A C T A G E O L O G I C A P O L O N I C A

Vol. XV 1965 No. 4

WOJCIECH JAROSZEWSKI

Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach

STRESZCZENIE: Górna część Doliny Kościeliskiej w Tatrach zbudowana jest z utworów metamorficznych i granitoidów, należących do trzonu krystalicznego Tatr, oraz z autochtonicznej pokrywy osadowej. Z punktu widzenia polowych obserwacji geologicznych, utwory metamorficzne reprezentują kompleks parametamorficzny, będący produktem litogenezy i metamorfozy waryscyjskiej. Granitoidy w stosunku do diastrofizmu waryscyjskiego są późnoorogeniczne, mają charakter zasadniczo plutoniczny, a w stropowych partiach i w obrębie osłony metamorficznej — metasomatyczny. Serie osadowe należą do cyklu alpejskiego. Nowe skartowanie terenu i analiza statystyczna dokonanych pomiarów tektonicznych wykazały, że utwory krystaliczne doznały w okresie waryscyjskim dość słabych zaburzeń o charakterze brachyfałdowym. Orogeneza alpejska miała natomiast w krystaliniku charakter dysjunktywny, a w pokrywie osadowej — mieszany. Analiza dokonanych obserwacji na tle całych Tatr wskazuje na to, że główne kierunki waryscyjskie w Tatrach były prawdopodobnie prostopadłe do tych, jakie przyjmowano dotąd, a mianowicie miały przebieg od N-S do NE-SW. Górotwórczość alpejska natomiast, prawdopodobnie w krystaliniku całych Tatr, spowodowała m.in. powstanie wielkich dyslokacji; bloki, ograniczone tymi dyslokacjami, reprezentują znane w Tatrach od dawna elewacje i depresje transwersalne. W fazach alpejskich w krystaliniku powstały też liczne mikrostruktury, zwłaszcza lustra i rysy ślizgowe, a miejscami też złupkowacenie z pękania i mikrofałdy.

Opracowanie niniejsze obejmuje fragment polskich Tatr Zachodnich w granicach źródłowego obszaru Doliny Kościeliskiej. Na terenie tym występują utwory metamorficzne i granitoidy trzonu krystalicznego Tatr oraz seria osadowa triasu, stanowiąca autochtoniczną pokrywę tego trzonu. Około 50% terenu przykrywa gruby płaszcz osadów plejstoceńskich.

Celem tego opracowania było wykonanie mapy geologicznej, która mogłaby być podstawą dla przyszłych badań petrograficznych, oraz rozpoznanie tektoniki. Dla tych celów konieczne było także elementarne opracowanie petrograficzne. Praca dzieli się więc na część ogólną, petrograficzną i tektoniczną. Główną treścią tej pracy jest jednak tektonika; wobec braku miejsca część petrograficzna zawiera tylko gotowe wnioski z materiału, który w kompletnej formie publikuję osobno (Jaroszewski 1966, w druku).

Praca wykonana została pod kierunkiem Prof. E. Passendorfera, któremu zawdzięczam troskliwą opiekę aż do uciążliwych wypraw tere-

nowych włącznie. Winienem też wdzięczność Prof. H. Teisseyre'owi za cenne uwagi na tematy tektoniczne, Prof. K. Guzikowi za wielokrotną wszechstronną pomoc i udostępnienie mi materiałów aerofotograficznych, Doc. Z. Kotańskiemu za liczne dyskusje na tematy tatrzańskie, stałe zainteresowanie postępem pracy i udział w sprawdzaniu jej wyników. Dr J. Burchartowi zawdzięczam natomiast bardzo duży i mozolny trud nad sprawdzeniem i poprawieniem całego materiału petrograficznego, oraz liczne wskazówki i uwagi, które wykorzystałem w tej pracy.

Część ogólna

HISTORIA DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Pomijając najstarsze prace tatrzańskie, które dla rozpatrywanego obszaru mają wartość już tylko historyczną, jego pierwsze i zresztą jedyne dotąd pełne opracowanie wykonał B. Świderski (1922). Praca jego zawiera mapkę geologiczną w skali około 1 : 40 000. Zarówno tekst jak mapka mają znaczenie przede wszystkim dla utworów osadowych; w tej dziedzinie obserwacje Świderskiego są bardzo solidne, zwłaszcza jeśli chodzi o przebieg granicy utworów osadowych z krystalicznymi. Obraz kartograficzny utworów krystalicznych przy tej skali i tylko dwóch wydzieleniach nie mógł być oczywiście zbyt precyzyjny.

Podobne znaczenie dla utworów krystalicznych, jak praca Świderskiego dla pokrywy osadowej, ma znany, podstawowy artykuł S. Kreutza (1930). Stanowi on podsumowanie petrograficznych badań tego autora prowadzonych głównie w Tatrach Zachodnich. Jak wiadomo, niektóre idee Kreutza były na owe czasy bardzo nowoczesne, a i dziś wiele z nich nie straciło aktualności. Niestety jednak szczegółowe obserwacje tego autora i sporządzona przez niego mapa (fide S. Sokołowski 1960) nie doczekały się publikacji.

Prócz Kreutza prace petrograficzne w Tatrach Zachodnich prowadzili zwłaszcza J. Morozewicz (1891), W. Pawlica (1914) i S. Jaskólski (1924).

Rezultaty badań nad krystalinikiem Tatr zinterpretował tektonicznie F. Rabowski (1938), przedstawiając jedyną w polskim piśmiennictwie syntezę tektoniki całego trzonu krystalicznego. Praca ta wraz z załączoną do niej schematyczną mapką ma dla rozpatrywanego terenu wartość porównawczą. Inne prace F. Rabowskiego są istotne głównie dla interpretacji tektoniki pokrywy osadowej, poczynając od podstawowych dla tektoniki Tatr osadowych rozpraw z lat 1925 i 1931, kończąc na wydanych już po wojnie: mapie serii wierchowych (1955; obejmuje ona tylko skrawki opisywanego terenu) i zbiorze materiałów rękopiśmiennych (1959).

Po wojnie została zestawiona z dawnych i nowych materiałów pierwsza szczegółowa mapa omawianego obszaru w ramach edycji Mapy Geologicznej Tatr Polskich 1 : 10 000. Teren, o którym mowa, mieści się na arkuszach Kominy Tylkowe, Kamienista i wkracza małym skrawkiem na ark. Wołowiec. Autorami odnośnych części tych arkuszy są K. Guzik, A. Michalik i F. Rabowski, w tym całe podłoże krystaliczne opracował A. Michalik, a pokrywę czwartorzędową K. Guzik. Mapa ma charakter półodkryty. W osadowej części terenu jest w pełni zakryta, a ponieważ część tę cechuje mała ilość dobrych odsłonięć i trzeba się tu opierać głównie na zwietrzelinie oraz kryteriach pośrednich, w porównaniu ze zdjęciem Świderskiego mapa ta przynosi tu niewiele nowych danych (dla starszego podłoża — poza po raz pierwszy opracowanym czwartorzędem). Zestawienie mapy z materiałów o bardzo różnej wartości musiało spowodować nawet pewne błędy.

Niestety, błędy te są zjawiskiem nagminnym na obszarze krystalicznym. Co gorsza, autor tej części (A. Michalik) zdecydował się na znaczne odkrycie niejednokrotnie całkiem nie odsłoniętych trawiastych grzbietów, równocześnie podając tylko znikomą ilość danych pomiarowych. W rezultacie zostały utożsamione wychodnie o bardzo różnym stopniu wiarygodności, a cała mapa straciła obiektywizm. Niemal zupełny brak pomiarów, szczególnie dotkliwy na obszarze krystalicznym, uniemożliwia tektoniczne wykorzystanie mapy. Uwagi na temat niektórych wydzieleń podaję w opracowaniu petrograficznym (Jaroszewski 1966, w druku).

Badania S. Kreutza nad petrografią krystaliniku Tatr Zachodnich kontynuuje A. Gaweł ze swoimi współpracownikami. Wyniki tych prac, dotyczące m.in. Doliny Kościeliskiej, ukazały się drukiem w kilku artykułach (zwłaszcza A. Gaweł 1952, 1959a, 1959b); wraz z rezultatami Kreutza są one główną podstawą petrograficzną mego opracowania. Szkoda, że wykonane przez Gawła zdjęcie geologiczne (fide S. Sokołowski 1960) nie zostało opublikowane, poza drobnoskalowymi mapami przeglądowymi Karpat 1 : 200 000 i 1 : 300 000.

Powojenne prace nad utworami osadowymi omawianego terenu to przede wszystkim publikacja Z. Kotańskiego (1956) o kampilu i część badań P. Roniewicza (1959) nad seisem. Piszący te słowa opublikował w r. 1963 wyniki badań nad tektoniką serii osadowej.

Na koniec wypada wspomnieć o nowszych pracach o szerszym zasięgu, mających znaczenie porównawcze. Są to: praca A. Michalika (1955), przynosząca próbę rewizji tektoniki serii autochtonicznej i podstawowa, syntetyczna rozprawa Z. Kotańskiego (1961). Dla porównań i szerszych rekonstrukcji tektonicznych istotne są też wyniki badań trzonu krystalicznego po stronie słowackiej. Reprezentuje je przede wszystkim praca A. Gorka (1959), będąca podsumowaniem tych badań prowadzonych przez autora i jego współpracowników. Inny artykuł Gorka (1958) dotyczy częściowo wprost pogranicznej strefy Doliny Kościeliskiej.

METODY PRACY

Zastosowane metody opracowania danych scharakteryzowane są w razie potrzeby w odpowiednich miejscach tekstu. Jeżeli chodzi o rejestrację danych, to podstawą jej było kartowanie. Kartowałem na podkładzie stereofotogramów lotniczych, głównie pionowych w skali około 1 : 10 000, częściowo też ukośnych. Powyższa podziałka, której nie można było powiększyć, na obszarze krystalicznym zmusiła do przyjęcia specjalnej konwencji kartograficznej, polegającej na kartowaniu całych zespołów skalnych (patrz część petrograficzna). Lokalizowałem się metodą identyfikacji z dokładnością około 0,5 mm. Niektóre marszruty udokumentowałem profilami w skalach 1:750—1:3000, wykonanymi metodą ciągów klizimetrowych, kontrolowanych przez mapę fotogrametryczną i fotogramy lotnicze.

Po wykonaniu zdjęć terenowych przeprowadziłem na tych zdjęciach częściową interpretację przebiegu granic ogniw osadowych (częściowe odkrycie mapy), wykorzystując granice skartowane i fotointerpretację pod stereoskopem zwierciadlanym.

Dla ostatecznego zestawienia mapy, wobec braku możliwości własnego opracowania autograficznego, użyłem jako bazy powiększonej mapy fotogrametrycznej 1 : 20 000. Przeniesienie treści zdjęć terenowych na ten podkład przeprowadziłem dla niewielkich odcinków skartowanych na fotogramach ukośnych — metodą identyfikacji, zaś dla zasadniczego obszaru pokrytego fotogramami pionowymi — metodą fotoreambulacji optycznej. Zastosowanie tej metody w terenie górskim jest oczywiście nieco ryzykowne, w warunkach tutejszych nachyleń zboczy okazało się jednak możliwe. Pokryto fotogramy i podkład gęstą siecią punktów nawiązań (punktów identycznych), zestrajano kolejno jak najmniejsze, możliwie płaskie odcinki zboczy przy pomocy na ogół co najmniej 4 punktów i po nałożeniu na fotogram odpowiedniego odcinka zdjęcia terenowego, przenoszono jego treść na padkład zbiorczy. Sposób ten, chociaż uciążliwy (konieczne było kilkudziesięciokrotne powtórzenie wyżej wymienionych operacji), okazał się nawet stosunkowo szybki.

Po zestawieniu całej mapy przeprowadziłem pewną interpretację granic zespołów utworów krystalicznych pomiędzy bliskimi wychodniami stwierdzonymi w terenie. Obszar górnego piętra Doliny Kościeliskiej jest słabo odsłonięty, toteż zdjęcie ściśle zakryte niewiele może powiedzieć o jego budowie.

TERMINOLOGIA

Poniżej podaję zestawienie tych spośród użytych terminów, które mogłyby nie być rozumiane jednoznacznie, oraz kilku tych, które sam wprowadziłem dla potrzeb niniejszej pracy. Dla jednych i drugich przytaczam najbardziej rozpowszechnione odpowiedniki w językach, w któ-

rych terminy te zostały już zdefiniowane (z reguły angielskie). Dla niektórych z tych terminów przyjąłem brzmienie polskie nieco odmienne od już wprowadzonego do naszej literatury, co tłumaczy się chęcią zachowania jednolitych zasad terminologicznych dla całej pracy. Dyskusja terminologiczna i systematyczna, zwłaszcza w zakresie tektoniki, jest odrębnym i szerszym problemem, przekraczającym ramy tego opracowania. Dla terminów, które mimo odpowiedników obcojęzycznych mogą być rozumiane w różny sposób, oraz dla tych, dla których takich odpowiedników nie udało mi się znaleźć, przytoczyłem krótkie wyjaśnienie własnego sposobu ich rozumienia.

Tekstura linijna — linear structure.
Foliacja — foliation. Tutaj: płasko-równoległa orientacja teksturalna, pochodząca z ułożenia składników.
Laminacja — lamination.
Lustro ślizgowe — slickenside. Powierzchnia skalna wygładzona w wyniku dokonanego wzdłuż niej ruchu.
Rysy ślizgowe — striae. Rysy na powierzchniach skalnych spowodowane przez ich wzajemne przemieszczenie.
Cios — jointing.
Cios ze ścinania — shear jointing.
Cios z rozrywania — tension jointing.
Cios pierzasty — feather jointing, Fiederklüfte.
Cios podłużny — longitudinal jointing. Wszystkie systemy ciosu mniej więcej równoległe do płaszczyzny osiowej fałdu lub kierunku orientacji teksturalnej w skale.
Cios ławicowy — tutaj: cios równoległy do uławicenia (uwarstwienia w skałach osadowych, powierzchni zróżnicowania mineralnego lub strukturalnego w skałach krystalicznych).
Sprzężone systemy ciosu — conjugate joints system.
Złupkowacenie — cleavage. Równoległe lub mniej więcej równoległe (w ramach 1 systemu) powierzchnie nieciągłości mechanicznej w skale, o odstępach co najwyżej około 1 cala.
Złupkowanie — schistosity. Złupkowacenie, któremu towarzyszy wyraźna rekrystalizacja minerałów w kierunku jego płaszczyzn.
Kliważ — tutaj: złupkowacenie lub złupkowanie — bez rozróżnienia, o które z nich chodzi.
Kliważ ławicowy — bedding cleavage. Kliważ równoległy do uławicenia.
Kliważ tnący — tutaj: kliważ nie równoległy do uławicenia.
Kliważ osiowy — axial-plane cleavage.
Kliważ pręcikowy — linear cleavage, roubiková břidličnatost.
Kliważ z pękania — fracture cleavage.
Fałd koncentryczny — concentric fold.
Fałd analogiczny — similar fold.

Fałd ze zginania — true fold, flexure fold.
Fałd ze ścinania — shear fold, slip fold.
Fałd z płynięcia — flow fold, flowage fold.
Kongruencja, inkongruencja — congruity, incongruity.
Drobne fałdy (mikrofałdy) — microfolds. Przyjęto graniczną amplitudę 1 m.
Fałdki — rumples. Przyjęto zakres amplitudy od 0,5 cm do 1 dcm.
Zmarszczki tektoniczne — wrinkles, crinkles, gaufrage. Przyjęto graniczną amplitudę 0,5 cm.
Fałdy (fałdki) ciągnione — drag folds.

Część petrograficzna

MATERIAŁ SKALNY

Skały opisywanego obszaru można podzielić na następujące grupy: osłona metamorficzna (głównego granitoidowego masywu Tatr), granity i leukokratyczne granodioryty, utwory migmatytowe i produkty ewentualnej częściowej granityzacji, produkty przemian mineralnych młodszych od głównej metamorfozy, skały o niepewnym charakterze, utwory osadowe, produkty mineralizacji.

Osłona metamorficzna, złożona głównie z amfibolitów i różnego rodzaju gnejsów, jest w świetle obserwacji polowych serią parametamorficzną o znacznej zmienności pionowej. Przemawia za tym:

1. jej bogate zróżnicowanie na naprzemianległe ławice o różnym składzie, wybitnie zmienne w kierunku pionowym (na przestrzeni często kilku — kilkunastu centymetrów), natomiast dużo konsekwentniej utrzymujące swój charakter w kierunku obocznym. Zjawisko to ujawnia się zarówno na szczegółowych profilach litologicznych (tabl. I), jak na mapie (tabl. II);

2. fakt, że powyższa zmienność zupełnie nie zależy od sąsiedztwa dużych mas granitowych;

3. obecność tekstur, które mogłyby być reliktami tekstur osadowych.

Co się tyczy wieku zasadniczej metamorfozy i, jak się zdaje, związanego z nią plutonizmu oraz starszej, przedalpejskiej górotwórczości, na razie wypada zgodzić się z panującą opinią, że jest on waryscyjski. Przemawiają za tym datowania bezwzględne wykonane m.in. przez J. Kantora (1959). B. Zoubek (1960), który jest autorem tezy o przedkambryjskim wieku zarówno osadów, jak metamorfizmu i plutonizmu Tatro-Weporydów, sam przyznaje, że na wiek ten nie ma żadnych dowodów stratygraficznych i jednoznacznego potwierdzenia w geochronologii bezwzględnej, zaś podany przez niego skład petrograficzny paleozoiku

spisko-gemerskiego w świetle ostatnich obserwacji w metamorfiku naszych Tatr wcale nie jest odeń zasadniczo odmienny.

Dodać wypada, że jeżeli chodzi o amfibolity, to z punktu widzenia cech terenowych mogłyby być one zarówno byłymi utworami osadowymi, jak pyroklastycznymi; trudno je natomiast sobie wyobrazić jako skały głębinowe lub wulkaniczne, jak to na ogół dotąd przyjmowano.

W grupie *granitów* i *granodiorytów* dominują odmiany wybitnie leukokratyczne, albitowo-muskowitowe. Z punktu widzenia cech terenowych, wśród skał tych, które w dalszym ciągu zwane są skrótowo granitami, można wyróżnić 4 typy:

Typ 1 — to ukazujące się w intersekcji na dużych obszarach masy granitowe (tabl. II), będące zresztą zapewne wychodniami stropowych partii jednego wielkiego ciała granitowego. Ciało to w głównej swej masie ma prawdopodobnie genezę magmową, za czym przemawia:

1. jego ostry kontrast z osłoną w skali całego terenu;
2. widoczna np. w Suchej Dolince Tomanowej prawidłowość zmian endokontaktowych w miarę zbliżania się ku osłonie;
3. fakt, że głębiej położone enklawy mają położenie niezależne od tektoniki osłony;
4. obecność na omawianym obszarze żył pegmatytowych i aplitowych, prawdopodobnie pochodzenia niemetasomatycznego.

Niewątpliwie jednak w stropowych partiach omawianej masy granitowej wzrastała rola metasomatozy, na co wskazują:

1. nieostre granice granitów i ich zazębianie się z osłoną — w skali poszczególnych profilów;
2. częste tu enklawy, miejscami typu skialitów, zawsze zgodne z foliacją granitu i zwykle — z foliacją osłony;
3. częsta tu foliacja granitu, zwykle zgodna z foliacją osłony.

Dwa ostatnie zjawiska omówione są bliżej w tektonicznej części pracy.

Typ 2 granitów to również dość duże masy, jednak o składzie niejednorodnym, przeładowane reliktowymi partiami gnejsowymi o wybitnie nieostrych granicach. Kompleksy tego typu występują jedynie w południowo-zachodniej części terenu, między stropem mas granitowych typu 1 a właściwą osłoną metamorficzną (tabl. II). Geneza tych kompleksów jest niejasna, budzi się jednak podejrzenie, że może tu chodzić o partie osłony metamorficznej, będące terenem homogenizujących, ale nie doprowadzonych do końca procesów granityzacyjnych.

Geneza metasomatyczna (tu na sposób selektywny) jest najbardziej prawdopodobna w odniesieniu do *typu 3* granitów, tworzącego liczne wtrącenia w serii metamorficznej — w postaci cienkich nieraz ławic aż do izolowanych soczew i gniazd (tabl. I). Ilość tych ciał zupełnie nie zależy od odległości i charakteru kontaktu z dużymi masami granitowymi typu 1. Granity typu 3 megaskopowo nie wykazują endokontaktowych

zmian termicznych, a cechują je częste stopniowe przejścia do skał otaczających, zmienność tekstury i obecność enklaw, jak się zdaje, typu skialitowego. Prawdopodobnie do tej odmiany granitów odnoszą się uwagi A. Gawła (1959a) o roli granityzacji w krystaliniku zachodniotatrzańskim.

Typ 4 granitów to utwory w formie żył, złożonych przeważnie z odmian aplitowych bądź pegmatytowych, a przecinających w poprzek foliację serii metamorficznej i granity pozostałych typów. Żyły te są więc od pozostałych granitów choć trochę młodsze, tym bardziej, że bywają predysponowane systemem ciosu, który przecina inne ciała granitowe. Trudno rozstrzygnąć, czy chodzi tu o rzeczywiste żyły typu magmowego, czy o typ „replacement dikes"; pewne obserwacje mikroskopowe przemawiają za pierwszą możliwością.

Następną, nader rozpowszechnioną grupą skał są różne *utwory migmatytowe*. Nazwa ta używana jest tu oczywiście w znaczeniu czysto opisowym, obejmując dość szeroki wachlarz odmian cechujących się wybitną orientacją teksturalną pochodzącą z rozmieszczenia składników. Poczynając od S. Kreutza (1930) zwykło się uważać tatrzańskie utwory mieszane za łupki iniekowane. Ostatnio jednak A. Gaweł (1959a) i A. Gorek (1959) przyjęli częściowo genezę nie iniekcyjną; sugestię taką wyraził też na 32 Zjeździe Polskiego Towarzystwa Geologicznego prof. K. Smulikowski. I istotnie, na rozpatrywanym obszarze jest kilka argumentów terenowych, przemawiających za powstaniem przynajmniej części migmatytów w drodze metasomatozy.

