące w drobno- a dalej w gruboziarniste zlepieńce, wreszcie okrucowiec z fragmentami skalnymi dochodzącymi do 50 cm średnicy, leżący na nierównej powierzchni dolomitów triasowych dygitacji Krokwi. Na kontakcie warstw numulitowych i dolomitów istnieją szczeliny i ponor, który przy badaniach zasolenia wykazał łączność z otworem badawczym i wszystkimi ujęciami na terenie kąpieliska.

Przechodzimy drogą do Morskiego Oka i na zakręcie obserwujemy źródło powstałe na dyslokacji fliszowej (temperatura ok. 6,4° C) oraz wylew fliszowo-wapienny, na granicy wapieni numulitowych i fliszu, a za kapliczką Witkiewicza — wylew krasowo-dyslokacyjny z warstw numulitowych. Na północ od Jaszczurówki na wysokości słuzy są widoczne silnie zdyslokowane warstwy zakopiańskie (przedłużenie dyslokacji Młyniska). Przejeżdżamy autokarem do Chłabówki, a następnie dochodzimy około 400 m w dół potoku Chłabówka do dyslokacji Młyniska, przebiegającej przez strefę dolnych warstw zakopiańskich (czarne łupki z mułowcami dolomitycznymi i ze sferodolomitami). Zaznacza się tu wyraźna wielokierunkowość dyslokacji o ogólnej tendencji wschód-zachód.

Z Chłabówki jedziemy autokarem przez Jaszczurówkę i Zakopane do Poronina.

Ku wschodowi nad Porońcem (przejście ok. 200 m) widoczne są przejściowe warstwy zakopiańskie (łupki z wkładkami piaskowców) leżące tu bardzo spokojnie. Ku południowi tworzą one wygięcie fleksurowe, a nieco dalej w górę potoku widać ześlizg (osuwisko) gruboławicowych piaskowców. Widoczne są tu różne rodzaje zaburzeń — od spokojnie zapadających warstw przez lekko sfałowane, aż do sfałowań nerkowych i wyraźnych wstecznych zafałowań. Miejscami są tu widoczne sprasowane łupki spągowe i śródwarstwowe oraz hieroglify. Cała ta zaburzona seria jest przykryta niezgodnie spokojnie ułożonymi warstwami fliszu.

Wracamy do Poronina, gdzie koło wiaduktu obserwujemy w Białym Dunajcu równoległe i poprzeczne dyslokacje z wyraźnymi druzgotami, lustrami i gładziami.

Z Poronina wracamy autokarem do Zakopanego.

KRYSTYNA GRZYBEK, ANDRZEJ RADOMSKI

WYCIECZKA J2: Zakopane — Szaflary — Nowy Targ — Czorsztyn —
— Niedzica — Kacwińska Rzeka — Łapszanka i Łapsze — Białka przy
moście Trybskim — Czarna Góra — Bukowina — Zakopane

Z Zakopanego jedziemy autokarem przez Poronin, mijając na zachodzie Pasma Gubałowskie, a na wschodzie — Galicową Grape, zbudowane z piaskowców wyższych ogniw fliszu podhalańskiego.

Dojeżdżamy do Szaflar, gdzie znajduje się granica fliszu podhalańskiego z pienińskim pasem skałkowym.

Sledzimy profil dolnych ogniw fliszu podhalańskiego w dnie Białego Dunajca i na jego lewym brzegu. Są to piaskowce i łupki z wkładkami zlepieńców, zawierające faunę numulitową.

Przy ujściu potoku Lubelskiego w korycie Białego Dunajca odsłania się kompleks łupkowy zawierający kilka poziomów sferodolomitów; niektóre z nich mają otoczaki piaskowcowe. Warstwy upadają łagodnie ku południowi; w pobliżu granicy z pasem skałkowym upady rosna, stają się pionowe i przechodzą w odwrócone, północne. Świadczy to o tym, że warstwy pasa skałkowego są tu nasunięte wstecz na flisz podhalański, który podsuwa się nieco pod pas skałkowy. Z fliszem podhalańskim graniczą tu margle globotruncanowe, a dalej ku północy radiolaryty malmu i transgredujące na nie senońskie zlepieńce upohlawskie z licznymi egzytykami oraz inne ogniwa stratygraficzne pasa skałkowego.

Znad Białego Dunajca dochodzimy do szosy w Szaflarach i jedziemy autokarem na północ, w stronę Nowego Targu. Na wschód od szosy mijamy skałę Ranysborg („Skałka z Krzyżem”), zbudowaną przeważnie z radiolarytów tytonu-neokomu serii pienińskiej, a przy stacji w Szaflarach mijamy kamieniołom, w którym eksploatowane są wapienie krynoidowe bajosu serii czorsztyńskiej. Odsłania się tu słynna morena szafarska (zob. wycieczka I₃ i J₃).