Prócz migmatytów utworami, w których można podejrzewać *produkty częściowej granityzacji* i związanych z nią przemian innych skał, są skały typu tonalitów bądź diorytów, gnejsy amfibolowe oraz niektóre, bardzo drobnoziarniste gnejsy biotytowe.

Wszystkie wymienione dotąd skały krystaliczne są w wielu miejscach przedmiotem *intensywnych przemian mineralnych*, młodszych od głównej fazy metamorfizmu, ale niezależnych od współczesnych procesów hipergenicznych. Przemiany te to przede wszystkim zwykle połączona serycytyzacja i karbonatyzacja skaleni, w skrajnych przypadkach prowadząca do powstania skał złożonych w większości z mikrolitycznej masy serycytowo-węglanowej, bądź z samych węglanów. Nie ulega więc wątpliwości, że przynajmniej niekiedy dochodziło do jakiejś migracji składników.

Innym interesującym typem skalnym są utwory złożone niemal wyłącznie z serycytu i kwarcu. Nie udało się w pełni wyjaśnić ich genezy, obserwacje terenowe i mikroskopowe wykazały jednak, że:

1. są to produkty intensywnych przemian strukturalnych i mineralnych różnych skał wyjściowych;

2. predyspozycję dla niektórych z tych przemian stworzyły stare procesy kataklastyczne, które zaszły przynajmniej w części jeszcze przed utworzeniem granitów typów 1 i 2;

3. część przemian mineralnych odbyła się bez udziału kataklazy;

4. przemiany mineralne zaszły przynajmniej w części przed utworzeniem granitów typu 4 (żyłowych);

5. na powyższe procesy nałożyła się kataklaza i przemiany cyklu alpejskiego.

Rzecz ciekawa, że utwory serycytowo-kwarcowe wiążą się terenowo ze znanymi od dawna łupkami grafitowymi.

Skały o niepewnym charakterze reprezentuje zagadkowy utwór, którego mała ilość zaklinowana jest w rowie tektonicznym na Smreczyńskim Upłazie, opodal spągu pokrywy osadowej. Według opinii dr J. Burcharta, któremu autor zawdzięcza zwrócenie uwagi na szczególne cechy tej skały, mikroskopowo przypomina ona zrekrystalizowane tufy wulkaniczne. Zważywszy jej pozycję terenową nie jest więc wykluczone, że jest to zachowany tu przed erozją strzęp permskiej pokrywy typu werrukano. Badania E. Passendorfera (1957) i M. Turnau-Morawskiej (1957) w jedynym dotąd stwierdzonym stanowisku tej serii wykazały bowiem, że zawiera ona elementy wulkaniczne i pyroklastyczne.

Na *utwory osadowe* omawianego obszaru składa się klastyczna seria seisu, węglanowo-klastyczny kampil i węglanowe, dolne ogniwa środkowego triasu (anizyk). Wszystkie te utwory należą do autochtonicznej okrywy trzonu krystalicznego i mają typowe dla niej wykształcenie, które zostało opisane z różnych miejsc przez wielu autorów.

Specjalne zagadnienie, nie objęte pracami autora, stanowi pokrywa czwartorzędowa.

Mineralizacja kruszcowa na opracowanym obszarze znana była od dawna, zwłaszcza w masywie Ornaku, gdzie zachowało się szereg śladów starych robót górniczych. Obecnie jednak produkty tej mineralizacji są rzadkie i mało dostępne dla obserwacji. Stosunkowo częsta natomiast jest mineralizacja niekruszcowa, zwłaszcza w otoczeniu Siwych Sadów. Szczególnie rozpowszechnione są żyły kwarcowe i kwarcowo-syderytowe. Stosunek do określonych procesów tektonicznych poucza, że mineralizacja ta należy zarówno do cyklu waryscyjskiego, jak alpejskiego.

ZESPOŁY UTWORÓW KRYSTALICZNYCH

Niezwykle silne pionowe i poziome zróżnicowanie litologiczne (tabl. I), brak szczegółowego opracowania petrograficznego, trudności w megaskopowym odróżnianiu skał nieraz bardzo podobnych, powiązanych przejściami bądź mocno zmienionych, wreszcie wzgląd na czytelność mapy — wszystko to zmusiło w krystalicznej części terenu do kartograficznego wydzielania całych zespołów skalnych. Okazało się mianowicie, że mimo silnego zróżnicowania utworów krystalicznych, globalny inwentarz skalny pewnych odcinków w profilach pozostaje mniej więcej stały. Takie to zespoły skalne, mające pewien charakterystyczny

skład, wahający się w ograniczonym zakresie, były zasadniczym przedmiotem kartowania. Są one następujące:

Zespół granitowy — większe masy wyłącznie granitów i skał blisko spokrewnionych (pegmatytów, aplitów), co najwyżej z podrzędnymi ilościowo ksenolitami lub skialitami innych skał. Zespół ten obejmuje więc przede wszystkim granity typu 1, ale także największe masy granitów typu 3, których pewne oddzielenie od poprzednich na razie nie jest możliwe.

Zespół granitowo-gnejsowy — to granity z wtrąceniami lub reliktami gnejsowymi, których ilość jest dość znaczna, choć wyraźnie mniejsza niż granitów. Zespół ten mniej więcej pokrywa się z występowaniem drugiego typu granitów; kartograficznie nie udało się wydzielić tylko jego wystąpienia w Stołach pod Kamienistą.

W tym i następnym zespole pospolite są przejścia między granitami a gnejsami i zdarzają się spore masy granitognejsów, pochodzące z częściowej granityzacji całych pakietów gnejsowych.

Zespół gnejsowy (gnejsowo-granitowy) składa się z gnejsów, głównie średnio i gruboziarnistych, z wtrąceniami granitów typu 3 oraz z podrzędnymi wkładkami skał migmatytowych. Granity tworzą sporadyczne, dość grube ławice, lub gęste, cienkie interkalacje. Zespół ten obrazuje środkowa część profilu 1 (wszystkie profile — tabl. I), kilka odcinków profilu 5 i niższej części profilu 6.

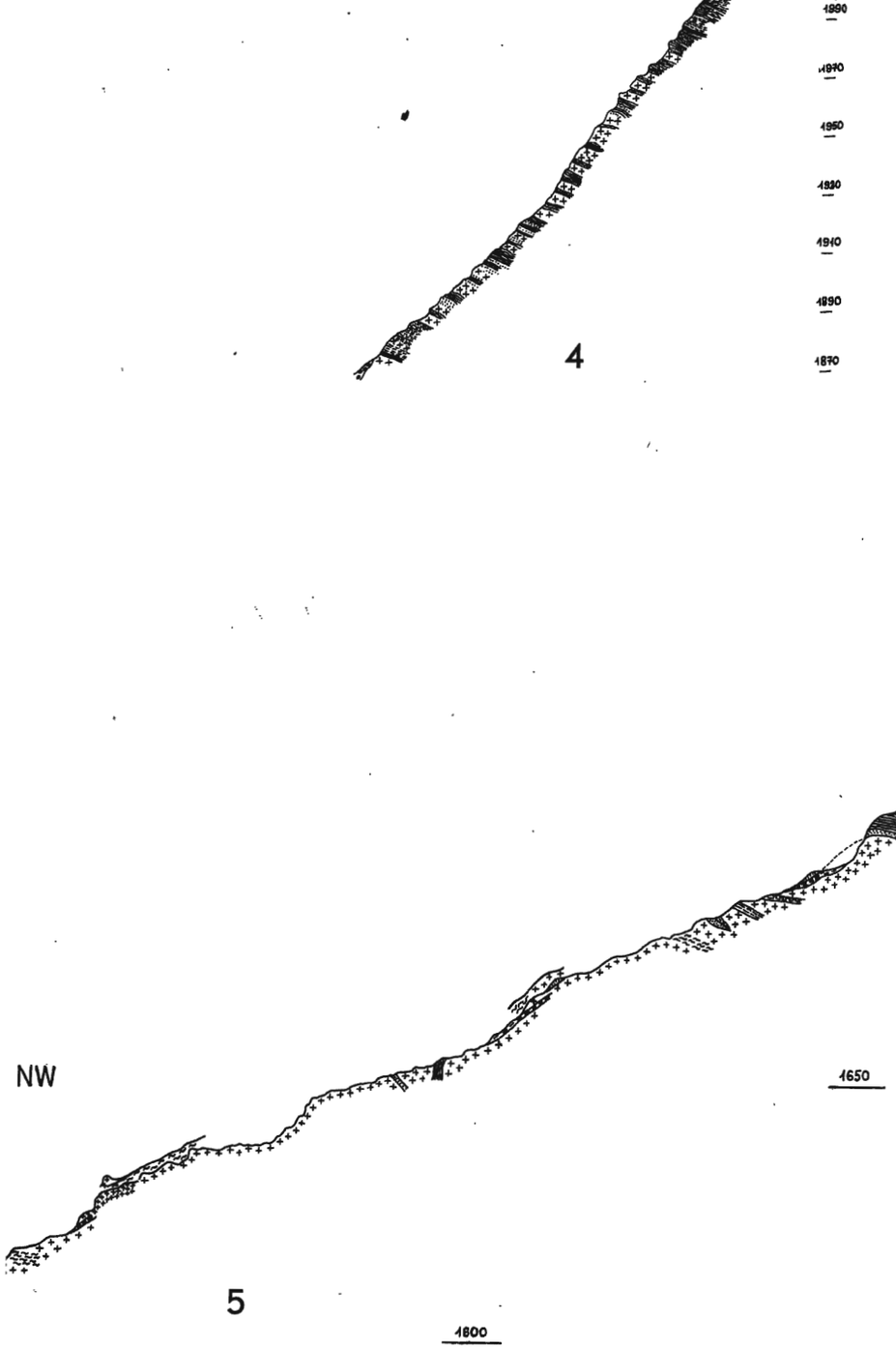
Zespół migmatytowo-amfibolitowy (migmatytowo-gnejsowo-amfibolitowy) reprezentuje typową asocjację skalną amfibolitów, złożoną głównie z amfibolitów, migmatytów, drobnoziarnistych gnejsów bogatych w biotyt i skał typu tonalitów ew. diorytów. Przykładem jest górna część profilu 1 (tu same amfibolity są zastąpione przez utwory towarzyszące) oraz odcinki profilów 3, 5 i 6.

Zespół amfibolitowy wydzielony został tam, gdzie istnieje jedna lub kilka blisko sąsiadujących ławic amfibolitowych, nie powtarzających się na większej przestrzeni i nie otoczonych przez typowo amfibolitową asocjację skalną.

Zespół migmatytowy to samodzielne pakiety utworów migmatytowych z nieregularnymi wtrąceniami granitów (np. w środkowej i górnej części profilu 6), bądź kompleksy przeławicone wkładkami granitów typu 3, granitognejsów i zwykłych gnejsów (np. w najwyższej części profilu 2, w profilu 4). Sporadycznie trafiają się wkładki i enklawy tonalitów-diorytów, drobnoziarnistych gnejsów typu przyamfibolitowego i samych amfibolitów, zwykle zresztą u skraju kompleksów migmatytowych.

Zespół skał serycytowo-kwarcowych i grafitowych obejmuje specyficzne utwory, wspomniane w poprzednim rozdziale, oraz bliższe tych utworów niż skał pierwotnych ogniwa przejściowe. Ze względu na zwykle niewielkie rozmiary wystąpień tego zespołu mapa przedstawia tylko większe pakiety.

Kamienista
SE
SSW
1980
1930
1890
1860
1830
1800
1770
2050
2000
1950
1900
ESE
1800

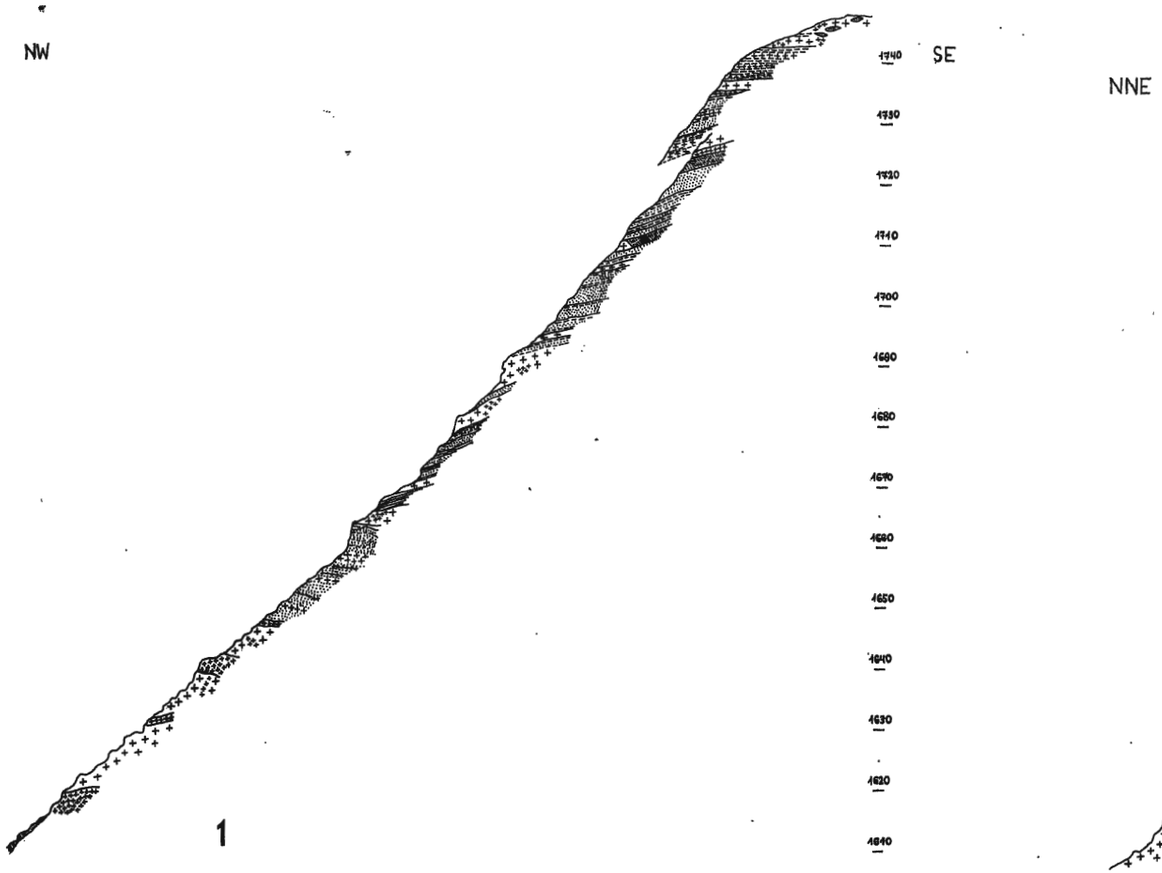


ierwsza Sucha Dolinka Smreczyńska, wschodni skraj skalnej ściany dolnego
a. *2* i *3* Pierwsza Sucha Dolinka Smreczyńska, południowo-zachodnia ściana
ego kotła. *4* Smreczyński Wierch, zbocze północne. *5* Kamienista, zbocze pół
ıo-zachodnie. *6* Dolinka, zbocze południowo-wschodnie

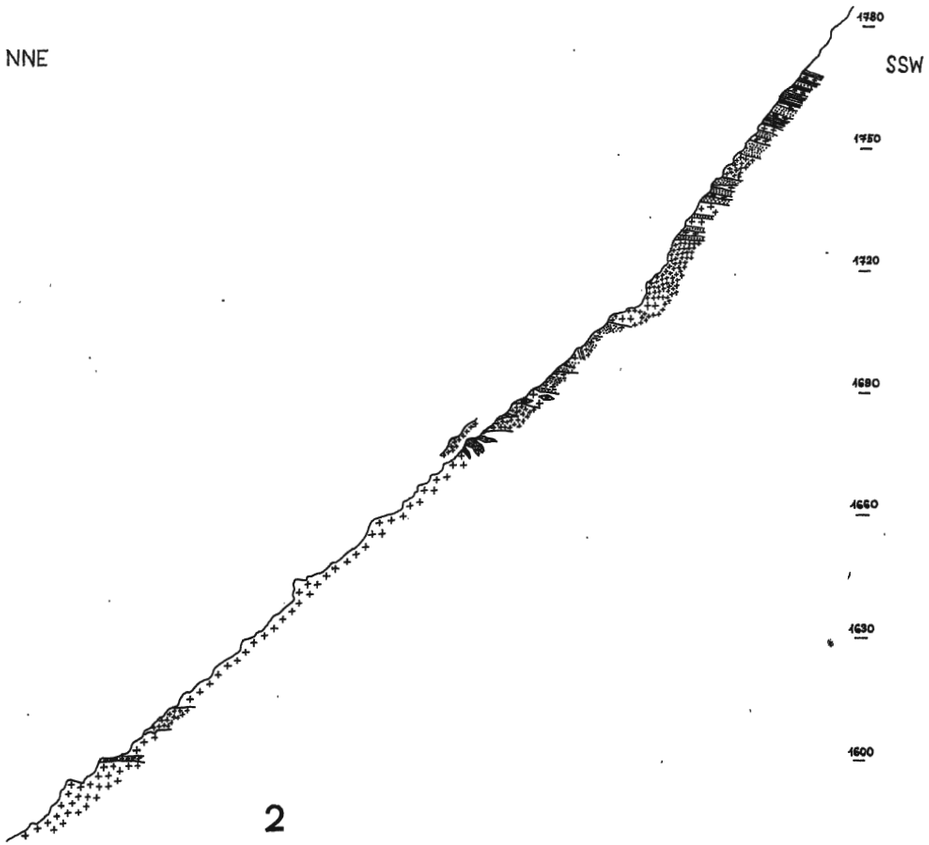
1 Pierwsza Sucha Smreczyńska valley, eastern edge of rock wall in lower circus.
2 and *3* Pierwsza Sucha Smreczyńska valley, south-western wall of lower circus.
4 Mt. Smreczyński Wierch, northern slope. *5* Kamienista, north-western slope.
6 Dolinka, south-western slope

Wybrane szczegółowe profile geologiczne

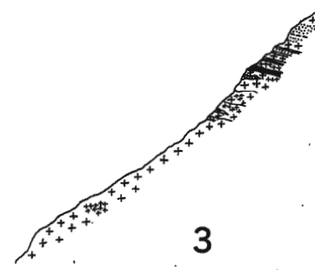
Select detailed geologic profiles



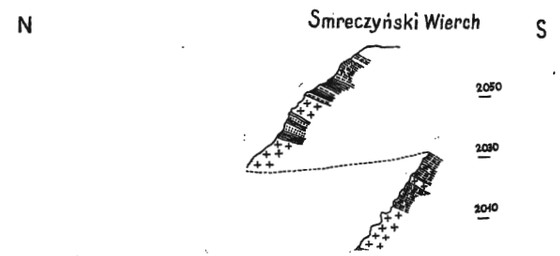
1

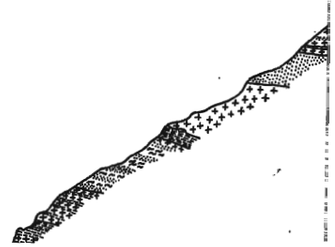


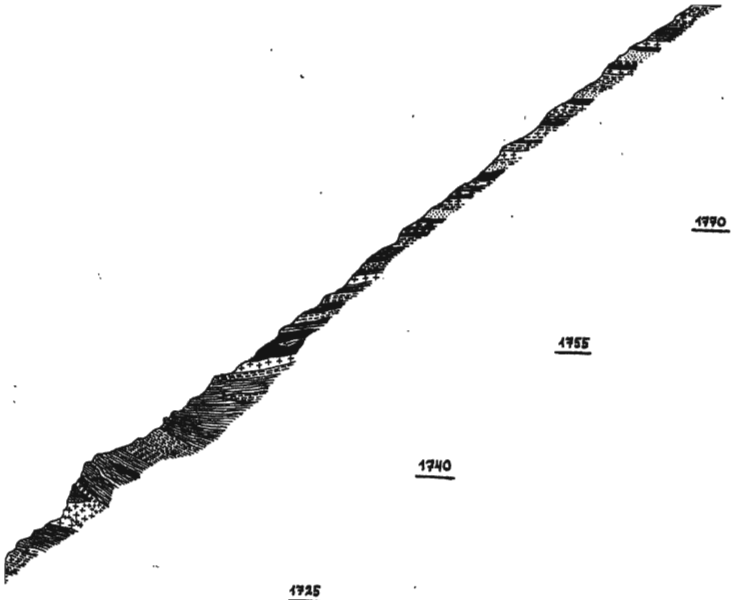
2



3







Strefy kataklazy	Zones of cataclasm
Pegmatyty i aplity	Pegmatites and aplites
Granity	Granites
Migmatyty, granitognejsy migmatyczne	Migmatites, migmatite–granite gneisses
Gnejsy drobnoziarniste, biotytowe, płytowe	Fine–grained, biotite, plate gneisses
Gnejsy i granitognejsy zwykłe; przejścia do łupków biotytowych	Common gneisses and granite gneisses; transitions into biotite schists
Amfibolity	Amphibolites

Część tektoniczna

WSTĘP

W tej części rozpatruję w zasadzie krystaliczną partię terenu, a serie osadowe o tyle, o ile to jest potrzebne dla celów porównawczych i dla przedstawienia całokształtu tektoniki na szerszym tle. Tektonikę pokrywy osadowej opisałem już bowiem szczegółowo na innym miejscu (Jaroszewski 1963).

Co się tyczy tektoniki utworów krystalicznych, opisałem ją nie w układzie regionalnym, lecz w trakcie rozpatrywania kolejnych kryteriów tektonicznych. Jest to ujęcie dla Tatr nietradycyjne, mające jednak liczne precedensy w literaturze światowej, a także polskiej (część literatury sudeckiej). Zostało ono podyktowane różnymi względami, zwłaszcza niskim i bardzo nierównomiernym stopniem odkrycia całego terenu oraz skomplikowaną i niedostatecznie wyjaśnioną petrogenezą. Te i inne czynniki sprawiają, że ilość, czytelność i porównywalność obserwacji tektonicznych, które można zgromadzić na jakimś wydzielonym obszarze, z reguły nie pozwala na dokładne rozpoznanie jego struktury i na nawiązanie do struktur sąsiednich. Z drugiej zaś strony ogólna geometria i kinematyka struktur (w obrębie obydwu cyklów orogenicznych — waryscyjskiego i alpejskiego) na całym terenie okazała się zbliżona, co ułatwia wspólne ujęcie pochodzących z nich obserwacji.

Powyższe czynniki oraz stosunkowo niewielki obszar badań spowodowały zarazem, że statystyczne opracowanie większości danych objęło cały teren krystaliczny łącznie. Poza wyróżnionymi dwoma obszarami składowymi (wschodnim — depresyjnym i zachodnim — elewacyjnym), mającymi specyficzne znaczenie (patrz rozdział o foliacji) i rozdzielonymi tylko na figurach 1 i 2, na razie nie ma tu podstaw do wyróżniania mniejszych jednostek lub stref mikrotektonicznych w znaczeniu J. Oberca (1960). Choćby z tego powodu nie można więc zastosować „diagramów odcinkowych" M. Maški (1954).

Niemniej jednak konieczna jest jakaś kontrola tektonicznej homogeniczności terenu pod względem poszczególnych danych zestawianych statystycznie. W tym celu wydzieliłem sztucznie 22 „odcinki" terenu, z grubsza tylko kierując się ich jednakową sytuacją tektoniczną i składem litologicznym. Dla każdego z nich wykonałem osobny diagram, bądź kolejno nanosiłem pochodzące z nich pomiary na wspólny diagram punktowy, sprawdzając jednak, czy utrzymują się w granicach dopuszczalnego interwału zmian (Maška, op. cit.). Tym sposobem wykryłem wspomniane obszary — wschodni i zachodni, różniące się odmiennym ugrupowaniem biegunów foliacji. Inne dane tektoniczne nie wykazywały konsekwentnego zróżnicowania. Zestawiłem więc odnoszące się do nich diagramy lub grupy punktów na diagramach zbiorczych (korzystając

z siatki równopowierzchniowej — z wyjątkiem fig. 7), które następnie opracowałem statystycznie jednoprocentowym krążkiem obliczeniowym, z interpolacją konturów na bokach i na przekątnych oczek siatki pomocniczej.

Co się tyczy samej zasady używania diagramów statystycznych, zastrzeżenie co do ich stosowania (we wschodnich Karkonoszach) wypowiedział J. Oberc (1960) pisząc, że diagramy te „nie uwzględniają momentu geograficznego, który jest niezwykle ważny dla poznania szczegółów tektoniki, i tak w małym stopniu poznanych ze względu na znaczne zakrycie terenu". Mimo że badany tu teren jest również silnie zakryty, zastrzeżenie to jego nie dotyczy, a to z następujących powodów:

1. badanie tektoniki krystaliniku Tatr jest jeszcze na etapie rozpoznawania ogólnego stylu, a nie szczegółów;

2. zróżnicowanie geograficzne w najdrobniejszej skali charakteryzuje sama mapa, w większej zaś można je kontrolować za pomocą metody sztucznych „diagramów odcinkowych";

3. właśnie w terenie źle odsłoniętym, gdzie nie można prześledzić całej zmienności danych pomiarowych, opieranie się na fragmentarycznych danych z poszczególnych miejsc odsłoniętych wydaje się szczególnie niebezpieczne, jeżeli chodzi o obiektywność charakterystyki mniejszych obszarów, a zwłaszcza ich znaczenie dla interpretacji ogólnej;

4. metoda statystyczna została już w Tatrach użyta z dobrym wynikiem (Burchart 1963).

Jak wspomniałem, zróżnicowanie na obszary wschodni i zachodni uwzględniono tylko na figurach 1 i 2. Z dalszego tekstu wynika jednak, że powinno ono dotyczyć także danych z figur 3, 4 i częściowo 5, 8, 9. Niestety, dane te na obszarze zachodnim są za mało liczne, by można je osobno ująć statystycznie. Zapewne obniża to nieco zwartość uzyskanych diagramów.

Na koniec wypada wyjaśnić zastosowane symbole kinematyczno-strukturalne, gdyż w tej dziedzinie istnieje, jak wiadomo, dużo zamieszania, spowodowanego przez pomylenie różnych kryteriów. W tej pracy przyjąłem następujące zasady:

1. Dwa kryteria i odpowiednio dwa systemy osi:
kryterium sił (planu sił) — układ tektoniczny (dynamiczny),
kryterium naprężeń (odkształceń) — układ mechaniczny (kinematyczny).

W najprostszym przypadku układy te są względem siebie przystające, ale wartościowo przeciwstawne, tzn. oś a jednego układu odpowiada osi c drugiego. Jak wiadomo jednak, często ten prosty stosunek nie zachodzi i dlatego trzeba te systemy rozpatrywać oddzielnie.

2. W obydwu układach $a > b > c$.

3. *Krąg strefowy* (π) — wielki (południkowy) łuk siatki, będący wspólnym miejscem geometrycznym biegunów wielu płaszczyzn tego samego rodzaju (płaszczyzny „wspólnostrefowe").

Oś (π) — prostopadła do kręgu π.

Oś β — wyznaczona teoretycznie (konstrukcyjnie), rzeczywista lub fikcyjna linia przecięcia jakichś płaszczyzn.

TEKTONIKA KRYSTALINIKU

Elementy pomiarowe

Tekstura płaska (foliacja)

Foliacja w osłonie metamorficznej. — Foliacja wyrażona jest w różnych skałach osłony metamorficznej przez różne zjawiska, scharakteryzowane w opracowaniu petrograficznym (Jaroszewski 1966, w druku). Jeżeli pominąć lokalne przeorganizowanie tekstury w pobliżu uskoków, żył itp. oraz fakty zachowania się niezgodności pierwotnych, można stwierdzić, że wszystkie rodzaje foliacji tworzą konsekwentny system mniej więcej równoległych powierzchni, których wzajemna zgodność zakłócona jest tylko przez czynniki tektoniczne. Znaczenie tektoniczne foliacji wynika z jej pochodzenia. Wszyscy dotychczasowi autorzy w domyśle lub wprost przyznają foliacji skał osłony metamorficznej genezę związaną z powstaniem tych skał, a więc z okresem metamorfozy waryscyjskiej.

Wprawdzie J. Burchart (1963) zastrzega, że „interpretacja starych kierunków foliacji i lineacji i podanie ich genezy na razie nie jest możliwe" ze względu na brak odpowiednich badań petrograficznych, jednak ten sam autor na podstawie układu foliacji wyprowadza pewne wnioski co do „starych deformacji" na badanym przez siebie terenie.

A. Gorek (1958, 1959) na podstawie zgodności złupkowania metamorficznego ze zróżnicowaniem litologicznym wyraził pogląd, że złupkowanie to zgodne jest także z płaszczyznami stratyfikacji pierwotnej serii osadowej, a w przypadku utworów zgranityzowanych — z ich pierwotnym złupkowaniem. Ponieważ stwierdziłem ścisłą zgodność z ławicowym zróżnicowaniem litologicznym nie tylko złupkowania metamorficznego, lecz wszystkich rodzajów foliacji, jestem zdania, że cały panujący system foliacji oraz złupkowanie (ew. złupkowacenie) ławicowe są odzwierciedleniem tekstur pierwotnej serii osadowej. Odnosi się to także do ewentualnych produktów granityzacji — np. laminacja migmatytów zachowuje na ogół dość ściśle foliację skał, które mogły je poprzedzać.

Mimo tych stwierdzeń pozostaje oczywiście pytanie, jaki był mechanizm formowania się foliacji i kiedy ono dokładnie miało miejsce, zwłaszcza względnie — w stosunku do tektoniki waryscyjskiej. Z przyczyn podanych przez J. Burcharta (1963), nie można jeszcze stanowczo odpowiedzieć na te pytania. Wydaje się jednak, że rozwój foliacji zaszedł przed główną fazą powstawania widocznych obecnie struktur waryscyjskich. W strukturach tych bowiem, mimo niekiedy wysokiego stopnia deformacji, stale zachowana jest wspomniana ścisła zgodność foliacji

ze zróżnicowaniem litologicznym, innymi słowy, foliacja ulega wszelkim zaburzeniom razem z ławicami utworów, w których jest rozwinięta. W każdym zaś razie zdaje się, że metamorfizm, z którym wiąże się powstanie skał osłony metamorficznej i ich foliacji, nie był posttektonicz-

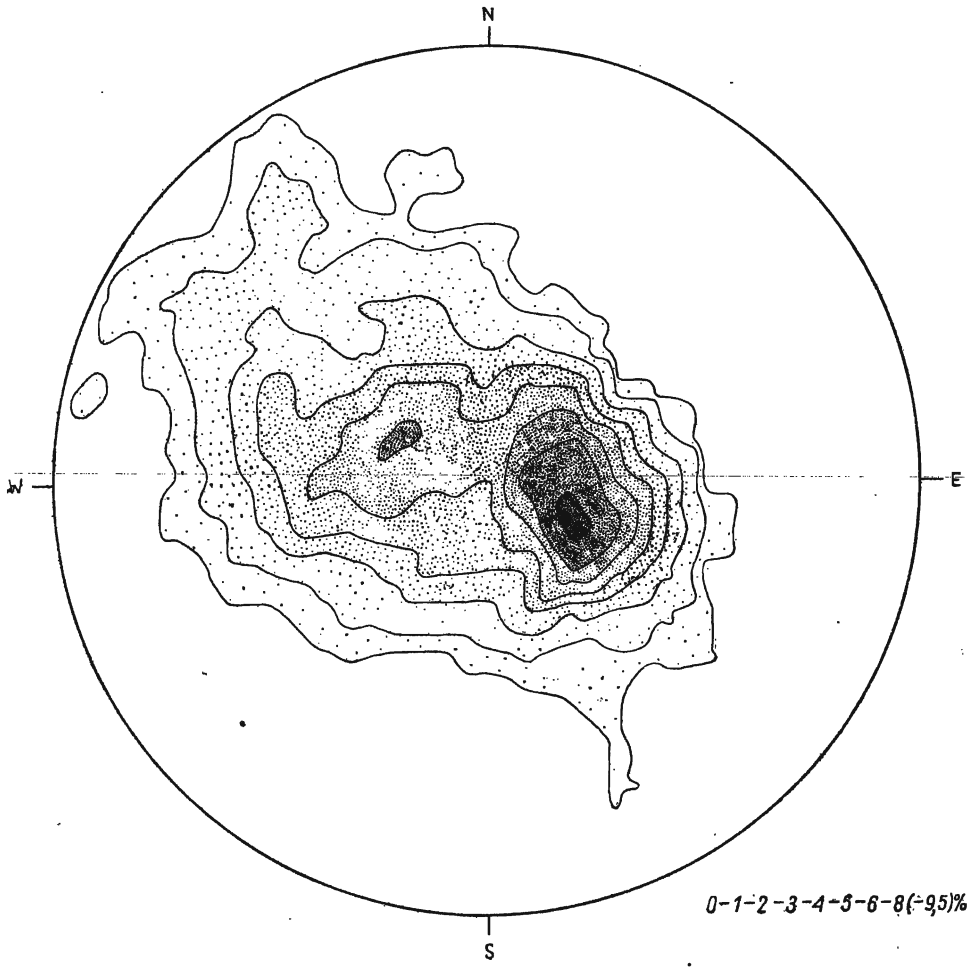


Fig. 1

Foliacja w osłonie metamorficznej na obszarze wschodnim (677 biegunów, górna półkula)

Foliation in the metamorphic mantle in the eastern region (677 poles, upper hemisphere)

ny. Wskazuje na to powszechność mikroskopowych objawów krystalizacji pre- lub paratektonicznej, jak pogięcie szczelin łupliwości i prążków bliźniaczych, faliste wygaszanie, czy soczewkowate formy ostatnich składników szeregu krystaloblastycznego (Turner & Verhoogen 1960).

Trudno byłoby wszystkie tego rodzaju zjawiska stwierdzone u skał spoza stref dyslokacji alpejskich tłumaczyć wpływem orogenezy alpejskiej, która w krystaliniku miała na ogół sztywny styl i różne w różnych miejscach natężenie (patrz niżej).

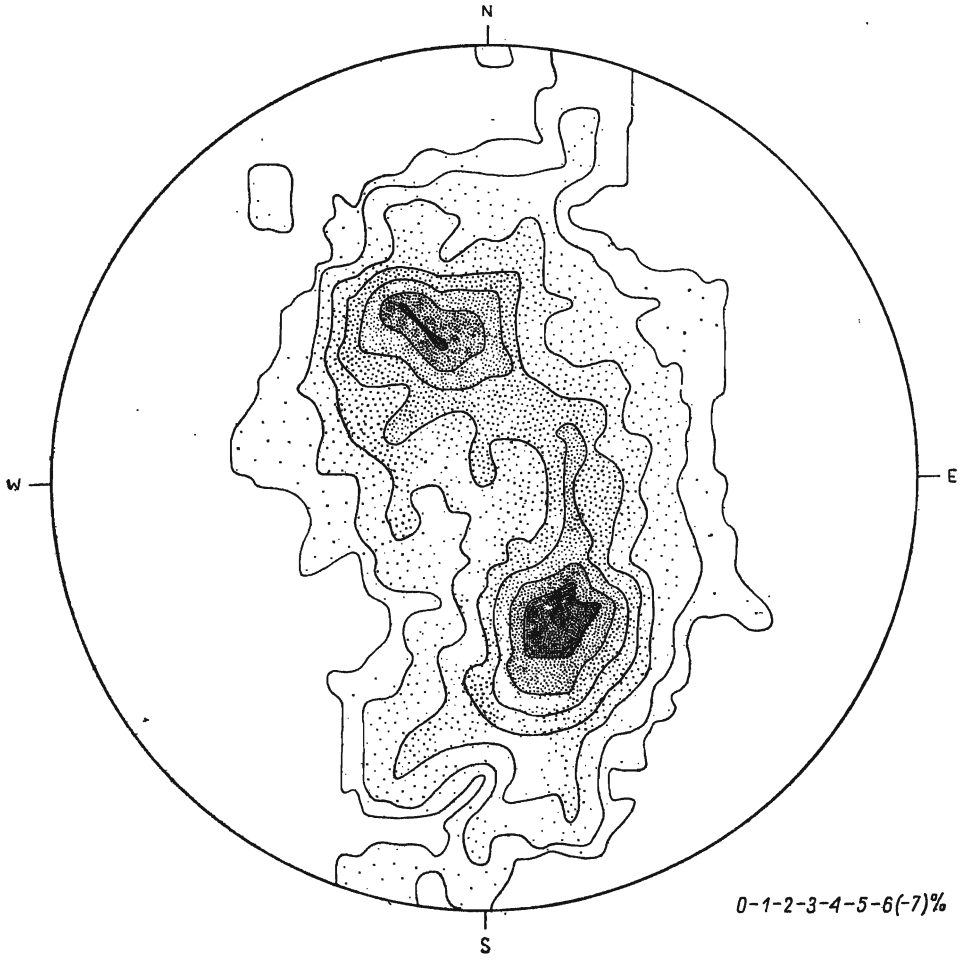


Fig. 2

Foliacja w osłonie metamorficznej na obszarze zachodnim (298 biegunów, górna półkula)

Foliation in the metamorphic mantle in the western region (298 poles, upper hemisphere)

Taki czy inny jest wiek i mechanizm powstania foliacji skał osłony metamorficznej, obecne jej położenie jest niewątpliwie obrazem deformacji, jakich te skały doznały poczynając od osadzenia utworów wyjściowych dla serii parametamorficznej. Dotyczy to również towarzyszącego

foliacji złupkowania, zastępującego ją niekiedy ławicowego złupkowacenia bądź ciosu i, oczywiście, samych powierzchni ograniczających poszczególne ławice. Kierując się tą wspólną rolą powyższych zjawisk, będę je wszystkie nazywał skrótowo foliacją, która zresztą jest ich głównym przedstawicielem.

Syntetyczny obraz położenia foliacji skał osłony metamorficznej przedstawiają diagramy na figurach 1 i 2. Diagramy te wykazują, jak na ich obszar i ilość pomiarów, nieoczekiwanie dużą koncentrację punktów projekcyjnych. Odnosi się to zwłaszcza do *diagramu na figurze 1,* dotyczącego większości obszaru i znacznej większości pomiarów. Widzimy tu wydłużenie całego diagramu w kierunku NW-SE i jego ogólne przesunięcie ku NW przy zupełnym braku punktów w południowo-wschodniej, południowej i południowo-zachodniej peryferii pola siatki. Z tego i z układu konturów wynika, że strome (45—90°) nachylenia foliacji łączą się z biegami w zakresie od NE-SW (dla najstromszych nachyleń) do N-S (dla nachyleń mniej stromych) i z upadami ku NW lub W; niemal zupełnie natomiast brak stromo nachylonej foliacji o „klasycznych" biegach hercyńskich NW-SE i upadów ku SE lub E.

Drugą cechą omawianego diagramu jest to, że w miarę zbliżania się ku centrum pola siatki kontury przybierają rozciągłość WNW-ESE, mniej więcej wzdłuż tej osi położone są też 2 widoczne (choć całkiem nierównorzędne) maksima koncentracji. Świadczy to o tym, że w zakresie mniejszych (łagodnych i średnich) nachyleń dominują biegi NNE-SSW, chociaż, jak wskazuje mniej wydłużony kształt konturów, mogą być one różne — nie ma już tak wybitnej jak poprzednio przewagi jednego lub dwóch kierunków. Jeżeli chodzi o kierunek upadów, położenie głównego maksimum świadczy o przewadze kierunków wschodnich i południowo-wschodnich.

Trzecia okoliczność to skupianie się konturów o wysokich wartościach w niedużym promieniu od centrum siatki, co mówi o panowaniu mniejszych wartości upadów. Zgadza się z tym obecność wśród tych konturów silnego maksimum głównego, wskazującego na dominację słabych zaburzeń, nie wywołujących powszechnej zmienności położenia foliacji.

Na koniec, czwartą cechą omawianego diagramu jest wspomniana już obecność dwóch położonych symetrycznie (choć nierównie silnych) maksimów po obu stronach centrum siatki. Względem tego centrum cechuje je dokładna naprzeciwległość, tak że łączący je krąg strefowy (π) pokrywa się z południkiem zerowym (jest linią prostą); jego oś $\pi = \beta$) przypada zatem na obwodzie siatki — ma położenie poziome. Uwzględniając nie same maksima, lecz środki geometryczne kilku konturów o najwyższych wartościach, można wprawdzie wykreślić łagodny krąg π, jego oś będzie miała jednak zaledwie parostopniowe nachylenie ku N. Zresztą wszystkie kontury diagramu w kierunku poprzecznym do

swego wydłużenia wykazują wysoką symetrię względem centrum siatki. Niezależnie od dokładnego przebiegu kręgu π, oś tego kręgu ma kierunek mniej więcej NNE-SSW.

Z wszystkich tych danych w połączeniu z obserwacjami terenowymi wynika, że:

1. słabe i średnie nachylenia foliacji na omawianym obszarze są związane w jakiejś mierze z dyslokacjami typu fałdowego (obecność dwóch maksimów naprzeciwległych bądź leżących na wspólnym kręgu π);

2. większość osi tych struktur ma przebieg NEE-SSW (kierunek osi $\pi = \beta$);

3. osie te są poziome lub nieznacznie nachylone ku N, a zatem prawdopodobnie nie doznały poważniejszego przeorganizowania po powstaniu fałdów (poziome położenie osi π, symetria całego diagramu w kierunku poprzecznym);

4. z jakichś przyczyn (związanych z rodzajem fałdowania lub regionalnych) ilościowo przeważają wschodnie skrzydła fałdów lub w ogóle systemy foliacji nachylone w tym kierunku (asymetria diagramu w kierunku podłużnym — dużo silniejsze maksimum wschodnie).

Interpretacja ogólna powyższych wniosków wymaga odpowiedzi na podstawowe pytanie: jakie fazy tektoniczne złożyły się na deformacje foliacji i jak je od siebie oddzielić?

Jak słusznie stwierdza J. Burchart (1963), obecna budowa krystaliniku stanowi wypadkową szeregu faz ruchów. Nawet przyjmując pogląd, że metamorfoza regionalna i foliacja są starsze od głównej fazy waryscyjskiej, trzeba się liczyć z możliwością zachowania się przedmetamorficznych zaburzeń pierwotnej serii osadowej, a może i niezgodności sedymentacyjnych. Dalej, możliwy jest udział następujących źródeł zaburzeń foliacji: deformacje towarzyszące metamorfozie, poszczególne fazy ruchów waryscyjskich, tektonika związana z intruzją granitoidową, ruchy pretektogeniczne (w stosunku do tektogenezy alpejskiej — Z. Kotański 1961), poszczególne fazy górotwórczości alpejskiej, faza sawska i wreszcie najmłodsze zjawiska tektoniczne i quasi-tektoniczne.

Ta wielka ilość możliwych przyczyn deformacji krystaliniku nie znaczy jednak, że niemożliwa jest jakakolwiek charakterystyka poszczególnych etapów.

Przede wszytkim, w obecnym stanie wiedzy o tektonice trzonu krystalicznego pożyteczne jest nawet najbardziej schematyczne przydzielenie określonych deformacji do najszerzej pojętego cyklu waryscyjskiego (obejmującego wszystkie deformacje paleozoiczne) lub alpejskiego (rozumianego jako wszystkie ruchy młodsze).