Nowy Targ leży już w rozległej kotlinie nowotarskiej na obszarze fliszu magurskiego. Z Nowego Targu jedziemy na wschód szosą do Czorsztyna, gdzie znów wjeżdżamy w pieniński pas skałkowy, który przecinamy mijając zamek czorsztyński i niedzicki, i dojeżdżamy do wsi Niedzica.

Oglądamy profil fliszu podhalańskiego w rzece Kacwińskiej na odcinku od Niedzicy do Kacwina.

Warstwy odsłaniające się w rzece Kacwińskiej należą do dolnego ogniw fliszu podhalańskiego. We wsi Niedzica w rzece Niedziczance widoczny jest kontakt tektoniczny fliszu podhalańskiego z pienińskim pasem skałkowym. W wysokim odsłonięciu i w dnie potoku widać silnie zaburzone

margle, należące do górnokredowych serii skałkowych. Do nich przylega od S strefa brekcji tektonicznej składająca się przeważnie z osadów fliszu podhalańskiego. Szerokość strefy zbrekcjowanej wynosi około 300 m. Do brekcji przylegają od południa warstwy fliszu podhalańskiego składające się z naprzemianległych piaskowców i łupków z wkładkami mułowców dolomitycznych i sferodolomitami.

W dnje potoku i w jego prawym brzegu widoczny jest fragment osuwiska podmorskiego zawierającego materiał egzotykowy. Obok młyńskiej zapory w lewym brzegu potoku odsłania się seria piaskowców dolomitycznych z łupkami ciemnymi i menilitowymi.

Idąc dalej w kierunku południowym widzimy, że warstwy fliszu, początkowo ustawione stromo (w pobliżu kontaktu z pasem skałkowym), leżą coraz bardziej płasko. Znaczniejszych zaburzeń tektonicznych nie obserwuje się. W odległości około 1250 m od pasa skałkowego występuje w profilu rzeki Kacwińskiej strefa zaburzeń tektonicznych. W wysokim odsłonięciu na lewym brzegu rzeki widoczny jest fałd obalony z kierunku N ku S. Jest to północna strefa zaburzeń tektonicznych; szerokość jej w tym profilu wynosi około 400 m.

W kierunku południowym zaburzenia słabną i zanikają. W skarpie odsłaniają się warstwy łupków czarnych z cienkimi ławicami piaskowców i sferodolomitami, które tworzą tu kilkanaście poziomów.

We wsi Kacwin koło kościoła odsłania się na wodospadzie gruba ławica piaskowca zawierająca materiał zlepieńcowy w swych dolnych partiach, który ku górze przechodzi w drobny piasek.

W skarpie rzeki Kacwińskiej we wsi Kacwin odsłania się ławica piaskowca o charakterze osuwiskowym, stanowiącym przejście między warstwowaniem konwolutnym a strukturą fałdów sedymentacyjnych typu ześlizgowego. Nad ławicą występuje żyła klastyczna intrudująca w łupkach.

Z Kacwina dojeżdżamy do Niedzicy, gdzie oglądamy odsłonięcia w potoku Złatniańskim.

Występujące w tym profilu ławice piaskowców mają przeważnie warstwowanie złożone. W dolnej części ławic występuje warstwowanie frakcjonalne, a częste są tu zlepieńce. Ku górze obserwuje się warstwowanie laminowane i przekątne. Laminy bywają pofałdkowane, tworząc typ warstwowania konwolutnego. Piaskowce te wietrzejąc dają struktury skorupowe. Zdarzają się ławice piaskowców o warstwowaniu frakcjonalnym wielokrotnym. W profilu tym występują dwa typy łupków — czarne i menilitowe. W kompleksach łupkowych występują sferodolomity. Ponadto obserwuje się szereg osuwisk podmorskich z egzotykami.

Przejeżdżamy do odsłonięcia w Łapszance na E od wsi Łapsze Niżne.

W potoku Łapszanka w odległości 1 km od wsi Łapsze Niżne w dół potoku występują żyły klastyczne intrudujące w łupkach. Żyły przecinają ławiczki drobnoziarnistych piaskowców o warstwowaniu laminowanym i przekątnym. Obserwuje się rozrywanie ławiczek ponad intrudującymi żyłami. W zachodniej części odsłonięcia widoczna jest żyła, która biegnie poziomo, tworząc rodzaj fałszywej ławicy. Ponad partią z żyłami występuje ławica o charakterze osuwiskowym.