Po wtóre, na rozpatrywanym tu obszarze można z góry odrzucić poważniejszą rolę niektórych czynników, a to „tektoniki intruzyjnej" (wobec nie stwierdzenia jej śladów na wielu dobrze odsłoniętych kon-

taktach), alpejskich faz pretektogenicznych (ze względu na ich charakter opisany przez Z. Kotańskiego, 1961) i zupełnie młodych zaburzeń, polegających na przemieszczeniach zboczowych itp. (gdyż ich wpływ na ogół daje się odczytać już w terenie i zazwyczaj nie dotyka większych kompleksów).

Istotne pozostaje więc rozstrzygnięcie między strukturami waryscyjskimi i alpejskimi, na potrzebę dokonania którego zwrócił uwagę H. Teisseyre w swoim wystąpieniu na Zjeździe P.T.Geol. w 1959 r. Rozstrzygnięcie to zaś w określonych przypadkach jest już możliwe. Składa się na to z jednej strony postulowana przez F. Rabowskiego (1938), a ostatnio udokumentowana przez J. Burcharta (1963) odmienność stylu tych dwóch głównych generacji struktur w krystaliniku, przy czym, jak wskazują obaj autorowie, sztywne deformacje alpejskie nie mogły powodować poważniejszych zmian przestrzennego położenia foliacji. Za dysjunktywnym stylem alpejskich struktur w utworach krystalicznych opowiedział się też B. Świderski (1922), zaś S. Sokołowski (1961) pisze, że „budowa przedmezozoiczna trzonu krystalicznego ulega stosunkowo małemu przekształceniu w fałdowaniach alpejskich".

Z drugiej strony, możliwość rozpoznania struktur alpejskich w krystaliniku jest obecnie większa dzięki szczegółowemu opracowaniu i interpretacji tych struktur w leżących na trzonie seriach wierchowych (Kotański 1961). Przy wszelkich porównaniach do tych ostatnich należy oczywiście pamiętać o wspomnianym przez J. Burcharta (1963) niebezpieczeństwie interferencji, której wynik może być różny od poszczególnych deformacji składowych; połączone szczegółowe prace kartograficzne, statystyczno-geometryczne i tektoniczne (obserwacje stylu struktur itp.) są chyba jedynym sposobem uniknięcia, a przynajmniej zmniejszenia tego niebezpieczeństwa.

Powracając do diagramu na figurze 1 należy stwierdzić, że reprezentuje on stare kierunki waryscyjskie, prawdopodobnie nie zmienione zasadniczo przez odkształcenia alpejskie, choć zapewne nieco przez nie zmodyfikowane w sposób „blokowy", nie zniekształcający pierwotnego stylu tektonicznego. Za takim ujęciem przemawiają następujące fakty:

1. Wysoka, jak na tak dużą ilość pomiarów i obszar, koncentracja punktów projekcyjnych wokół głównego maksimum. Jak wykazał Z. Weiss (1959), geometria „nałożonego" fałdowania (superposed folding) nieuchronnie implikuje zwiększoną zmienność elementów osiowych młodszej generacji fałdów, a zatem i większy rozrzut punktów projekcyjnych (choć mogą one tworzyć specjalne układy o wysokiej regularności). Słusznie też stwierdza J. Burchart (1963), że również intensywna rotacja przy dyslokacjach nieciągłych musiałaby wyrazić się w większym zróżnicowaniu kierunków foliacji.

2. Wynikająca z samego diagramu i widoczna w terenie rzadkość typowych kierunków alpejskich, mimo że w przypadku wystąpienia

istotnej fałdowej przebudowy alpejskiej, na częstych tutaj obszarach o poziomym lub prawie poziomym położeniu foliacji przebudowa ta powinna się wydatnie zaznaczyć (zgodnie z L. Weissem, 1959 i szeregiem innych autorów) i powinna być wyrażona przez rzeczywiste lub niedalekie od rzeczywistych kierunki alpejskie. Zjawisko to powinno wystąpić szczególnie w pobliżu kontaktu z tymi odcinkami pokrywy osadowej, które uległy silnym dyslokacjom fałdowym, tymczasem nic podobnego nie obserwuje się. I odwrotnie — stromo nachylona foliacja, która mimo ewentualnej przebudowy powinna z powodów czysto geometrycznych stosunkowo najściślej zachować stare kierunki, wykazuje biegi niewiele różniące się od kierunków płaszczyzn połogich.

3. Nieprzeorganizowanie starych osi fałdowych, uzasadnione w interpretacji diagramu.

4. Jak dowodzą szczegółowe obserwacje tektoniczne (patrz niżej), typowe kierunki alpejskie także na omawianym tu obszarze (podobnie jak u J. Burcharta, 1963) wiążą się z dyslokacjami sztywnymi lub półsztywnymi, a taki styl, jak wiadomo, zmniejsza możliwość powszechnego przeorganizowania geometrii wcześniejszych struktur.

Uwzględniając wszystkie powyższe zastrzeżenia i uwagi z jednej strony, a dane terenowe (tabl. II) z drugiej, o waryscyjskich strukturach foliacji osłony metamorficznej w zasadniczej, wschodniej części rozpatrywanego terenu (objętej przez omówiony diagram), można powiedzieć, co następuje:

1. Są to w większości struktury plastyczne o charakterze łagodnych wypaczeń oraz brachy-fałdów o na ogół nieznacznej amplitudzie i szerokim lub dość szerokim (w stosunku do tej amplitudy) promieniu.

2. Mimo przewagi powyższych form, nie rzadkie są też struktury o stromym (aż do pionowego) położeniu foliacji. Zapewne one to miał na myśli A. Gaweł (1959a), pisząc o „skrzydłach fałdów lub łusek leżących, mniej lub więcej wygniecionych i zanurzających się ku północy". Wskutek zwykle fragmentarycznego odsłonięcia i braku czy trudności prześledzenia powtórzeń ogniw litologicznych (z powodu ich zmienności obocznej), w tych przypadkach z reguły nie można jednak z pewnością ustalić, o jaki rodzaj struktury chodzi. Miejscami rozciągłość podłużna tych struktur i konsekwencja położenia foliacji jest znaczna (tabl. II); wówczas mogłyby to być regularne fałdy typu izoklinalnego. Na ogół jednak są to formy o niewielkim lub nie dającym się prześledzić zasięgu podłużnym, w ich bliskim sąsiedztwie występują przeważające łagodniejsze upady foliacji o różnych kierunkach, a nawet w obrębie pakietu stromo nachylonego położenia jej bywają zmienne (tabl. II). W tych przypadkach są to raczej struktury o charakterze fleksur lub przechyleń ławic w sąsiedztwie lokalnych nasunięć lub stref uskokowych. Ponieważ zaś z figury 1 i z mapy wynika, że strome położenia foliacji stanowią zdecydowanią mniejszość i graniczą ze strukturami wymienionymi

w p. 1, wydaje się, że wszystkie te położenia są wywołane powyższym typem deformacji. Z mechanicznego punktu widzenia trudno bowiem wyobrazić sobie współistnienie przeważających struktur typu 1 z pewną ilością stromych fałdów izoklinalnych, czy, jak chce A. Gaweł (op. cit.), leżących. Dla fałdów takich należałoby też oczekiwać jeszcze mniejszego niż na figurze 1 rozrzutu punktów projekcyjnych.

3. Na sporych obszarach panuje, praktycznie biorąc, struktura monoklinalna.

4. Mimo widocznej na mapie znacznej i szybkiej zmienności kierunków foliacji, w skali statystycznej zachodzi wyraźna przewaga biegów w zakresie od NE-SW do NNE-SSW. Fakt ten jest wyrazem zarówno przeważającego kierunku foliacji na odcinkach monoklinalnych, jak przebiegu osi struktur fałdowych i kierunku struktur wymienionych w p. 2. Rozrzut punktów projekcyjnych w zakresie mniejszych upadów jest uwarunkowany nie tyle zmiennością położenia osi fałdów, ile ich brachyantyklinalną formą. Strome położenia foliacji o biegach w zakresie od NE-SW do N-S, z natury rzeczy są zapewne najlepszym wykładnikiem kierunku osi *b* na opisywanym terenie. Główna oś regionalnego skrócenia tektonicznego (oś *c* w systemie osi odkształceń) miała tu zatem najprawdopodobniej przebieg w zakresie od NW-SE do W-E.

5. Wybitna przewaga, niemal wyłączność upadów północno-zachodnich i zachodnich wśród foliacji o stromych nachyleniach jest zapewne rezultatem zwrotu osi *c* (wergencji ruchów) w zakresie od SE do E. Natomiast dominacja upadów południowo-wschodnich i wschodnich wśród nachyleń średnich i łagodnych może być pewną reakcją na wspomniane w p. 2 deformacje, które są źródłem nachyleń stromych, bądź wyraża tendencję regionalną.

6. Obecny stan rzeczy, mimo pewnych odkształceń alpejskich (o których będzie mowa dalej), stanowi dość wierny obraz waryscyjskiego stylu tektonicznego. Z przyczyn również omówionych w dalszym tekście nie można natomiast bez odpowiedniej kontroli uważać go za wykładnik regionalnej orientacji ruchów waryscyjskich.

Te ostatnie stwierdzenia są też aktualne dla *diagramu na figurze 2*, obejmującego zachodnią część badanego obszaru. Rzuca się tu w oczy przede wszystkim ogólne wydłużenie diagramu w kierunku N-S, wyznaczone zwłaszcza przez kontury o niskich i średnich wartościach. Pole zajęte przez te kontury wkracza przy tym z obu stron w zakres stromych (45—90°) upadów, zatem w tym zakresie mamy do czynienia głównie z biegami mniej więcej równoleżnikowymi i upadami zarówno na S jak na N. Kontury o wysokich wartościach grupują się wokół dwóch jednakowo silnych maksimów, z których południowe jest jednak rozleglejsze. Maksima te mieszczą się w zakresie średnich (20—45°) upadów, zatem na omawianym obszarze przeważają takie właśnie nachylenia foliacji. Maksima położone są symetrycznie i niemal

naprzeciwległe względem środka siatki, a ich centra i w przybliżeniu kierunek wydłużenia przypadają na wielki łuk π o przebiegu NNW–SSE i o osi ($\pi \approx \beta$) ENE–WSW, nachylonej pod kątem kilku stopni ku E; jeżeli wziąć pod uwagę ugrupowanie wszystkich konturów o wysokich i średnich wartościach, nachylenie to wzrośnie do kilkunastu stopni. Charakter i układ maksimów wskazują, że średnie nachylenia foliacji są spowodowane dyslokacjami natury fałdowej, przy czym struktury te w większości nie mają kształtu cylindrycznego (dwa silne, izolowane maksima). Są to jednak zapewne formy stojące, chociaż skrzydła południowe mają pewną przewagę ilościową. Charakterystyka elementów strefowych (π) wskazuje natomiast, że dominującym kierunkiem osi tych struktur jest WSW–ENE, a nachylenie tych osi ma przeważnie wartość kilku — kilkunastu stopni ku E.

Jak widać, diagram drugi ma właściwie bardzo podobny charakter do pierwszego. Istotna różnica polega na orientacji przestrzennej całego diagramu, który uległ jakby obrotowi o około 45° w prawo. Ta znaczna zmiana kierunku zachodzi przy tym dość raptownie na linii dzielącej obszary 2 diagramów (Kościeliski Potok — Pyszniański Potok — Pyszniańska Przełęcz). By ustalić, jaka jest przyczyna tej zmiany, trzeba sobie uświadomić, że odcinek zachodni stanowi skraj największej zasadniczej elewacji transwersalnej Tatr — elewacji Salatyńskiego (w znaczeniu Z. Kotańskiego, 1961). Na wschodzie elewacja ta sąsiaduje z największą depresją transwersalną (Goryczkowej — Jawora), a granica tych elementów, zaznaczona przez zachowanie się pokrywy osadowej, przebiega w obecnej intersekcji mniej więcej wzdłuż Pyszniańskiego Potoku. Granica ta na tym odcinku pokrywa się więc z granicą obszaru diagramów z figur 1 i 2, a można sądzić, że przebiega ona wspólnie z tą ostatnią także dalej na S, w obrębie już tylko utworów krystalicznych — ku Przełęczy Pyszniańskiej. Morfologicznym tego wyrazem jest fakt, że przełęcz ta jest najgłębszą przełęczą „krystaliczną" głównego grzbietu Tatr, ustępującą jedynie dwom przełęczom „osadowym" (Tomanowej i Pod Kopą). Jej wysokość bezwzględna (1788 m n.p.m.) jest o przeszło 150 m mniejsza od średniej wysokości przełęczy Tatr Zachodnich, podawanej przez E. Romera (1927) na 1942 m n.p.m., a wcięcie względne tym większe, że przełęcz tę otaczają wysokie masywy Kamienistej i Błyszcza-Bystrej. Co więcej, wydaje się, że amplituda (różnica wysokościowa) między wspomnianą elewacją i depresją w tym kierunku (ku S) rośnie, a granica ich przybiera charakter zdecydowanie dyslokacyjny.

Jak bowiem widać na istniejących mapach, w pokrywie autochtonicznej na wysokości Kominów Tylkowych mamy do czynienia jeszcze z „długim skrętem depresyjnym ciągnącym się od Doliny Lejowej do grani Ciemniaka" (Kotański 1961), przy czym autor ten tłumaczy ów skręt czynnikami nie tektonicznymi, lecz paleogeograficzno-facjalnymi, które złożyły się na powstanie podrzędnej elewacji Kominów Tylko-

wych. Ponieważ jednak według tegoż autora skraj tej elewacji stanowi zarazem skraj walnej elewacji Salatyńskiego, której przyznaje on genezę tektoniczną, można sądzić, że część podanej przez niego dla tego rejonu amplitudy elewacyjnej 500 m (wzniesienie maksimum elewacji Kominów Tylkowych ponad dno depresji Goryczkowej — Jawora) mogłaby być spowodowana przedszariażowymi ruchami pionowymi. Z intersekcji ogniw autochtonicznych na ogólnych mapach geologicznych widać jednak, że musiały to być tutaj ruchy niezbyt znaczne, a w każdym razie nie skoncentrowane na jednej dyslokacji, a więc pozbawione cech uskoku czy nawet fleksury.

Inaczej rzecz się ma dalej na S. W okolicy połączenia potoków Pyszniańskiego i Tomanowego omawiane dwa obszary (elewacyjny i depresyjny) rozgranicza już pewna dyslokacja, chociaż jej dokładny przebieg, charakter i wielkość zrzutu nie dają się ustalić. Jeżeli jednak na tym odcinku został słusznie wytyczony przebieg warstw pod pokrywą morenową (Jaroszewski 1963), zrzut ten można szacować na około 100 m; wzrasta on do kilkuset metrów, jeżeli do wspomnianej intersekcji warstw użyć ich stromych lub nawet odwróconych położeń ze znanych odsłonięć nad Tomanowym Potokiem.

Jeszcze dalej ku S mamy już dowody na poważną dyslokację nazwaną fleksurą Ornaku (Jaroszewski, op. cit.). Jej zrzut pionowy obliczyłem w dwóch wariantach dla dwu wielkości upadu: 30° i 45°. Wariant pierwszy dał wartość 630 m, zaś drugi (zapewne bliższy rzeczywistości) — 1100 m. Oczywiście obliczenie to ze względu na fleksuralny charakter dyslokacji może nie być całkiem ścisłe, z grubsza powinno ono jednak oddawać istniejący stan rzeczy, tym bardziej, że jest to fleksura o wyraźnie zaznaczonym zasięgu (rozstępie) poziomym, przechodząca w głąb i być może ku S w uskok czy strefę uskokową (tabl. II). To ostatnie wyraża się w intensywnej kataklazie granitów podścielających seis w żlebku na wschodnim zboczu Skoruśniaka. Sądząc z położenia kontaktu piaskowców seisu z tą strefą kataklazy, płaszczyzna dyslokacyjna (tj. płaszczyzna fleksury przeradzająca się tu w ślizg uskoku) ma w tym rejonie nachylenie około 33° ku E. Zgadza się to z podaną przez B. Świderskiego (1922) dla wschodniego zbocza Kominów Tylkowych około 30-stopniową wartością „obniżenia poprzecznego całego masywu wzdłuż Doliny Kościeliskiej".

Nie ma powodu by sądzić, że jeszcze dalej ku S (w stronę Przełęczy Pyszniańskiej) tak znaczna dyslokacja wygasa, przeciwnie, jest prawdopodobne, że amplituda jej nadal rośnie, a przynajmniej utrzymuje się w zbliżonych granicach.

Wyznaczona przez tę dyslokację odrębność morfologiczna wschodniego zbocza Ornaku w tym kierunku utrzymuje się, co najważniejsze zaś, zachowany tu daleko na S w rowie tektonicznym płat seisu Siwych Skał leży w zasadzie w płaszczyźnie tego zbocza (pisze o tym już A. Ga-

weł, 1959b, widać to też na mapie), nie wykazując wyraźnej tendencji skręcania do kierunków równoleżnikowych. Pewne odchylenia od wyżej wymienionego położenia są związane z silnym zdyslokowaniem tego elementu. Ponieważ zaś omawiane położenie seisu utrzymuje się prawie od samego grzbietu Ornaku, wydaje się, że mniej więcej takie było też położenie płaszczyzny czy strefy dyslokacyjnej. Ma ona więc tutaj nachylenie rzędu 28° ku E.

Na S od Siwych Skał młodym oddźwiękiem dyslokacyjnej strefy fleksury Ornaku jest niezwykle intensywny rozwój rowów grzbietowych, rozpoczynających się na Siwych Skałach, a szczególnie licznych i głębokich na obszarze, który uzyskał od nich nazwę Kotły (Jaroszewski 1965a). Rowy te są południkowo wydłużone i mają profil świadczący o schodowym zapadaniu się skrzydeł wschodnich całego systemu. Byłyby one zupełnie niezrozumiałe na tak szerokim, masywnym i na ogół nawet niezbyt podciętym glacjalnie grzbiecie, w dodatku pozbawionym sprzyjającego ich powstaniu położenia ławic (tabl. II), gdyby nie wybitna predyspozycja szeregu dysjunkcji, związanych z omawianą linią dyslokacyjną. A. Gaweł (1959b) pisze o występowaniu tu nawet „mylonityzacji wzdłuż powierzchni fleksury".

Wszystko to wskazuje, że w tej okolicy była to nie tyle fleksura, ile uskok, którego tylko wtórnym objawem było fleksurowe wygięcie warstw seisu. Taka zmiana charakteru dyslokacji (która poprzednio miała charakter uskokowy raczej tylko w głębszych partiach) wskazuje na dalszy wzrost jej zrzutu w miarę posuwania się ku S. Możliwe, że w tym rejonie była to już szeroka strefa dyslokacyjna, której odgałęzienia mogłyby w dalszym przebiegu predysponować rozległą depresję Siwych Sadów, co tłumaczyłoby także przynajmniej część obfitych tu skał przekształconych przez młode procesy dynamiczne (Gaweł 1959b, Jaroszewski 1966, w druku).

Zasadnicza linia dyslokacyjna jednak ciągnie się w obecnej intersekcji najprawdopodobniej w poprzednim południowym kierunku — ku Pyszniańskiej Przełęczy. Przemawiają za tym podane już fakty morfologiczne oraz wyniosłość położonego na W od tej przełęczy, najwyższego w Tatrach Zachodnich masywu Błyszcza-Bystrej, który wypada zaliczyć do odcinka elewacyjnego. Czyni tak też Z. Kotański (1961), szacując na podstawie wysokości tego masywu amplitudę wyniesienia elewacji Salatyńskiego ponad dno depresji Goryczkowej — Jawora na przeszło 1000 m. Ponieważ zaś ten sam autor przyjmuje, że na terenie tej ostatniej „minima depresyjne zaznaczają się w Dolinie Kościeliskiej i Tomanowej Liptowskiej", a więc blisko wspomnianego masywu, wydaje się, że i w tym rejonie granica elewacji i depresji ma charakter dyslokacji o poważnym zrzucie. Jeszcze dalej — po stronie słowackiej znajdujemy ślad tej dyslokacji w postaci strefy mylonitowej, oznaczonej na mapce D. Andrusova (1959) w najwyższym piętrze Doliny Kamienistej.

Jak widać, zachodni odcinek rozpatrywanego terenu objęty przez figurę 2 zawdzięcza swoją odrębność tektoniczną elewacyjnemu wyniesieniu (oczywiście ten sam efekt dałoby obniżenie sąsiedniej depresji) wzdłuż walnej strefy dyslokacyjnej Ornaku (nazywam ją w skrócie nadal fleksurą Ornaku, chociaż, jak była o tym mowa, w pewnych miejscach reprezentuje ona typową dyslokację nieciągłą). Wyniesienie to, podobnie jak inne undulacje transwersalne, wypada — zgodnie z Z. Kotańskim (1961) — uznać za produkt ruchów wznoszących we wczesnym (przedszariażowym) stadium głównej, subhercyńskiej fazy tektogenezy alpejskiej w Tatrach. Biorąc zaś pod uwagę ścisłe pokrywanie się zasięgu figury 2 z obszarem elewacyjnym i ostrą zmianę kierunków na linii fleksury, trzeba przyjąć, że odmienna orientacja diagramu jest po prostu rezultatem deformacji alpejskich, które dały początek undulacjom transwersalnym.

Zmiana ta mogła się dokonać tylko w drodze rotacji *en bloc* całego obszaru. O samym istnieniu takiej rotacji świadczy rosnący ku S zrzut fleksury (uskoku) Ornaku, który można uznać za uskok zawiasowy, zapoczątkowany u północnego krańca omawianego rejonu. Pod względem geometrycznym zadanie polega na takim obrocie zespołu płaszczyzn różnostronnie nachylonych, by ich wzajemny stosunek i kąty nachylenia (upady) nie uległy większym zmianom, a zmieniły się tylko kierunki (biegi) całego zespołu. Rotację taką najłatwiej zrealizować wokół osi pionowej, co jednak z geologicznego punktu widzenia jest na omawianym terenie mało prawdopodobne. Rotacja o osi poziomej nie mogłaby natomiast doprowadzić do wspomnianego rezultatu. Pozostaje przyjąć, że miała tu miejsce rotacja wokół osi nachylonej.

Jest to zgodne z danymi geologicznymi: z przytoczonych obserwacji wynika bowiem, że strefa dyslokacyjna, rozdzielająca dwa skrzydła fleksury Ornaku, była nachylona ku E w granicach 25—35°, a zatem oś rotacji związanej z fleksurą miała nachylenie rzędu 55—65° ku W. Dalej, dla osiągnięcia omawianego efektu potrzebny jest prawoskrętny (patrząc wzdłuż osi w stronę jej nachylenia) kierunek obrotu skrzydła wiszącego, a taki właśnie kierunek posiada rotacja związana z fleksurą Ornaku. Wreszcie, potrzebny rozmiar kątowy rotacji jest rzędu 30—40° (p. niżej). Wielkości zrzutu, ustalone dla fleksury Ornaku, są całkiem wystarczające dla osiągnięcia takiego obrotu.

W celu sprawdzenia powyższego poglądu na pochodzenie odmiennej orientacji diagramu 2, przeprowadzono konstrukcyjnie prawoskrętną rotację wybranego zespołu płaszczyzn typowych dla diagramu 1 na siatce równokątowej Wulffa. Dla objęcia wszystkich możliwych przypadków zastosowano dwie osie obrotu o skrajnych wartościach nachyleń 50° i 70° ku W, przebiegające równoleżnikowo. Przy osi o nachyleniu 70° (a więc zapewne bliższej położenia rzeczywistego) zadowalający wynik przyniósł już obrót o 30°. Dla osi 50-stopniowej rotacja musiałaby być

nieco większa, ale jest też możliwa. W obydwu przypadkach obok zmian kierunku zachodzą też oczywiście pewne zmiany nachylenia płaszczyzn, a to:

1. Niewielki (zwłaszcza dla osi 70-stopniowej) spadek nachylenia płaszczyzn w ćwiartce SE. Nie ma on co prawda odbicia na figurze 2, przeciwnie nawet, południowe maksimum tego diagramu leży w zakresie większych upadów, niż południowo-wschodnie maksimum diagramu na figurze 1. Mogłoby to być np. następstwem zaakcentowania nachyleń foliacji pod wpływem późniejszych horyzontalnych przemieszczeń alpejskich, który na elewacji musiał być szczególnie intensywny.

2. Znaczny wzrost nachylenia płaszczyzn w ćwiartce NW. Odbiciem tego zjawiska na figurze 2 jest wybitne wzmocnienie maksimum północno-zachodniego (w porównaniu z odpowiednim maksimum fig. 1).

3. Pojawienie się kilku-, a nawet kilkunastostopniowego nachylenia osi β ku E. Jak wiadomo z opisu figury 2, zjawisko to ma tam również miejsce, w tym samym kierunku i rozmiarach. Nawiasem mówiąc, takie powinno być właściwe rozumienie zdania A. Gawła (1959b) o „obniżaniu się osi trzonu krystalicznego" na wschodnim zboczu Ornaku i jedynie omawiane tu zjawisko, nie zaś sama fleksura Ornaku, może być przyczyną podkreślonej przez niego różnicy w rozmieszczeniu starych kopalń ornaczańskich na obydwu zboczach masywu.

W rozważaniach geometrycznych przyjęto z konieczności szereg uproszczonych założeń (równoleżnikowy przebieg osi rotacji, stałość nachylenia tej osi, stałość kątowych rozmiarów obrotu). W celu szybkiego sprawdzenia wszystkich możliwych następstw rotacji przy zmienności tych wskaźników i dla różnych ich kombinacji z różnymi położeniami płaszczyzn obracanych, sporządzono drewniany model rozpatrywanego układu geometrycznego, złożony z szeregu brył, połączonych swobodnie przy pomocy 5 osi (5 stopni swobody; pl. I, fig. 1). Operacje na tym modelu, wymiarowane za pomocą zwykłej busoli geologicznej i goniometru przykładniowego, w zupełności potwierdziły możliwość osiągnięcia potrzebnych efektów rotacji przy zmienności wyżej wymienionych elementów w granicach realnych z geologicznego punktu widzenia.

Reasumując, interpretacja zróżnicowania diagramów foliacji doprowadziła do wniosku, że główną przyczyną tego zróżnicowania była wzajemna rotacja bloków na pograniczu elewacji i depresji transwersalnej, spowodowana subhercyńskimi ruchami, które zrodziły te undulacje. Bez badań na szerszym obszarze interpretacja ta nie może jednak wyjaśnić, jaki zasięg miała ta rotacja, a więc jaki obszar dotknięty został przekształceniem kierunków. Wydaje się natomiast, że można ustalić, jaki był bezwzględny kierunek jej ruchu (tj. czy wznosiła się elewacja, czy zapadała depresja, bądź jedno i drugie).

Trzeba tu wziąć pod uwagę, że wobec wzrostu amplitudy fleksury Ornaku ku S, w razie zrzucenia części wschodniej (depresyjnej) zacho-

dziłoby zjawisko pogłębiania się depresji w tymże kierunku (nie tylko względnie — w stosunku do sąsiednich elewacji, ale i bezwzględnie — w stosunku do poziomu), co musiałoby wyraźnie wpłynąć na układ jednostek wierchowych wypełniających tę depresję. Ponieważ wpływu takiego nie stwierdzamy, można sądzić, że zaszło wyniesienie części zachodniej (elewacyjnej), co zresztą także teoretycznie jest łatwiejsze do przyjęcia w warunkach panowania pionowych sił wznoszących (Kotański 1961 — tabl. III, przekr. I). Wynika stąd, że rzeczywiste, niezmienione kierunki waryscyjskie zachował obszar depresyjny, reprezentowany przez figurę 1.

Foliacja w granitach. — Foliacja tworzy tu szereg odmian, różnych pod względem wykształcenia i genezy. Są one oczywiście uzależnione przede wszystkim od pochodzenia samego granitu, które tylko w niektórych przypadkach jest znane.

Istotne znaczenie tektoniczne mogłaby mieć foliacja w dużych masach jednolicie granitowych, których tektonikę zwykle trudno rozszyfrować. Niestety, w tych właśnie utworach istnieje najwięcej rodzajów foliacji i najwięcej możliwych sposobów ich powstania, terenowo z reguły nieoznaczalnych. Trudności te zdecydowały o wydzieleniu na mapie wszystkich odmian płasko-równoległej tekstury granitów (jedynie z wyłączeniem wyraźnie młodszej orientacji dynamometamorficznej przy uskokach itp.) jednakową sygnaturą.

Z tych samych przyczyn, dla wyjaśnienia możliwości tektonicznej interpretacji foliacji większych mas granitowych i ewentualnie najbardziej ogólnego scharakteryzowania jej genezy należało przede wszystkim ustalić, czy jest w ogóle jakaś regularność w jej położeniu, a jeśli tak, to jak ona się ma do foliacji osłony metamorficznej. W tym celu wykonałem diagram na figurze 3, przedstawiający projekcję systemów foliacji w dużych i średnich, jednolitych ciałach granitów (nie uwzględniając tylko wspomnianej młodej orientacji dynamometamorficznej, o ile jej rozróżnienie było możliwe).

Jak widać, diagram wykazuje ogólne podobieństwo do diagramów foliacji osłony metamorficznej (fig. 1 i 2). Jego generalne wydłużenie jest przy tym pośrednie między wydłużeniem diagramów na figurach 1 i 2, co jest zapewne wynikiem tego, że obejmuje on łącznie obszar obu tych diagramów. Dochodzimy więc do ważnego stwierdzenia, że przeważające kierunki foliacji większych ciał granitowych są zgodne z panującą orientacją foliacji osłony metamorficznej. Teoretycznie biorąc, fakt ten można interpretować dwojako:

1. Foliacja granitów powstała pod wpływem regionalnych naprężeń tektonicznych w tym samym czasie, co foliacja serii metamorficznej, następnie zaś zgodnie z nią została zdeformowana. Interpretacja ta jest tu jednak nie do przyjęcia, gdyż:

a) w takim przypadku foliacja musiałaby objąć wszystkie ciała

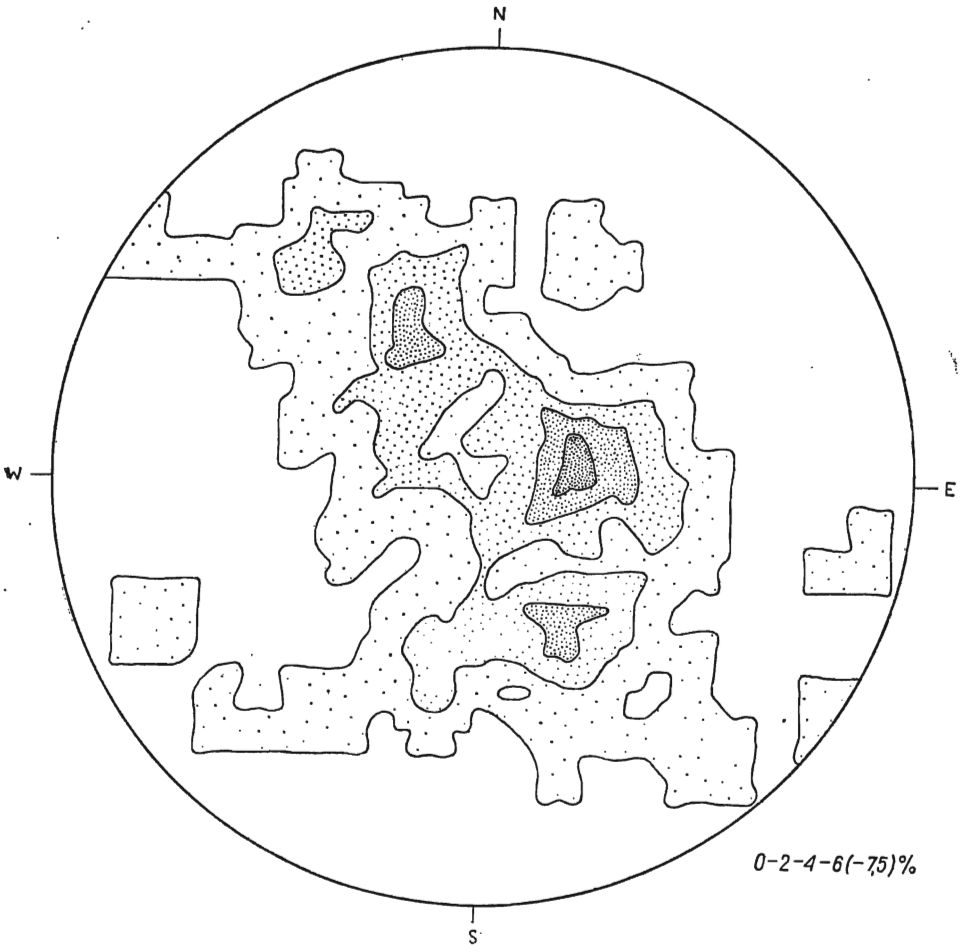


Fig. 3

Foliacja w większych ciałach granitowych (123 bieguny, górna półkula)
Foliation in larger granite bodies (123 poles, upper hemisphere)

granitowe w całej ich masie, tymczasem w większości dużych ciał obserwuje się znaczny wzrost częstości foliacji ku ich kontaktom z osłoną metamorficzną,

b) harmonijne zdeformowanie dużych mas granitowych wraz ze skałami osłony jest ze względu na styl tektoniczny tych ostatnich nieprawdopodobne.

2. Foliacja granitów jest rezultatem metasomatycznego zastąpienia przez nie już zdyslokowanych skał osłony. Interpretacja ta dobrze tłumaczy rozpatrywaną sytuację i, jeżeli jest słuszna, stanowi zarazem dowód:

a) metasomatycznego pochodzenia średnich i niektórych dużych

ciał granitowych oraz stropowych partii pozostałych dużych ciał (w tych bowiem partiach przede wszystkim mierzono foliację),

b) późnoorogenicznego charakteru dużych mas granitów typu 1.

W razie potwierdzenia interpretacji 2, foliacja w granitach mogłaby na równi z enklawami typu skialitów oddać duże usługi w szczegółowych badaniach tektonicznych, a w badaniach petrograficznych powiększyłaby liczbę wymienionych przez K. Smulikowskiego (1958) polowych kryteriów rozpoznawania genezy granitoidów.

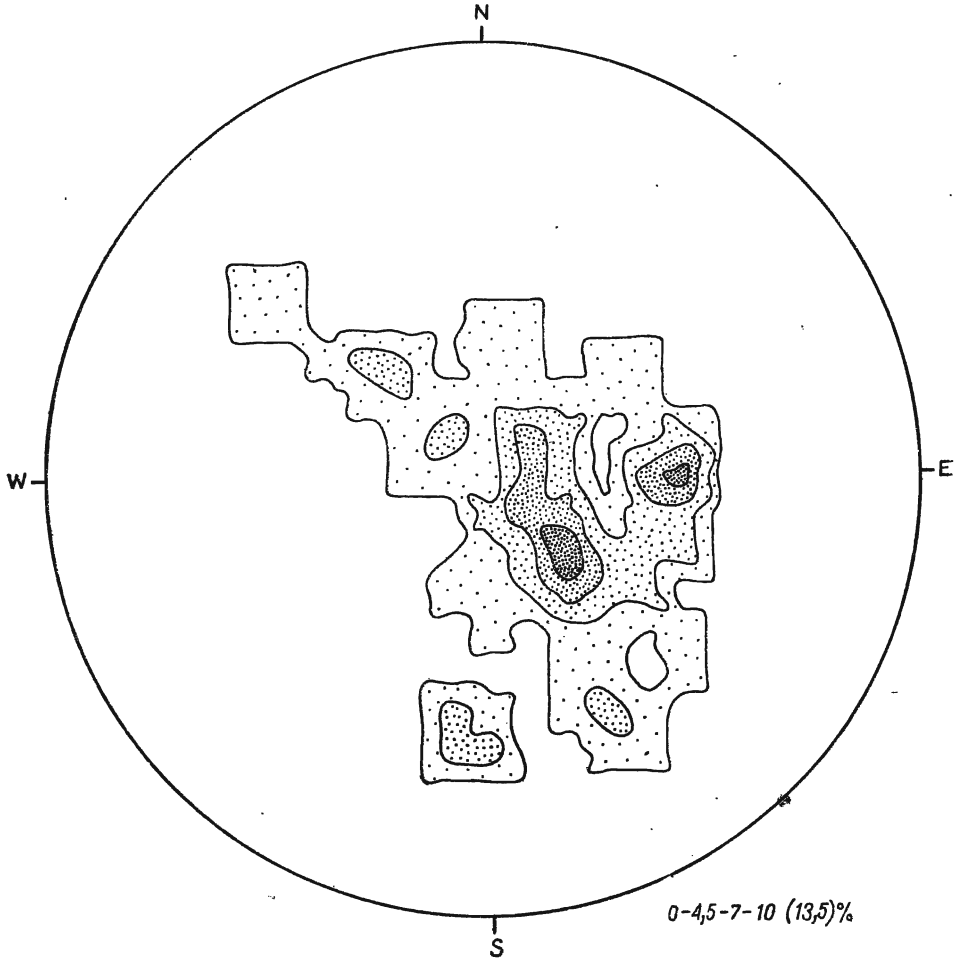


Fig. 4

Foliacja w enklawach (35 biegunów, górna półkula)
Foliation in enclaves (35 poles, upper hemisphere)

Foliacja w enklawach. — W celu sprawdzenia przydatności tektonicznej i upewnienia się co do genezy enklaw, w większości uznanych

w terenie za skiality, zebrano pomiary ich foliacji we wspólnym diagramie (fig. 4).

Mimo, że pomiarów tych zgromadzono niestety tylko 35, i ten diagram wykazuje tendencję do analogii z diagramami foliacji osłony metamorficznej (ogólne wydłużenie NW-SE i zbliżone wydłużenie większego maksimum). Jest to zapewne wyraz skialitowego charakteru znacznej większości enklaw, w poszczególnych przypadkach stwierdzonego już na podstawie obserwacji terenowych.

Tekstura linijna

Tekstura linijna, dająca się megaskopowo zaobserwować i zmierzyć, reprezentowana jest tylko w niektórych nie zmienionych bądź słabo zmienionych amfibolitach, a całkiem wyjątkowo w granitach. Z uwagi na małą liczbę pomiarów położenia tych tekstur, ograniczyłem się do ich oznaczenia na mapie.

Kliważ (złupkowacenie lub złupkowanie)

Kliważ ławicowy. — Obserwacje terenowe wykazały, że tektoniczna rola kliważu ławicowego (będącego najczęściej złupkowaniem metamorficznym) jest taka sama co foliacji, a geneza — równoczesna. Przeprowadzona już interpretacja układu foliacji dotyczy więc zarazem tej odmiany kliważu.

Kliważ tnący. — W odróżnieniu od poprzedniego, ten typ kliważu jest rzadkością — ogranicza się do skał serycytowo-kwarcowych i utworów o zbliżonych własnościach mechanicznych (jak silnie biotytowe gnejsy). Obserwacje mega- i mikroskopowe dowodzą, że ma on postać złupkowacenia z pękania.

Pod względem tektonicznym pochodzenie tego złupkowacenia jest dwojakie. Z jednej strony występuje ono jako typowe złupkowacenie osiowe, w drobnych fałdach o skali od metrowej do milimetrowej. Zwykle jest ono megaskopowo bardzo słabo rozwinięte, a często mimo silnego sfałdowania nie ma go wcale. Wyraźne złupkowacenie osiowe cechuje tylko regularnie asymetryczne i najdrobniejsze mikrofałdy (pl. I, fig. 2), które same przez się są lepszym kryterium tektonicznym; stąd ten typ kliważu nie ma znaczenia interpretacyjnego.

Druga grupa genetyczna złupkowacenia tnącego przecina niesfałdowane lub nieregularnie zmiętoszone pakiety skał serycytowo-kwarcowych i zbliżonych, tnąc starszy, ławicowy kliważ zwykle pod dość ostrymi kątami (pl. II, fig. 1). Powierzchnie tego złupkowacenia są na ogół wyraźne, a odstępy ich wahają się od mikroskopowych do więcej niż decymetrowych, a więc przekraczających umowną granicę złupkowa-

cenia i ciosu. W pobliżu tych powierzchni zachodzi często typowe styczne wygięcie przeciętego przez nie starszego kliważu bądź foliacji, świadczące o pewnych przemieszczeniach (pl. II, fig. 2). Jest to związane z genezą omawianego złupkowacenia, którą trzeba przypisać dyferencjalnym ruchom kompleksów skalnych, wyładowującym się na mało zwięzłych pakietach utworów serycytowo-kwarcowych.

Ruchy te nie były jednak następstwem naprężeń, wywiązujących się na skrzydłach jakichś struktur fałdowych, jaką to genezę często się przyjmuje dla złupkowacenia tnącego z pękania. Tutaj były to płaskie, na ogół poziome (sądząc po ułożeniu kompleksów skliważowanych) ślizgi poszczególnych pakietów skalnych po sobie, w dalszym tekście zwane przemieszczeniami pakietowymi (w odróżnieniu od blokowych — niezależnych od położenia ławic). Mielibyśmy tu więc skliważowanie analogiczne do tego, opisywanego w sąsiedztwie płaszczyzn uskoków i nasunięć (m.in. P. Sheldon in Ch. Nevin 1950). Za powyższą interpretacją przemawia:

1. Niestwierdzenie na rozpatrywanym obszarze (na podstawie innych kryteriów) dużych fałdów o stylu odpowiednim dla powstania złupkowacenia osiowego w większej skali.

2. Zdarzająca się niezgodność z płaszczyznami osiowymi mikrofałdów.

3. Mimo przewagi pewnych kierunków, brak dostatecznej prawidłowości całego systemu, jaka cechuje typowo kongruentne złupkowacenie osiowe.

4. Lokalny rozwój omawianego złupkowacenia, ograniczony nie tylko (najczęściej) do skał serycytowo-kwarcowych, ale do pewnych pakietów w obrębie nich (pl. II, fig. 2), a nawet do określonych smug ślizgowych w skali mikroskopowej. W większości odsłonięć w ogóle nie widać żadnego kliważu poza ławicowym, co przy regionalnym rozwoju fałdów leżących (musiałyby to być takie fałdy ze względu na położenie pakietów skliważowanych i ogólnej foliacji) byłoby zupełnie niezrozumiałe.

Powstanie drugiej grupy złupkowacenia tnącego w wyniku przemieszczeń pakietowych nie oznacza, że niemożliwa jest jego interpretacja tektoniczna. Niedostateczna ilość pomiarów wyklucza co prawda obliczenie statystyczne, ale z zebranych danych wynika, że znaczną przewagę mają systemy o biegach w granicach od NW-SE do NE-SW, z tendencją do kierunków mniej więcej równoleżnikowych.

Jeżeli zatem, jak to się zwykle czyni, interpretować złupkowacenie z pękania jako płaszczyzny ścięć o biegu prostopadłym do głównego wektora tektonicznego (osi *a* w systemie generalnego planu sił), to trzeba przyjąć, że wektor ten leżał w płaszczyźnie mniej więcej południkowej. Uwzględniając zaś towarzystwo typowych objawów ruchów dyferencjalnych (mikrofałdy, zbrekcjowanie — patrz dalsze rozdziały), którycb

kierunek i rozmieszczenie wskazuje na przemieszczenia w płaszczyznach mniej więcej horyzontalnych, wypada uznać, że wyżej wymieniony wektor leżał (w grubym przybliżeniu oczywiście) w linii N-S. Jeżeli chodzi o zwrot tego wektora (wergencję ruchów), opierając się na sytuacji regionalnej można sądzić, że był on północny. Innymi słowy, działała tu siła (kompresja lub tensja) skierowana ku N. Rezultatem jej były przemieszczenia mas, polegające głównie na przesunięciach kompleksów skał sztywnych po pakietach utworów mniej zwięzłych (najczęściej serycytowo-kwarcowych), co spowodowało powstanie w tych ostatnich złupkowacenia z pękania. Ponieważ zaś złupkowacenie to cechuje przewaga upadów południowych, na ogół musiało tu zachodzić przesuwanie pakietów wyższych po niższych, tzn. najwyższe kompleksy uległy najdalszemu przemieszczeniu ku N. Był to więc proces podobny do przemieszczeń cząstkowych (Teilbewegungen) opisanych przez H. Teisseyre'a (1959) z warstw inoceramowych Karpat fliszowych. Zgadza się to też z konsekwencjami, jakie wynikają dla tektoniki trzonu krystalicznego z grawitacyjnej tektoniki alpejskiej, postulowanej przez Z. Kotańskiego (1961).