Dojeżdżamy do Łapsz Niżnych, a następnie do Wyżnych. W potoku Łapszanka i w odsłonięciach przy szosie obserwuje się przebieg północnej strefy zaburzeń tektonicznych. Widać szereg uskoków, fałdów, a na nie-

których ławicach hieroglify występujące na górnych powierzchniach oraz warstwowanie frakcjonalne odwrócone.

Przez wieś Trybsz dojeżdżamy do mostu na Białce.

W korycie rzeki pod mostem ukazują się ławice piaskowców warstwowane frakcjonalnie z przewarstwieniami łupków czarnych i menilitowych, w których tkwią sferodolomity. Piaskowce gruboławicowe mają struktury osuwiskowe, zanurzające się przez podwinięcia i zafałdowania znajdujących się w nich wkładek łupkowych. W odkrywce odsłania się również osuwisko podmorskie oraz ławica egzotykowa.

Przez wieś Trybsz dojeżdżamy do mostu na Białce.

W odsłonięciu na Czarnej Górze obserwuje się przejście sedymentacyjne między dolnymi a górnymi warstwami fliszu podhalańskiego. W dolnej części odsłonięcia występują ciemne łupki i piaskowce. Łupki zawierają wkładki mułowców dolomitycznych. W górnych partiach odsłonięcia łupki stają się jasne, szare, przeławiczone cienkimi ławicami piaskowców i nie zawierają sferodolomitów ani mułowców dolomitycznych. Piaskowce są jednorodne lub mają warstwowanie laminowane i przekątne. Często spotyka się typ warstwowania złożony, składający się z warstwowania przekątnego w dolnych partiach ławic i laminowanego w górnych. Warstwowanie przekątne, hieroglify prądowe i wleczeniowe mają na ogół kierunki równoleżnikowe z W ku E. Występują tu również liczne hieroglify organiczne.

Wykształcenie górnych warstw fliszu podhalańskiego facji łupkowo-piaskowcowej na polskim Spiszu i we wschodniej części Podhala różni się od wykształcenia analogicznego poziomu w części zachodniej. Z powodu tych różnic została wyróżniona facja czarnogórska dla tego typu wykształcenia osadów fliszu podhalańskiego.

Dojeżdżamy do Bukowiny i oglądamy odsłonięcie na Bukowińskiej Grapie.

Odsłaniają się tu dolne części górnych warstw fliszu podhalańskiego: jest to seria składająca się z grubych ławic piaskowca jednorodnego, a laminowanego w górnych częściach. W skarpie odsłaniają się ławice osuwiskowe z toczeńcami piaszczystymi i fragmentami porozrywanych ławic.

Z Bukowiny, skąd mamy wspaniały widok na Tatry Wysokie i Bielskie, jedziemy szosą do Poronina, a następnie do Zakopanego (zob. wycieczki A₁ i I₃).

JÓZEF GOŁĄB, BRONISŁAW HALICKI, ANDRZEJ RADOMSKI

WYCIECZKA J3: Zakopane — Szaflary — Nowy Targ — Czarny Dunajec — Chochołów — Ciche — Dzianisz — Witów — Potok Magura --
— Płazówka — Kiry — Zakopane

Z Zakopanego jedziemy do Poronina znaną już nam trasą (zob. wycieczka J₁), a następnie przez Biały Dunajec dojeżdżamy do Szaflar, gdzie w dnie Białego Dunajca odsłania się kontakt fliszu Podhala z pienińskim pasem skałkowym (zob. wycieczka J₂). Dojeżdżamy do kamieniołomu

w Szaflarach, gdzie oglądamy powierzchnię krasową na białych wapieniach krynoidowych bajosu serii czorsztyńskiej. W licznych lejach znajdują się tu gliny krasowe, przykryte gliną z głazami i fragmentami skalnymi (m. in. graniakami) pochodzącymi z Tatr (m. in. rzadkie granity i bardzo liczne kwarcyty) oraz z pasa skałkowego. Jest to tzw. morena szaflarska, uważana za morenę najstarszego zlodowacenia tatrzańskiego, podczas którego lodowce wyszły daleko na przedpole Tatr. Według innych poglądów jest to fluwioglacjał tego zlodowacenia.

Przecinamy pieniński pas skałkowy i wjeżdżamy do kotliny nowotarcko-orawskiej. Nowy Targ leży już na obszarze fliszu magurskiego. W Rogoźniku zbliżamy się znów do pasa skałkowego, który ginie dalej na zachód przykryty młodszymi utworami mioceńskimi, plioceńskimi i plejstoceńskimi. Z pienińskim pasem skałkowym graniczą dolne ogniwa fliszu Podhala (warstwy zakopiańskie — warstwy podhalańskie dolne), w facji szaflarsko-maruszyńskiej, w których można również wyróżnić północny odpowiednik warstw z Kozińca.