Obydwie grupy złupkowacenia tnącego są bowiem niewątpliwie wieku alpejskiego. Świadczą o tym następujące cechy tego złupkowacenia:

1. powyżej opisane kierunki;
2. styl mechaniczny (złupkowacenie z pękania), niezgodny ze stylem struktur waryscyjskich na obszarach o małych i średnich nachyleniach foliacji (do jakich należą w większości obszary, na których obserwowano to złupkowacenie);
3. stosunek do waryscyjskiej foliacji oraz złupkowania i złupkowacenia ławicowego (opisany powyżej oraz w opracowaniu petrograficznym);
4. asocjacja z typowymi mikrostrukturami alpejskimi (mikrofałdy, zbrekcjowanie);
5. rozwój w „białych gnejsach aplitowych", uznawanych za produkt dynamometamorfozy alpejskiej (pl. II, fig. 1).

O tym, że w trakcie ruchów alpejskich dochodziło do tworzenia złupkowacenia z pękania, świadczy jego obecność w piaskowcach niższego seisu. Stwierdzono ją w Dolinczańskim Potoku opodal kontaktu z utworami krystalicznymi oraz w Kamienistym Żlebie, tuż przy znacznej linii dyslokacyjnej (pl. III, fig. 1). Widać więc, że i w utworach osadowych złupkowacenie to występuje w sytuacjach sugerujących jego związek z przemieszczeniami niefałdowej natury.

Kliważ pręcikowy. — Jest to zjawisko rzadkie, spotykane wyłącznie w niektórych skałach serycytowo-kwarcowych i łupkach grafitowych. Pochodzenie tego kliważu udało się w pewnej mierze wyjaśnić, nie będę się jednak tą sprawą zajmował, gdyż nie ma ona w tym przypadku znaczenia dla tektoniki.

Cios

Cios w osłonie metamorficznej. — Cios ławicowy, podobnie jak kliważ ławicowy, był przedmiotem licznych pomiarów i został rozpatrzony łącznie z foliacją. Inne systemy ciosu nie wykazały ani jakiejś czytelnej zależności od lokalnych struktur, ani prawidłowości ogólnej. Wiąże się to niewątpliwie z wybitną niejednorodnością mechaniczną środowiska.

Cios w granitach. — Z uwagi na warunek jednorodności mechanicznej, opracowaniem statystycznym objąłem tylko duże i średnie masy granitów. Opisane w części petrograficznej trudności ich sklasyfikowania genetycznego i związane z nimi trudności systematyki ciosu, zmu-

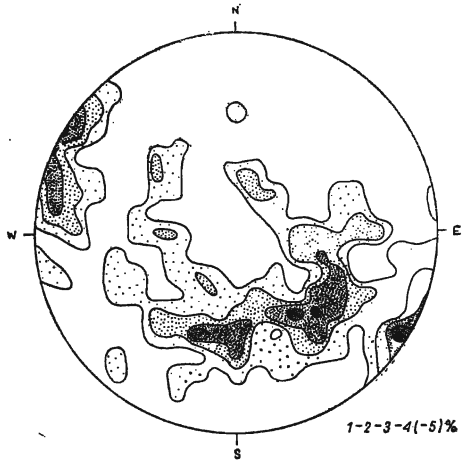


Fig. 5

Cios w dużych ciałach granitowych (151 biegunów, górna półkula)

Jointing in larger granite bodies (151 poles, upper hemisphere)

siły do ujęcia wszystkich pomiarów we wspólnym diagramie (fig. 5). Pozwala on na kilka wniosków i przypuszczeń:

1. Na diagramie wyróżniają się 2 pary maksimów:

I — wskazująca na biegi głównie NNE-SSW przy upadach bardzo stromych lub pionowych.

II — wyrażająca upady rzędu 45° w kierunkach południowych, przy biegach: a) mniej więcej WNW-ESE i b) mniej więcej NE-SW.

Taki wygląd diagramu przemawia za dwoma rodzajami czynników, bądź dwoma etapami powstawania ciosu.

2. Brak związku z diagramem foliacji na figurze 3 (dotyczącym tych samych ciał granitowych) dowodzi, że żaden z systemów ciosu nie ma genezy prototektonicznej. Sądzę, że przynajmniej większość ciosu objętego figurą 5 ma pochodzenie tektoniczne.

3. Kierunek wyznaczony przez maksima I jest mniej więcej równoległy do dominujących kierunków foliacji osłony metamorficznej. Wydaje się więc, że jest to cios podłużny (*ab* w kinematyce ruchu fał-

dowego), związany z waryscyjskimi deformacjami osłony metamorficznej. Zgadza się z tym fakt częstego wykorzystywania szczelin tego ciosu (zarówno w granitach, jak w osłonie metamorficznej) przez żyły granitoidów typu 4 (pl. III, fig. 2). Łagodny styl większości fałdów waryscyjskich sugeruje jednak, że cios ten rozwinął się nie tyle w samym procesie fałdowania, ile u jego schyłku, a w początku fazy późnoorogenicznych wypiętrzeń pionowych. Zbliżony do tu omówionego kierunek NE-SW cechuje stromy cios waryscyjski, który — według A. Gorka (1959) — dominuje w Tatrach Wysokich.

4. Systemy ciosowe grupy II w związku z ich położeniem i brakiem odpowiednio licznych symetrycznych odpowiedników o przeciwnych upadach uważam za sprzężony zespół płaszczyzn ścięć wieku alpejskiego, podporządkowany ówczesnemu planowi ruchów, tj. przeważającej składowej poziomej o wergencji mniej więcej północnej. Nie jest to prosty cios kompresyjny, gdyż duża część jego płaszczyzn (z grup *a* i *b*) krzyżuje się pod kątami większymi od 90° (na osi wspomnianej głównej siły), a niemal wszystkie upadają w kierunkach południowych, pod kątami około 45°. Możliwe więc, że mamy tu wypadkową ścinania o mechanizmie rotacyjnym (analogicznego do opisanego przez J. Burcharta (1963) i do ciosu pierzastego przy nasunięciach etc.), dostarczającego jednego, jednokierunkowo nachylonego systemu płaszczyzn, i prostego ściania kompresyjnego. To ostatnie, w związku z pewnym wyładowaniem naprężeń na płaszczyznach poprzednich, nie wykształciło normalnie wyodrębnionych i ustawionych dwóch systemów.

Przyjęcie układu rotacyjnego w podłożu przemieszczanych mas osadowych (wierchowych i reglowych) dobrze odpowiada podanemu przez Z. Kotańskiego (1961) mechanizmowi tych przemieszczeń oraz obserwacjom złupkowacenia tnącego i mikrofałdów. Warto też zauważyć podobieństwo kierunków i nachyleń ciosu II z położeniem dwóch systemów alpejskich stref mylonitowych, przytaczanych ze słowackich Tatr Zachodnich przez A. Gorka (1959). Ponieważ zaś autor ten stwierdza (1958, 1959), że strefy mylonitowe są predysponowane przez systemy spękań waryscyjskich, nie można wyłączyć, że i rozpatrywany cios jedynie odnowił te z dawnych powierzchni nieciągłości, które miały orientację sprzyjającą wyładowaniu się naprężeń alpejskich.

Powyższe uwagi oczywiście nie mają pretensji do ostatecznego rozwiązania zagadnienia ciosu w granitach. Wymagają one bowiem uzupełnienia przez szczegółowe obserwacje powierzchni ciosowych (mineralizacja, morfologia).

Cios w serii osadowej (porównanie). — Mimo niewielkiej liczby danych, diagram na figurze 6 wykazuje dość znaczne uporządkowanie. Dwa południowe maksima są, jak sądzę, odpowiednikiem systemów grupy II (alpejskiej) z figury 5. Ich nieco odmienne położenie tłumaczy się mniejszą sztywnością piaskowców seisu (z których pochodzą niemal

wszystkie pomiary) i bardziej kompresyjnym mechanizmem ścinania wskutek położenia w wyższej „kondygnacji strukturalnej". Dwusieczna kąta między środkami geometrycznymi południowych maksimów ma azymut około 10°, co jest zgodne z kierunkiem dużej części rys ślizgowych (p. następny rozdział) i wraz z nim oznacza prawdopodobnie główną oś generalnego planu sił (*a*) w pewnej fazie ruchów alpejskich.

Trzecie maksimum figury 6 wyraża systemy o biegach prawie południkowych i stromych upadach zachodnich. Cios ten występuje pra-

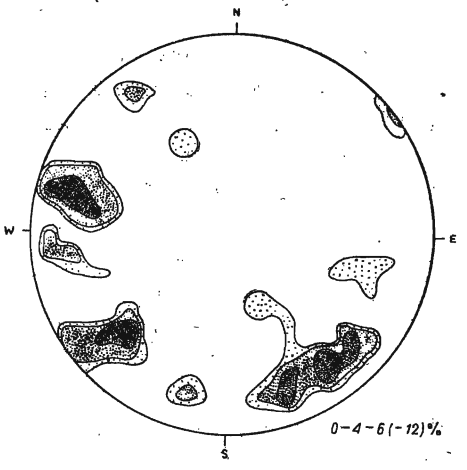


Fig. 6

Cios w utworach osadowych (43 bieguny, górna półkula)

Jointing in clastic rocks (43 poles, upper hemisphere)

wie wyłącznie na Ornaku, i to głównie w Siwych Skałach. Wobec tego można sądzić, że jest to cios z rozrywania, związany z fleksurą Ornaku. Zgadza się z tym jego nachylenie, mniej więcej prostopadłe do nachylenia fleksury, oraz pewne odchylenie jego biegów ku NNE, które można przypisać wpływowi towarzyszącej fleksurze rotacji.

Dyslokacje nieciągłe

Lustra i rysy ślizgowe. — *Lustra ślizgowe* wykorzystują najczęściej wcześniejsze powierzchnie nieciągłości, toteż nie nadają się do osobnego opracowania statystycznego. Przewagę mają jednak, podobnie jak na obszarze opracowanym przez J. Burcharta (1963), lustra połogie i poziome (rozwinięte na płaszczyznach foliacji, ławicowego ciosu i kliważu), co mówi o płaszczyźnie, w jakiej odbyła się większość sztywnych przemieszczeń (płaszczyzna *ab* planu sił mniej więcej pozioma). Większość zjawisk ślizgowych zawdzięcza więc swoje pochodzenie przemieszczeniom typu pakietowego, scharakteryzowanym już w opisie kliważu tnącego.

Zbiorcze zestawienie statystyczne *rys ślizgowych* przedstawia diagram na figurze 7. Przy wspomnianej orientacji płaszczyzny *ab* miarodajnym kryterium kierunków transportu tektonicznego są tylko rysy

niezbyt nachylone (warunek ten nabiera szczególnego znaczenia przy przyjęciu tektoniki grawitacyjnej Z. Kotańskiego, 1961; Jaroszewski 1965b), toteż w diagramie uwzględniłem systemy nie przekraczające 30°. Z uwagi na brak regularności kierunków nachyleń rys, diagram wykazuje tylko ich azymuty.

Wiek wybitnych zjawisk ślizgowych uważam za alpejski, gdyż:

1. wszystkie one występują na całym terenie, bez związku ze zmianami kierunków waryscyjskich (np. za fleksurą Ornaku);

2. rysy o kierunkach mogących uchodzić za waryscyjskie krzyżują się miejscami z rysami na pewno alpejskimi;

3. wszystkie systemy ślizgów są podobnie wykształcone, podobnie (połogo) nachylone i najczęściej pozbawione mineralizacji;

4. opisany już styl struktur waryscyjskich nie stwarza warunków dla powszechnego rozwoju zjawisk ślizgowych.

Interpretacja szczegółowa figury 7 powinna być, moim zdaniem, następująca.

Maksimum „północne", jako najsilniejsze i najbardziej skoncentrowane, wyraża główny kierunek transportu tektonicznego, leżący na osi *a* generalnego planu sił w danej fazie ruchów alpejskich. Sądzę, że była to faza lub obydwie fazy szariaży reglowych (p. niżej).

Maksimum „wschodnie" uważam za rezultat pochodnego transportu tektonicznego wzdłuż osi *b* generalnego planu sił, prawdopodobnie w tej samej fazie, w której powstały rysy południkowe; jak widać bowiem, te dwa maksima są do siebie dokładnie prostopadłe.

O istnieniu na omawianym terenie alpejskiego transportu wzdłuż osi *b* świadczą asymetryczne mikrofałdy i zgodne z nimi złupkowacenie tnące o kierunku 170°, stwierdzone w łupkach wyższego seisu. W krystaliniku jednak, przy panującym sztywnym stylu deformacji alpejskich, taki kierunek transportu wymaga specyficznych warunków mechanicznych. I istotnie, jak wykazało specjalne zestawienie diagramów „odcinkowych" (tu nie reprodukowane), rysy omawianego zespołu są silnie rozwinięte tylko w masywie Smreczyńskiego Wierchu oraz w pobliżu fleksury Ornaku. Analiza regionalna pokazuje zaś, że na obu tych obszarach w okresie szariaży alpejskich istniały wyniesienia, które mogły podlegać układowi sił sprzyjającemu transportowi wzdłuż osi *b*. W sąsiedztwie fleksury Ornaku wchodzą też w grę rysy będące śladem przemieszczeń związanych z tą strefą dyslokacyjną.

Maksimum „południowo-wschodnie", obejmujące największą ilość pomiarów, budzi zarazem największe wątpliwości interpretacyjne. Kierując się jego przybliżoną zbieżnością z ogólnym wydłużeniem diagramu foliacji (fig. 1) sądzę, że rysy te rozwinęły się w płaszczyźnie *ac* fałdów waryscyjskich. Proces ten mógł się rozpocząć jeszcze podczas fałdowań waryscyjskich, w drodze znanego mechanizmu ślizgania się po sobie powierzchni wyginanych ławic wzdłuż płaszczyzny *ac* (m.in. Closs 1946,

Jaroszewski 1965b). Z uwagi na łagodny styl większości struktur waryscyjskich i takież położenie mierzonych rys wydaje się jednak, że nie był to główny czynnik rozwoju zjawisk ślizgowych. Za taki trzeba uznać płaskie (pakietowe) przemieszczenia alpejskiego wieku, w kierunku składowej ówczesnego pola sił mniej więcej prostopadłej do przeważającej orientacji fałdów waryscyjskich. Zaszło więc jakby odnowienie międzyławicowych ruchów ślizgowych w płaszczyźnie, predysponowanej wcześniejszym wygięciem ławic.

Za tym poglądem przemawia choćby fakt, że orientacja rys (maksimum ok. 130°) stanowi pewną wypadkową dominujących biegów struktur waryscyjskich o małych upadach ławic i ogólnego kierunku alpejskiego transportu tektonicznego. Nie wiadomo zresztą, czy rozpatrywane rysy powstały w tej samej fazie, co rysy dwu poprzednich grup

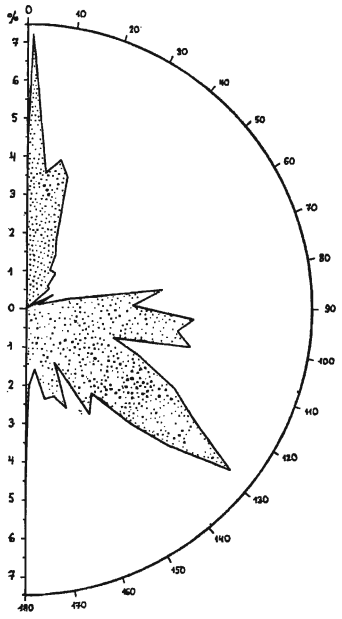


Fig. 7

Azymuty rys ślizgowych (245 systemów rys)
Azimuths of tectonic striae (245 sets of striae)

(wspomniane już obserwacje nad krzyżowaniem się rys miejscami sugerują nawet, że rysy „południowo-wschodnie" są młodsze), toteż główny kierunek transportu, towarzyszący ich powstaniu, mógł być nieco odmienny.

Ogólnie biorąc, o ile stać na stanowisku tektogenezy grawitacyjnej Z. Kotańskiego (1961), rozwój pakietowych przemieszczeń mas, a co za tym idzie zjawisk ślizgowych, kliważu tnącego i mikrofałdów (patrz niżej), trzeba przypisać przede wszystkim szariażom reglowym. Składa się na to ich — w porównaniu do jednostek wierchowych — o wiele większa masa, dużo większa amplituda przemieszczenia, znacznie intensywniejsze deformacje i wytłoczenia w spągu, wreszcie stwierdzenie zjawisk typu

dynamometamorficznego w podłożu płaszczowiny dolnej (Jaroszewski 1957).

Na zakończenie interpretacji figury 7 warto zwrócić uwagę na dokładną zbieżność jej dwóch głównych maksimów („północnego" i „południowo-wschodniego") z dwoma maksimami łagodniej nachylonych systemów ciosowych na figurze 5, zinterpretowanymi jako sprzężone systemy ciosu ze ścinania. Zbieżność ta sugeruje, że te dwie grupy zjawisk powstały w wyniku tego samego układu naprężeń i mniej więcej równocześnie, tzn. maksima „południkowe" reprezentują cios i rysy rozwinięte na osi *a* głównego planu tektonicznego, zaś maksima „południowo-wschodnie" stanowią rezultat dostosowania się odkłuć pakietowych i ścięć do struktur waryscyjskich.

Duże, strome uskoki. — Przebieg większych uskoków, który udało się ustalić w terenie, przedstawia mapa (tabl. II). Płaszczyzny tych uskoków są zazwyczaj strome, toteż ich intersekcja reprezentuje w przybliżeniu rzeczywiste kierunki. Jak widać, w obrębie utworów krystalicznych i na ich styku z pokrywą osadową znaczną przewagę mają kierunki w zakresie od NNE-SSW do ENE-WSW, na drugim miejscu stoi zaś mniej więcej prostopadły do tego zespół od NNW-SSE (miejscami nawet N-S) do NW-SE. Samo istnienie takiego układu kierunków jest w świetle dotychczasowych uwag o tektonice krystaliniku zupełnie zrozumiałe. Pierwszy, dominujący zespół uskoków jest po prostu odbiciem płaszczyzny *ab* struktur waryscyjskich i odpowiadającego jej stromego ciosu podłużnego, drugi zaś rozwinął się, z grubsza biorąc, w płaszczyźnie *ac* tych struktur. Wykorzystywanie wspomnianego ciosu przez uskok stwierdzono w terenie — w Pierwszej Suchej Dolince Smreczyńskiej. Natomiast rozstrzygnięcie wieku tych uskoków na razie nie jest możliwe.

Powyższa zbieżność kierunków oczywiście nie musi bowiem oznaczać, że uskoki są waryscyjskie, z drugiej zaś strony ich rozwój na kontakcie z utworami osadowymi (pl. IV, fig. 1) lub wchodzenie w te utwory może być tylko wyrazem alpejskiego odmłodzenia starych płaszczyzn uskokowych. Przy tym, tektonika dysjunktywna mogła mieć miejsce nie tylko w głównej (subhercyńskiej — Kotański 1961) fazie ruchów alpejskich, lecz także w późniejszych fazach (pisze o tym także A. Gorek, 1958). Jest nawet prawdopodobne, że w fazie laramijskiej, a zwłaszcza sawskiej, w związku z panującą wówczas rolą sił pionowych, odbyła się większość zaburzeń uskokowych, przynajmniej pod względem łącznego rozmiaru przemieszczeń. Dyslokacje waryscyjskie z kolei najprościej wiązać z fazą wypiętrzania u schyłku tego okresu, tą samą, która przyniosła utworzenie stromego ciosu. Predyspozycję, głównie późnowaryscyjską, dla alpejskich stref mylonitowych w Tatrach Wysokich przyjmuje A. Gorek (1959).

Jakichś informacji o wieku uskoków można by oczekiwać po ana-

lizie płaszczyzn uskokowych — ich mineralizacji, rys, kierunku zrzutu, stosunku do innych elementów strukturalnych. Niestety jednak wskutek złego stanu odsłonięć płaszczyzny dużych uskoków z reguły nie są dostępne dla bezpośredniej obserwacji, a ich przebieg został skartowany przeważnie na podstawie kryteriów pośrednich — wzajemnego stosunku utworów, zbrekcjowania, rzeźby (pl. IV, fig. 2).

Mimo powyższych wątpliwości przypuszczam, podobnie jak A. Gorek (1959) i J. Burchart (1963), że znaczenie okresu alpejskiego dla tektoniki dysjunktywnej było decydujące. Przekonanie to opieram na:

a) obfitości alpejskich deformacji dysjunktywnych na innych obszarach trzonu krystalicznego Tatr, mającej wyraz w literaturze (m.in. Gorek 1958, Burchart 1963);

b) powszechności na opisywanym terenie innych zaburzeń nieciągłych, które w większości trzeba uznać za alpejskie (patrz inne rozdziały);

c) obecności na tymże terenie poważnej strefy dyslokacyjnej niewątpliwie alpejskiego wieku (fleksura Ornaku);

d) rozumowaniu teoretycznym, które wskazuje, że reakcja planu waryscyjskiego na wpływy alpejskie musiała polegać przede wszystkim na sztywnych lub półsztywnych przemieszczeniach blokowych (uskokowych) i pakietowych, nie zaś na plastycznym przefałdowaniu. Tektogeneza waryscyjska pozostawiła po sobie bowiem dość typową strukturę kategorii „blacha falista" o kierunkach całkiem niezgodnych z alpejskim planem sił, a w takim przypadku, jak wiadomo, do odkształceń plastycznych dochodzi bardzo opornie. Na stałą tendencję do deformacji coraz to sztywniejszych w warunkach tektoniki poligenetycznej wskazuje H. Teisseyre (1959).

Wypada jednak zaznaczyć, że istnieją pewne wskazówki, iż także w okresie waryscyjskim odbywały się jakieś przemieszczenia uskokowe. W drobnej skali obserwuje się np. uskoczki zabliźnione żyłkami o składzie granitowym. Na większych powierzchniach przemieszczeń zdarza się zespół kwarc-syderyt (co do którego stwierdziłem, że może być przedalpejski), choć zwykle powłoczka mineralna jest wyślizgana, a zatem ruch odbył się przynajmniej w części po mineralizacji.

Odkłucia, płaskie uskoki, nasunięcia. — Są to przede wszystkim przemieszczenia blokowe o małym nachyleniu powierzchni ślizgu i pakietowe, być może też zbliżone zjawiska większych rozmiarów. Objawy wszystkich tych zjawisk zostały w większości już opisane. Obserwuje się je dość często w różnej skali.

W rozmiarach mikroskopowych reprezentują je znamiona dyferencjalnych ruchów masy skalnej w postaci rotacji dużych ziarn, mikroskopijnego złupkowacenia z pękania, smug ślizgowych oraz kataklazy, czasem najdrobniejszych mikrofałdów. Naturalnie zjawiska te rozwijają się niekiedy także przy zwykłych uskokach.

W skali odsłonięć płaskie przemieszczenia objawiają się rozwojem

kliważu, miejscami ciosu, luster i rys ślizgowych o łagodnym nachyleniu; czasem kataklazą, pogięciem żył mineralnych (pl. V, fig. 1), seriami zmarszczek tektonicznych lub asymetrycznych mikrofałdów; wreszcie zmiętoszeniem foliacji (pl. V, fig. 2 i pl. VI, fig. 1) bądź całych ławic i niezgodnościami między ich kierunkami. Te ostatnie oznaczają prawdopodobnie większe przemieszczenia, odbywające się zwłaszcza na kontaktach utworów znacznie różniących się własnościami mechanicznymi.

Odkłucia czy nasunięcia w *skali mapy* (o amplitudzie rzędu dziesiątków i setek metrów) nie zostały stwierdzone, choć wobec fragmentarycznego odsłonięcia terenu obecności ich nie można wykluczyć. Jak wspomniano na stronie 447, następstwem tego typu struktur mogłyby być strome położenia foliacji w niektórych rejonach.

Pomijając te ostatnie, problematyczne przemieszczenia w dużej skali, ogół opisywanych tu dyslokacji wypada zaliczyć do okresu alpejskiego. Składa się na to interpretacja ich poszczególnych objawów, dokonana w odnośnych rozdziałach. Jak uzasadniłem w rozdziale o zjawiskach ślizgowych, ze stanowiska tektogenezy grawitacyjnej można przypuszczać, że bezpośrednią przyczyną płaskich przemieszczeń było oddziaływanie na swoje podłoże szariaży reglowych. Oddziaływanie to musiało być szczególnie silne na obszarze elewacji transwersalnych, co zostało pośrednio potwierdzone przez spostrzeżenia Klineca (in Gorek 1959) w masywie Wielkiej Kopy Koprowej. I istotnie, na terenie, który jest najwyżej wzniesioną częścią obszaru elewacyjnego za fleksurą Ornaku, tj. w grupie Błyszcz — Liliowe Turnie — Siwe Turnie, procesy odkłuć pakietowych i różnego rodzaju dysjunkcji są nader częste, choć niewątpliwie składa się na to i predyspozycja litologiczna w postaci obecności skał serycytowo-kwarcowych.

Kataklaza, mylonityzacja i lokalna dynamometamorfoza. — Zjawiska te są pospolite, lecz nie mają tak dużego zasięgu, jaki opisał z południowej części Tatr Zachodnich m.in. A. Gorek (1959). Na małą skalę objawiają się one w obrazach mikroskopowych skał krystalicznych w postaci różnych deformacji teksturalnych, przy czym, gdy dochodzi do pokruszenia skaleni, często towarzyszy mu serycytyzacja (młodsza od częstej i silnej serycytyzacji skaleni nie zdeformowanych, głównie plagioklazów). Widoczna megaskopowo kataklaza i mylonityzacja towarzyszy większym uskokom lub odkłuciom pakietowym w różnych miejscach, nie tworzy jednak jakichś stref o znaczeniu regionalnym. Metamorfoza dynamiczna przejawia się rozwojem blaszek i smug muskowitu czy serycytu, równoległych do niektórych linii dyslokacyjnych. Zjawisko to cechuje zwłaszcza rejon Błyszcza, ale występuje też w wielu innych miejscach. Gdzieniegdzie nie można wykluczyć bardziej gruntownej przebudowy tekstury pod wpływem czynników dynamicznych. Na przykład obszar Kotłów i Siwych Sadów, jak stwierdza A. Gaweł (1959b), obfituje w „dynamiczne przekształcenia skał", będące skutkiem „mylo-

nityzacji wzdłuż powierzchni fleksury (Ornaku — przyp. mój) i obniżenia osi trzonu". Na tym terenie występują m.in. „białe gnejsy aplitowe", których dynamometamorficzną genezę wykazał S. Kreutz (1930).

Jak widać choćby z czynników powodujących rozpatrywane zjawiska, trzeba je wiązać w głównej mierze z tektogenezą alpejską. Osobne zagadnienie, rozwinięte w opracowaniu petrograficznym (Jaroszewski 1966, w druku), stanowi natomiast wiek i udział procesów omawianego typu w budowie skał serycytowo-kwarcowych.

Fleksury

Jak już wspominałem, cechy fleksury ma częściowo strefa dyslokacyjna biegnąca wzdłuż wschodniego zbocza Ornaku. Możliwe też, że charakter fleksur mają pewne struktury w obrębie samych utworów krystalicznych, w rejonach stromego ustawienia foliacji.

Dyslokacje ciągłe

Zmarszczki tektoniczne i mikrofałdy. — Mikrostruktury te występują na całym terenie, jednak litologia tutejszego krystaliniku sprawia, że nie są częste. Większość z nich zawdzięcza swe powstanie alpejskim ruchom pakietowym, o czym świadczy:

1. łagodny styl większości waryscyjskich struktur fałdowych (nie stwarzający warunków dla poważniejszych ruchów dyferencjalnych między ławicami w wyniku samego fałdowania), przy czym mikroformy towarzyszą właśnie tym łagodniejszym strukturom;
2. asocjacja z innymi objawami ruchów pakietowych, jak zjawiska ślizgowe i złupkowacenie z pękania;
3. u wielu mikrofałdów — zbyt nieregularny styl i brak dostatecznej kongruencji, jak na formy związane z procesem fałdowania;
4. dość jednolita wergencja form asymetrycznych (fig. 8), odwrotna niż przypuszczalna wergencja ruchów waryscyjskich na tym obszarze;
5. duży udział typowych kierunków alpejskich (fig. 9);
6. nieprzeorganizowanie poziomości osi *b* (fig. 9).

Pewna część omawianych mikrostruktur powstała jednak prawdopodobnie już w okresie waryscyjskim, za czym przemawia:

1. widoczna na figurach 8 i 9 grupa osi *b* o typowych dla opracowanego terenu kierunkach waryscyjskich;
2. sytuacja na planszy VI, figurze 2, gdzie powierzchnia ścięcia, z którym wiąże się powstanie drobnego fałdu, jest wykorzystana przez żyłę granitową.

Wydaje się, że za waryscyjskie należy uznać te z mikrofałdów, które są większe i występują w sztywniejszych oraz stromo nachylonych ławicach. Z drugiej strony, w utworach typu migmatytowego zdarza się

(choć rzadko) mikrosfałdowanie laminacji, które zdaje się być związane z uplastycznieniem towarzyszącym powstaniu tych skał (pl. VII, fig. 1). Struktury te wypada więc również uznać za przedalpejskie.

Przeważające mikrostruktury o kierunkach alpejskich przedstawiają plansze (pl. I, fig. 2, pl. VII, fig. 2 i pl. VIII, fig. 1 i 2). Zmarszczki

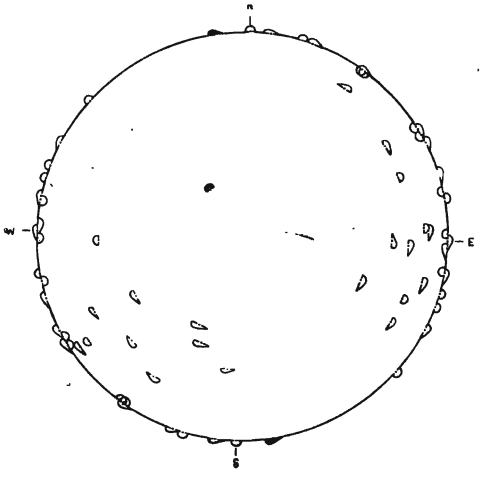


Fig. 8

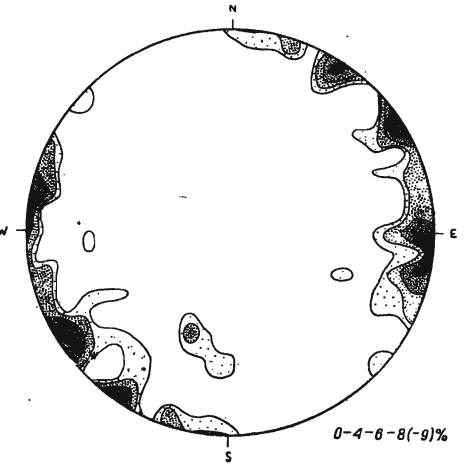


Fig. 9

Fig. 8

Mikrofałdy

Sylwetka fałdu wskazuje na symetryczność lub asymetryczność danego systemu mikrofałdów i ewentualny kierunek asymetrii, punkt pod sylwetką — kierunek osi tego systemu (w projekcji na dolnej półkuli). Zaczerniono mikrofałdy z utworów osadowych)

Microfolds

The outline of the fold suggests whether the given set of microfolds is symmetric or asymmetric, in the latter case it suggests the direction of asymmetry; the point below the outline indicates the axial direction of the given system (lower hemisphere projection). Microfolds in sedimentary rocks have been blackened

Fig. 9

Osie *b* mikrofałdów w krystaliniku (44 systemy mikrofałdów, dolna półkula)

The *b*-axes of microfolds in the crystalline massif (44 sets of microfolds, lower hemisphere)

tektoniczne są stosunkowo duże, zarówno symetryczne (pl. VII, fig. 2), jak asymetryczne (pl. VIII, fig. 1). Wśród mikrofałdów przeważają asymetryczne, zwykle dość regularne i jednolicie zorientowane; ta grupa reprezentuje prawdopodobnie typowe fałdki ciągnione (pl. I, fig. 2 i pl. VIII, fig. 2). W utworach szczególnie mało sztywnych (głównie skały serycytowo-kwarcowe) powstają formy mniej regularne (pl. VI, fig. 1),

o zmiennej wergencji, aż do chaotycznego zmiętoszenia (pl. V, fig. 2). Tłumaczy się to tym, że przemieszczenia pakietowe w podatnych kompleksach były szczególnie duże, a pod względem kinematycznym większość tych mikrofałdów to prawdopodobnie nie typowe fałdki ciągnione, lecz powstałe przy współudziale „wleczenia" drobne fałdy z płynięcia. Ostatnia okoliczność tłumaczy też opisany już słaby rozwój kliważu z pękania (zwłaszcza osiowego) i zdarzającą się jego niezgodność względem mikrofałdów.

Charakterystykę 46 systemów mikrofałdów i zmarszczek tektonicznych (w tym dwa pomiary z serii osadowych) podaje figura 8 (projekcja osi *b* z oznaczeniem kierunku pochylenia bądź asymetrii). 44 systemy z terenu krystalicznego przedstawia statystycznie figura 9. Przy tej ilości danych możliwe są tylko prowizoryczne wnioski:

1. Większość osi ma kierunki, które można uznać za alpejskie. Maksima wyznaczające kierunek ENE-WSW odpowiadają stwierdzonemu już poprzednio transportowi tektonicznemu, będącemu pewną wypadkową osi *a* głównego alpejskiego planu tektonicznego i dominującego kierunku struktur waryscyjskich. Wiek waryscyjski mogą mieć mikrostruktury o osiach w zakresie od NE-SW do N-S.

2. Większość form cechuje asymetria (ew. pochylenie) w kierunkach północnych, co zgadza się z ich genezą głównie w wyniku alpejskich przemieszczeń pakietowych.

3. Znaczna większość osi ma położenie poziome lub słabo nachylone, a więc zapewne nie przeorganizowane. Sugeruje to, że po „szariażowym" stadium fazy subhercyńskiej nie doszło już do poważniejszych zmian orientacji elementów geometrycznych w krystaliniku.

Fałdy. — Makrostruktury fałdowe są scharakteryzowane położeniem foliacji (i innych, związanych z nią płaszczyzn), toteż danych o nich dostarcza odpowiedni rozdział i diagramy. Obserwacje dotyczące specjalnie struktur fałdowych niewiele mogą dorzucić do tej charakterystyki, a to z następujących przyczyn:

1. dużej obocznej zmienności petrograficznej, utrudniającej lub uniemożliwiającej korelację ogniw;

2. fragmentarycznego odsłonięcia terenu, uniemożliwiającego rekonstrukcję ewentualnych dużych fałdów;

3. faktu, że niemal wszystkie odsłonięcia przypadają na stromo nachylonych zboczach, których kierunki w większości są zbliżone do dominujących biegów foliacji. Innymi słowy widoczne są najczęściej tylko przekroje równoległe do biegu, nie mogące ujawnić obecności struktur fałdowych;

4. z przyczyn petrogenetycznych intersekcyjny obraz ogniw litologicznych nie ma większej wartości dla interpretacji tektoniki fałdowej (patrz dalszy tekst).

Powyższe przyczyny sprawiły też, że zdecydowałem się nie obliczać dla całego terenu teoretycznych (konstrukcyjnych) osi fałdów (osi β). Na tym terenie z reguły nie wiadomo bowiem, które pomiary foliacji można ze sobą porównywać, tj. jaki obszar brać pod uwagę jako przynależny do jednego fałdu. W związku ze zmiennością oboczną, dla większości struktur fałdowych na tym terenie należałoby w ogóle nie używać określeń antyklina i synklina, lecz *antiform* i *synform*, wprowadzonych przez Bailleya (in Sutton 1958). Są to zatem struktury (wypukłe i wklęsłe) natury przynajmniej częściowo fałdowej, nie wyrażone jednak przez właściwe typowym fałdom powtórzenia ogniw.

Mimo powyższych trudności, między Upłazem Smreczyńskim a Przełęczą Tomanową, gdzie są stosunkowo liczne odsłonięcia w różnych płaszczyznach, wyznaczono osie β w miejscach stwierdzonych terenowo zaburzeń fałdowych. Na 9 uzyskanych osi, 7 miało przebiegi w zakresie od N-S do NE-SW, a więc zgodne z kierunkami waryscyjskimi, wynikającymi ze zbiorczego diagramu na figurze 1. Potwierdził się też brachyfałdowy charakter omawianych struktur, o którym świadczy zresztą sam obraz foliacji na mapie.

Styl większości fałdów waryscyjskich jest łagodny, nie brak też jednak form dość ostrych, zwłaszcza na W od fleksury Ornaku. Pod względem morfologicznym pierwsze są, zdaje się, w większości szerokopromiennymi wypaczeniami bądź fałdami cylindrycznymi, drugie — fałdami dość wąskopromiennymi, niecylindrycznymi (o ostro zarysowanym przegubie). Z punktu widzenia strukturalnego jedne i drugie należą prawdopodobnie do fałdów koncentrycznych, może z pewnym udziałem stylu analogicznego u form ostrzejszych. Wreszcie, pod względem kinematycznym omawiane struktury powstały najprawdopodobniej głównie w drodze płynięcia, przy pewnym udziale zginania. Za pierwszym mechanizmem przemawia współistnienie na niewielkich odległościach form o różnym stylu i rozmiarach oraz sama pozycja głównej fazy deformacyjnej w cyklu waryscyjskim (Jaroszewski 1966, w druku), stwarzająca dogodne warunki dla fałdowania z płynięcia (Ażgirej 1956). Na obecność jakichś sił tangencjalnych i w związku z tym prawdopodobnych procesów zginania wskazuje stosunkowo duże uporządkowanie kierunków, wspomniany już ostry i niecylindryczny profil niektórych form i wykształcenie się pewnej ilości mikrofałdów waryscyjskich.

Co się tyczy rozmiarów fałdów, promień ich jest najczęściej rzędu metrów lub dziesiątek metrów, nie przekracza zaś rzędu kilkuset metrów. Obecność struktur fałdowych o promieniu rzędu setek i tysięcy metrów nie została potwierdzona. Oczywiście, można połogo nachylone systemy foliacji traktować jako skrzydła wielkich fałdów leżących (jedna z interpretacji A. Gawła, 1959b) czy nasunięć, w takim przypadku powinien by jednak wystąpić liczny zespół typowych zjawisk towarzyszących (np. mikrostruktur), którego zupełnie nie obserwuje się.

Intersekcyjny obraz ogniw litologicznych

Z części petrograficznej i z dotychczasowych rozdziałów tektonicznych wynika, że dla tektoniki osłony metamorficznej omawianego terenu to tradycyjne kryterium tektoniczne nie może mieć dużego znaczenia. Skomplikowana i niedostatecznie udokumentowana petrogeneza sprawia nawet, że użycie jego może prowadzić do fałszywych wniosków tektonicznych. I tak na przykład, nawet na stosunkowo dobrze odsłoniętym i spokojnym tektonicznie obszarze Smreczyński Wierch — Kamienista intersekcja zespołów osłony, w zasadzie wskazująca na ich prawie poziome położenie, posiada jednak różne komplikacje, sugerujące zaburzenia tektoniczne. Tymczasem orientacja foliacji (tabl. II) dowodzi, że w wielu przypadkach komplikacje te spowodowane są tylko przyczynami petrogenetycznymi, innymi słowy intersekcja granic zespołów może nie być zgodna z intersekcją ich foliacji. Najczęściej zaś, głównie z powodu fragmentarycznego odsłonięcia, nie można się zorientować, jakie czynniki zdecydowały o takiej czy innej intersekcji.

Na ogół biorąc, kryterium intersekcyjno-litologiczne może ewentualnie okazać się użyteczne dopiero po odpowiednim opracowaniu petrograficznym całego terenu i przy jego kartowaniu oraz interpretacji tektonicznej w skali większej niż 1 : 10 000, z użyciem poważnych robót ziemnych.

Tym bardziej oczywiście kryterium zróżnicowania litologicznego nie może się w tym przypadku przyczynić do rozwiązania wewnętrznej tektoniki dużych mas granitowych; aktualne są tu przeszkody, wymienione przez autora w innej pracy (Jaroszewski 1961). Natomiast zwykle czytelny i nadający się do interpretacji jest przebieg granicy dużych mas granitowych z osłoną metamorficzną. Intersekcja tej granicy charakteryzuje kształt, rozmiary i położenie ciał granitów oraz ich stosunek przestrzenny do kompleksów otaczających. Chodzi przy tym zarówno o granity z grupy 1 (prawdopodobnie magmowe), jak o duże zespoły granitów może metasomatycznych z grup 2 i 3 — te, które da się ściśle okonturować.

Z punktu widzenia położenia i stosunku do osłony istnieją dwa typy dużych ciał granitowych. Pierwszy z nich to ciała ukazujące się zwykle nisko — w dnach dolin (Sucha Dolinka Tomanowa, Suche Dolinki Smreczyńskie, Dolinka, żleb Babie Nogi) spod pokrywy skał osłony i w głównej swej masie (poza lokalnymi odgałęzieniami) nie posiadające widocznego „spągu". Tylko w rejonie szczytu Tomanowej Polskiej granity tej grupy sięgają znaczniejszej wysokości, ale sytuacja tu jest specyficzna (patrz niżej). Drugi typ reprezentują ciała granitowe, których strop osiąga duże wysokości i które przynajmniej częściowo, a czasem na znacznej przestrzeni są podesłane przez utwory osłony. Tu należą masy granitowe Ornaku i obszaru Przełęcz Pyszniańska — Błyszcz — Siwe Turnie.

Jak widać, granicę między obszarami dwóch form mas granitowych stanowi fleksura Ornaku. Nasuwa się więc wniosek, że wskutek wyniesienia obszaru elewacyjnego za tą walną strefą dyslokacyjną ukazały się niższe od granitów ogniwa strukturalne, którymi są, jak się okazuje, znów utwory osłony metamorficznej. Wynikałoby z tego, że pod ciałami granitowymi pierwszego rodzaju (na obszarze depresyjnym) też można się spodziewać utworów niegranitowych. Jeżeli zatem duże masy granitowe łączyły się (powietrznie) lub łączą się (w głębi) ze sobą, co w odniesieniu przynajmniej do większości jest bardzo prawdopodobne, to stanowią one ciało o charakterze „międzywarstwowym" (określenie A. Gorka, 1959).

Oczywiście, w tym ujęciu mowa jest nie o jakiejś jednorodnej intruzji magmowej, lecz o całym zespole ciał granitowych, w tym także, być może, dużych mas pochodzenia metasomatycznego. Ponieważ jednak te ostatnie terenowo zdają się bezpośrednio sąsiadować z granitami magmowymi, w pierwszym przybliżeniu można je ujmować wspólnie; bez szczegółowego opracowania petrogenezy nie ma zresztą innego wyjścia.

Przyjęcie „międzywarstwowego" charakteru granitów na opisywanym obszarze zgadzałoby się z wynikami badaczy słowackich. Uznają oni (Gorek 1959), że cały granitoidowy masyw Tatr stanowi intruzję językowatą typu harpolitu, wciśniętą z N ku S między dwa zespoły łupków krystalicznych. Na mapce w pracy D. Andrusova (1959) widać, że intersekcyjnie rzecz biorąc strop masy granitoidowej, który w rejonie Jeżowej i Bystrej zanurza się ku N pod północną strefę osłony (Gorek 1959), powinien się wynurzyć po północnej (polskiej) stronie grzbietu głównego na wysokości zbliżonej do tych, które osiąga strop dużych ciał granitowych opisywanego tu terenu.