Mijamy Czarny Dunajec. Rabunkowa eksploatacja żwirów wywołała tu intensywną erozję denną, a w związku z tym obniżenie zwierciadła wód podziemnych.

Dojeżdżamy do Chochołowa, skąd idziemy około 3 km do Cichego.

W lewym brzegu potoku Cichego odsłaniają się tu silnie zaburzone warstwy zakopiańskie, które przykryte są odwróconą serią łupkowo-piaszkową. Obserwuje się tu obalenie warstw z kierunku N na S oraz szereg uskoków. Jest to tzw. nasunięcie Pasieki.

W kilku odsłonięciach widać tu hieroglify występujące na górnych powierzchniach ławic oraz warstwowanie frakcjonalne odwrócone.

Wracamy do Chochołowa, gdzie oglądamy odsłonięcia w profilu rzeki Czarny Dunajec między mostami na szosie Chochołów — Sucha Hora a Chochołów — Witów. Widoczne są tu warstwy chochołowskie dolne (warstwy podhalańskie dolne). Jest to kompleks piaszkowcowy z cienkimi wkładkami łupków szarych. Przeważają piaskowce jednorodne w stropowych partiach laminowane oraz ławice o warstwowaniu frakcjonalnym. W ławicach o warstwowaniu frakcjonalnym występują wkładki zlepieńca egzotykowego, a na powierzchni warstwy zlepieńca tkwią liczne sferodolomity. Zlepieńce z egzotykami tworzą wypiętrzenie antyklinalne, a warstwy mają ogólny upad na południe. Ławice piaszkowców wykazują wyraźne poślizgi i gładzie z rysami świadczącymi o wzajemnym przemieszczeniu. Na N od mostu przy szosie Chochołów — Witów w lewym brzegu rzeki widać tkwiące w łupkach ławice mułowców dolomitycznych.

W kierunku południowym w skarpie prawego brzegu Czarnego Dunajca odsłaniają się warstwy piaszkowców tworzących górne ogniwo fliszu podhalańskiego (warstwy podhalańskie górne, wykształcone w zachodniej części Podhala w piaszczystej facji chochołowskiej (górną część warstw chochołowskich). Są to piaskowce gruboławicowe, jednorodne lub warstwowane frakcjonalnie z wkładkami łupków ilastych stalowoszarych.

W północnej części Witowa około 600 m na południe od mostu na Czarnym Dunajcu odsłonięte są w brzegu rzeki ły piaszczyste z egzotykami, wyraźnie spękane, o charakterze spływowym, nieregularnie uwarstwione, ku stropowi bardziej łupkowe. Dalej ku południowi widać po-

dobne utwory z okruchami zlepieńców i piaskowców frakcjonalnie uwarstwionych, wygiętych stromo pod wpływem nacisku leżących niezgodnie wyższych serii. Ogólny upad warstw ma kierunek południowy. Na granicy obu zdyslokowanych serii znajduje się wyraźny druzgot tektoniczny. Jest to tzw. nasunięcie Ostrysza.

Dojeżdżamy autokarem do Dzianisza. Na wysokości Ostrysza obserwujemy spągowe warstwy ostryskie z piaskowcami, w których są widoczne struktury spływowe i wirowe.

Dojeżdżamy autokarem do południowej części Witowa. W prawym brzegu Dunajca odsłania się tu seria ilów piaszczystych z egzotykami i piaskowcami spływowymi. W silnie zdiagenezowanych ilach egzotykowych znajdują się liczne okruchy i otoczaki kwarcytów, dolomitów, łupków krzemionkowych itp. Niektóre okruchy mają wygładzone ściany i są pokryte rysami. Ogólny upad warstw ku południowi.

Przechodzimy następnie wzdłuż potoku Magura, gdzie widoczne są warstwy chochołowskie. Wśród ławic o normalnej sedymentacji fliszowej obserwujemy utwory o typie osuwisk podmorskich. Dalej na południe odsłaniają się warstwy egzotykowe z licznymi otoczakami i okruchami z wygładzonymi powierzchniami oraz rysami.

Dojeżdżamy autokarem do rejonu Płazówki, a następnie dochodzimy do Czarnego Dunajca, gdzie odsłonięte są warstwy chochołowskie (warstwy podhalańskie górne). Widoczne są tu hieroglify wleczeniowe w postaci długich wałków prostoliniowych z charakterystycznym bruzdkowaniem na powierzchni. Ponadto występują tu hieroglify prądowe i organiczne.

Jedziemy przez Kiry; koło Gronika mijamy odkrywkę warstw zakopiańskich z florą eoceńską i wjeżdżamy do kotliny zakopiańskiej.