Porównując te ciała z główną masą granitoidową między dwoma obszarami utworów osłony, trzeba jednak poczynić kilka zastrzeżeń. Przede wszystkim na opisywanym terenie ciała o charakterze „międzywarstwowym" mogą być, a w części na pewno są (niektóre granity Ornaku) pochodzenia niemagmowego. Ich stosunek do granitów magmowych nie został wyjaśniony, toteż nie wiadomo, na ile można je traktować jako wskaźnik kształtu czy przebiegu intruzji.

Dalej, jak widać na mapie, poszczególne ciała granitowe mają kształt wysoce nieregularny — nie stanowią zwartej, prawidłowej masy językowatej, tym bardziej zaś takiej masy o przytaczanej przez A. Gorka (op. cit.) miąższości 700 m. Częstym zjawiskiem jest zgodność stropu granitów z foliacją osłony, z mapy widać jednak, że niezgodności też nie są wcale rzadkie. O niezgodnościach kształtu zachodniotatrzańskich granitoidów z osłoną pisał też F. Rabowski (1938), choć przypisywał je raczej wtórnym przekształceniom tektonicznym; A. Gorek (1958) zaś uważa, że kontakt ten w rejonie Doliny Cichej jest przeważnie dyskordantny.

Wszystko to wskazuje, że jeżeli w ogóle intruzja granitoidowa miała na rozpatrywanym odcinku Tatr Zachodnich charakter „międzywarstwowy", było to ciało nader skomplikowane, w drodze granityzacji, a może i iniekcji czy innych procesów magmowych zazębiające się nieregularnie z osłoną. Intersekcja jego kontaktów, poza ilustracją samego kształtu mas granitoidowych, nie może więc służyć do interpretacji tektonicznych; np. z wysokości spągu czy stropu mas granitowych Ornaku nie można sądzić o amplitudzie elewacyjnego wyniesienia tego masywu.

Mimo różnych lokalnych komplikacji i niezgodności, strop granitów na obszarze wschodnim (depresyjnym) spoczywa zasadniczo pod na ogół połogo tu leżącymi skałami osłony, w niskich partiach terenu. Inaczej jest w rejonie Suchej Dolinki Tomanowej. Tutejsza masa granitowa nie posiada od góry nadkładu, gdyż sięga aż do grani głównej. Od zachodu natomiast obrzeża ją zgodnie strefa skał osłony o mniej więcej równoległych do kontaktu biegach i stosunkowo stromych upadach, skierowanych na zewnątrz kontaktu.

Wydaje się, że intruzja w tym miejscu wykorzystała jakąś strukturę tektoniczną o stromym położeniu ławic i dzięki niej osiągnęła większą wysokość. Przemawia za tym zachowanie się regularnego układu metasomatycznych zjawisk przykontaktowych. Mianowicie, w brzeżnej partii granitów tkwią duże pakiety skał niegranitowych, głównie gnejsów, których foliacja ma to samo położenie, co w obrzeżającej strefie osłony; przedstawił je też na swojej mapie i przekroju A. Gorek (1958), nadając im jednak przeciwny niż w rzeczywistości kierunek nachylenia. Same granity również posiadają tu dość wyraźną foliację o tej samej orientacji, prawdopodobnie typu „reliktowego". Na zewnątrz kontaktu rozwinięta jest jeszcze regularna strefa skał migmatytowych.

Jeżeli powyższa interpretacja jest słuszna, jest ona potwierdzeniem przyjmowanego na ogół późnoorogenicznego charakteru intruzji zachodniotatrzańskiej.

Stosunek do pokrywy osadowej

Jak wynika z dotychczasowych rozdziałów i z mapy, w wyniku deformacji cyklu alpejskiego nie nastąpiła jakaś generalna reorientacja waryscyjskiego planu tektonicznego. Wprawdzie w pewnych miejscach zachodzi nawet znaczna przebudowa starych struktur (np. na obszarze elewacyjnym Błyszcz — Ornak), nie oznacza ona jednak zupełnego podporządkowania starszego planu strukturom alpejskim (zgodności kierunków).

W tym stanie rzeczy zagadnienie, o którym mowa, zachowuje dwa aspekty:

1. paleogeograficzny — charakter omawianego obszaru po orogenezie waryscyjskiej, a przed początkiem sedymentacji pokrywy osadowej;

2. tektoniczny — reakcja na ruchy alpejskie bezpośredniego podłoża utworów autochtonicznych.

Jak widać z mapy, seria osadowa leży na bardzo różnych ogniwach krystaliniku i często przecina ich kierunki całkiem niezgodnie. Na znacznej przestrzeni w jej podłożu leżą wprost duże masy granitowe, bez osłony metamorficznej. Nie ulega więc wątpliwości, że na pograniczu waryscyjskiego i alpejskiego cyklu petrogenetycznego miała miejsce znaczna gradacja. Wobec niemal zupełnego usunięcia przypuszczalnych osadów „koperszadzkich" jest prawdopodobne, że gradacja ta odbyła się głównie w młodszym z dwóch permskich okresów niszczenia (Passendorfer 1951, 1959a). Na omawianym obszarze nie ma natomiast dostatecznych danych, by ustalić, jaki był morfologiczny efekt tej gradacji, tj. jak wyglądała przedtriasowa powierzchnia morfologiczna.

Dotychczasowa charakterystyka tektoniczna krystaliniku oraz opracowanie tektoniki obszaru osadowego (Jaroszewski 1963) prowadzą do wniosku, że podłoże krystaliczne reagowało na ruchy alpejskie na ogół sztywno, uczestnicząc w jądrach struktur autochtonicznych jako dyslokacyjnie obcięte bloki lub wręcz łagodne garby morfologiczne. Przesłanki są tu następujące:

a) scharakteryzowany już, sztywny lub półsztywny styl struktur alpejskich w głębszych partiach krystaliniku;

b) styl samych fałdów autochtonicznych (widocznych w obrębie autochtonicznego seisu — patrz przekroje w cyt. pracy autora):

I — fałdy typu analogicznego o wykształceniu wąskopromiennym, a więc struktury pod względem kinematycznym związane najczęściej ze ścinaniem, głównie w strefach osiowych (odmiana harmonijkowata). W tego rodzaju strukturach krystalinik może uczestniczyć tylko „blokowo" — w postaci wypiętrzeń zrębowych, lub „pakietowo" — jako kompleksy odkłute i przemieszczone mniej więcej równolegle do płaszczyzny osiowej (por. trzy pierwsze przekroje B. Świderskiego, 1922, przez Dolinę Cichą), bądź w ogóle nie bierze w nich udziału;

II — łagodne, szerokopromienne sfałdowania koncentryczne, których styl i obserwowany w terenie stosunek do podłoża krystalicznego wskazuje, że mogły się one rozwinąć po prostu na przedtriasowych nierównościach morfologicznych. W przypadku krystalicznych jąder antyklin omawianej grupy byłyby to deniwelacje nieznaczne, które nie przeczą ostatnio często przyjmowanemu poglądowi o zasadniczo płaskiej powierzchni przedtriasowej.

c) Powszechność wszelkich przejawów tektoniki nieciągłej wzdłuż intersekcji kontaktu utworów krystalicznych z osadowymi (Jaroszewski 1963).

Trzeba więc przyjąć, że fałdom pokrywy osadowej odpowiadają w głębi na ogół struktury nieciągłe bądź garby morfologiczne utworów krystalicznych. Sądzę, że podobnie rzecz się ma z dużymi, w większości

tylko zrekonstruowanymi strukturami autochtonicznymi, jakimi są przedszariażowe elewacje longitudynalne. Uważano je od dawna za rodzaj struktur tektonicznych, które stały się zalążkiem głównych jednostek wierchowych, przy czym stosowany przez różnych autorów termin „undulacje" sugeruje, że miały to być struktury plastyczne.

Na opisywanym tu obszarze okazało się jednak, że w tych miejscach, gdzie — według rekonstrukcji Z. Kotańskiego (1961) lub starszych prac — powinny przypaść elewacje lub depresje longitudynalne (np. Ornak pd. i pn., Smreczyński Wierch, Tomanowa Polska), w krystaliniku brak jest jakiegokolwiek plastycznego oddźwięku tych struktur. Ewentualne przedszariażowe struktury tektoniczne mogły być więc tylko natury uskokowej, z czym zgadza się stwierdzenie takiego właśnie charakteru pogranicza elementów transwersalnych — elewacji Salatyńskiego i depresji Goryczkowej — Jawora. Dysjunktywny styl struktur logitudynalnych poza opisywanym obszarem wykazują niektóre przekroje B. Świderskiego (1922), choć oczywiście tamtejsze uskoki mogły powstać dopiero w „szariażowym" stadium ruchów.

Z drugiej strony, przynajmniej niektóre elementy longitudynalne mogły w ogóle nie być strukturami tektonicznymi, lecz rozległymi, łagodnymi deniwelacjami morfologicznymi powierzchni przedtriasowej. Z mechanicznego punktu widzenia bowiem nawet takie deniwelacje mogły znacznie ułatwić tak zlokalizowane odkłucie jednostek wierchowych, jakie wynika z rekonstrukcji Z. Kotańskiego (1961).

Gdyby powyższe spostrzeżenia udało się potwierdzić na innych obszarach Tatr, należałoby inaczej rozumieć termin „undulacje longitudynalne", implikujący fałdową naturę rozważanych struktur. Jak się zdaje, nie należy też przeprowadzać dalekich paralelizacji elementów „longitudynalnych" w trzonie krystalicznym.

KRYSTALINIK DOLINY KOŚCIELISKIEJ NA TLE KRYSTALINIKU TATR

Na razie możliwe są tylko generalne porównania, gdyż znajomość budowy trzonu krystalicznego, zarówno na zbadanym obszarze jak poza nim, nie pozwala jeszcze na paralelizację poszczególnych struktur. Porównania te mogą dotyczyć charakteru dużych mas granitowych, tektoniki waryscyjskiej i tektoniki alpejskiej.

Charakter *dużych mas granitowych* na opracowanym obszarze został już omówiony. Streszczając poprzednie uwagi należy stwierdzić, że z punktu widzenia obserwacji w Dolinie Kościeliskiej możliwy jest generalnie „międzywarstwowy" charakter intruzyjnej masy granitoidowej w Tatrach Zachodnich, jaki postulują badacze słowaccy (Gorek 1959). Niewątpliwie jednak jest to ciało w szczegółach bardzo skomplikowane. Dodać wypada, że nie ma żadnych podstaw do przenoszenia obserwacji zachodniotatrzańskich na E od Doliny Cichej (grupa Wielkiej Kopy Koprowej i Tatry Wysokie), tzn. do uznawania całego masywu granitoido-

wego Tatr za intruzję językowatą, jak to sugeruje A. Gorek (1959), a zwłaszcza D. Andrusov (1958). Paralelizacje te powstały prawdopodobnie pod wpływem koncepcji tektoniki waryscyjskiej F. Rabowskiego (1938), koncepcji tej nie można jednak obecnie uważać za słuszną (p. niżej). Zresztą sam Gorek (op. cit.) pisze o wynikach badań nad pasowymi plagioklazami (nb. nie powołując się na ich autora — W. Nechaya, 1930), które wskazują na powolniejsze krzepnięcie granitoidów Tatr Wysokich, a więc na ich odmienną sytuację względem osłony. Gorek tłumaczy to większą miąższością tej partii intruzji, ale równie dobrze może to być wyrazem w ogóle innego jej charakteru. Pewną odrębność granitoidów Tatr Wysokich i Tatr Zachodnich sugerują też różnice ich składu, wynikające z dotychczasowej literatury.

„Międzywarstwowy" charakter można zatem przypisać na razie co najwyżej granitoidom zachodniotatrzańskim. A. Gorek (op. cit.) określa je jako harpolit intrudowany z N ku S między kopułą Barańca-Roztoki a synkliną centralną F. Rabowskiego (1938). Wkraczamy tu w zagadnienie *tektoniki waryscyjskiej* w Tatrach. Na wstępie wypada przypomnieć, że zgodnie z cytowaną pracą Rabowskiego, pra-Tatry waryscyjskie reprezentowały „dwa kopulaste, podłużne wygięcia antyklinalne ze strefą synklinalną pośrodku, zanurzoną ku NE". Śladem tej ostatniej mają być łupki krystaliczne północno-wschodniej części Tatr Zachodnich i enklawy tychże łupków w Tatrach Wysokich; skały metamorficzne południowo-zachodniej części Tatr należą natomiast do południowo-zachodniego skrzydła antykliny południowej. Wszystkie te struktury miały, według Rabowskiego, przebieg NW-SE (z załączonej przezeń mapki wynika, że raczej WNW-ESE) i posiadały pewne undulacje poprzeczne: dwie depresje w Tatrach Zachodnich i Wysokich rozdzielone elewacją, jaką miał być rozległy obszar Tatr Wysokich pozbawiony wystąpień skał metamorficznych. Intruzja granitoidowa wykorzystała strefy antyklinalne i „przerwała środkowe pasmo synklinalne" w rejonie wyżej wymienionej elewacji poprzecznej.

A. Gorek (1959), pisząc o wspomnianej predyspozycji dla intruzji granitoidowej, tym samym podtrzymuje tektoniczną koncepcję Rabowskiego. Wprowadza on do niej tylko tę poprawkę, że obszar metamorficzny południowo-zachodniego skraju Tatr reprezentuje nie samo skrzydło południowej struktury antyklinalnej, lecz kompletną strukturę tego typu. Ma ona, według Gorka, charakter kopuły maksymalnie wyniesionej w grupach Barańca-Roztoki i drugorzędnie sfałdowanej. Oś kopuły ma zanurzać się ku ESE (a więc ma przebieg zgodny z kierunkami „klasycznymi"), jednocześnie jednak płaszczyzny *s* zapadają z tej struktury w przybliżeniu na wszystkie strony.

Trzeba stwierdzić, że „klasyczne" kierunki waryscyjskie NW-SE (czy raczej WNW-ESE — p. wyżej), przyjmowane zgodnie przez S. Kreutza (1930), B. Świderskiego (F. Rabowski 1938) i F. Rabowskiego (op.

cit.), a w zasadzie także A. Gorka (1959), w świetle analizy pomiarów foliacji wcale nie są tak powszechne, jak sądzili ci badacze. W Dolinie Kościeliskiej, jak wynika z niniejszej pracy, nie tylko nie występują one prawie wcale, lecz nawet dominują tu kierunki wprost do nich prostopadłe. Z pomiarów złupkowania na ark. Wołowiec Mapy Geologicznej Tatr Polskich (1959) można wnosić, że w Dolinie Chochołowskiej również nie panują kierunki „klasyczne", lecz raczej podobne do tych z Doliny Kościeliskiej. Z artykułu A. Gorka (1959) i z mapki D. Andrusova (1959) wynika, że także na obszarach Jeżowej, Bystrej i Hliny przeważają biegi foliacji NE-SW i zbliżone. W grupie Wielkiej Kopy Koprowej mapka Andrusova przedstawia wprawdzie odmienne kierunki, ale są one zbliżone bardziej do NNW-SSE aniżeli WNW-ESE, zaś z opracowania Klineca (1954; in Gorek 1958) wiadomo, że panują tam biegi południkowe lub zgoła NNE-SSW. S. Sokołowski (1961) pisze o wielkiej zmienności biegów i upadów w łupkach metamorficznych na południe od Bystrej i Wielkiej Kopy Koprowej.

Widzimy więc, że wbrew temu co pisze Gorek (1959), w osłonie metamorficznej leżącej nad granitoidami kierunki „klasyczne" należą do wyjątkowych. Jeżeli chodzi o pakiety skał metamorficznych w Tatrach Wysokich, to przed opieraniem na nich wniosków tektonicznych należałoby wiedzieć, jakie jest w ogóle ich pochodzenie; w przeciwnym razie nie mamy żadnej pewności, że orientacja ich foliacji reprezentuje jakieś pierwotne kierunki tektoniczne. Zresztą, na mapce D. Andrusova (1959) widać, że orientacja ta wcale nie jest taka stała, jak przyjmował F. Rabowski (1938) i inni badacze. Także S. Sokołowski (1961) pisze, że „położenie tych soczewek nie jest jednak całkiem jasne, a pierwotny ich związek z utworami metamorficznymi, leżącymi nad intruzją granitową Tatr Zachodnich, nie jest udowodniony".

Z powyższych danych wynika, że obecnie nie ma żadnych podstaw do przyjmowania synkliny centralnej F. Rabowskiego (op. cit.), a tym samym — antykliny północnej. Rekonstrukcje te uważa za wątpliwe też S. Sokołowski (1961). Co się tyczy antykliny południowej Rabowskiego, a więc w ujęciu A. Gorka (1959) kopuły Barańca-Roztoki, poglądy obu tych autorów są co najmniej uproszczone. Przede wszystkim i tu nie wydaje się, by panowały „klasyczne" biegi foliacji. Z własnego opisu A. Gorka (op. cit.) i z cytowanej mapki D. Andrusova wynika jasno, że ilościowo co najmniej im równorzędne są kierunki w zakresie od NNE-SSW do ENE-WSW (ew. S-W), a więc odpowiadające tym z Doliny Kościeliskiej i innych wymienionych obszarów. Jeżeli zaś nie uwzględniać pomiarów ze strefy bezpośrednio kontaktującej z masą granitoidową (gdzie szczególnie łatwo mogły zachodzić różne poorogeniczne reorientacje foliacji; sam Gorek pisze np. o prawdopodobieństwie „upłynnienia" i deformacji starszych struktur przez intruzję magmową), okazuje się, że kierunki „klasyczne" ograniczają się do Doliny Jamnickiej. Przy tym

przegięcie foliacji do tych kierunków odbywa się dość gwałtownie wzdłuż linii biegnącej południkowo, toteż trudno zrozumieć, skąd u Gorka wzięła się oś kopuły Barańca-Roztoki zanurzająca się ku ESE. Co więcej, ta linia przegięcia przypada dokładnie w przedłużeniu jednej z walnych południkowych stref mylonitowych; powstaje podejrzenie, że zmiana kierunków jest wynikiem analogicznego procesu, jak w przypadku fleksury Ornaku. W każdym razie nie ma żadnych przesłanek, by uważać kopułę Barańca-Roztoki za południową antyklinę w rozumieniu F. Rabowskiego (1938).

Co więcej jednak, cytowane materiały Andrusova i Gorka oraz przekroje przez Zachodnie Tatry tego ostatniego autora (Gorek 1954, in Andrusov 1958) pouczają, że kopuła taka w ogóle nie istnieje. Na przekroju południkowym widać po prostu kilka sfałdowań foliacji (nb. o stylu podobnym do fałdów waryscyjskich z Doliny Kościeliskiej), jednym z których jest zwykła antyklina w rejonie Barańca; z przekroju wcale nie wynika, by była to jakaś generalna kulminacja strukturalna. Nie wynika to też z przekroju NNW-SSE. Na przekroju równoleżnikowym obydwa masywy (Barańca i Roztoki) znajdują się na skrzydle jakiejś większej elewacji, której maksimum w ogóle nie jest widoczne; podrzędna antyklina przypada w Dolinie Jałowieckiej. Natomiast z mapki Andrusova (1959) łatwo wyczytać, że jeżeli w ogóle systemy foliacji NE-SW (główny) i NW-SE (podrzędny) są wyrazem jakiejś generalnej struktury fałdowej, to ma ona postać antyklinalnego wału biegnącego południkowo (a więc dość podobnie do większości waryscyjskich fałdów z Doliny Kościeliskiej).

Jak już wspomniano, istnieje jednak możliwość, że w ogóle nie ma tu żadnego fałdu w wielkiej skali, a zmiana kierunków może być następstwem np. znacznej strefy dyslokacyjnej o charakterze fleksury (i ew. towarzyszącej jej rotacji) lub przesunięcia listwowego. Dyslokacja na tej linii mogłaby być wyrazem tendencji do względnego wynoszenia w kierunku elewacji Salatyńskiego, której maksimum — zgodnie z Z. Kotańskim (1961) — przypada aż poza zachodnim brzegiem Tatr.

Zagadnienie powyższe mogłoby być rozwiązane tylko metodą szczegółowych obserwacji terenowych i pomiarów statystycznych na całym terenie. A. Gorek (1958) podaje w tym zakresie, poza wspomnianymi pomiarami foliacji (bez opracowania statystycznego) jedynie uwagę, że przeważającym kierunkiem osi *b* jest NW-SE. Nie wiadomo jednak o jakie „osie *b*" tu chodzi. Przyjmując nawet, że są to osie mikrofałdów, wydaje się, że wiadomość ta dotyczy tylko obszaru o „klasycznych" położeniach foliacji. Na innych bowiem, zwykle wręcz prostopadłych płaszczyznach mikrofałdy o wyżej wymienionym kierunku musiałyby przybrać znaczne nachylenie osi, co chyba zostałoby zaznaczone i co miałoby oczywisty wpływ na interpretację. Zresztą, ten sam autor (Gorek 1958) cytuje z rejonu Wielkiej Kopy Koprowej mikrofałdy

o osiach nachylonych 25—30° ku SW i o wergencji południowej. Ten system mikrostruktur dobrze odpowiada stwierdzonej w Dolinie Kościeliskiej orientacji i wergencji dużych fałdów waryscyjskich.

Jak się okazuje z wielokrotnie cytowanej mapki Andrusova, poza lokalnymi zaburzeniami przy dyslokacyjnym brzegu Tatr jest to też jedyny kierunek dużych fałdów w foliacji głównego, południowo-zachodniego kompleksu metamorficznego. Na obszarach o biegach NW-SE panuje monoklinalne ułożenie foliacji, co jest dodatkowym powodem, by uważać ten system za mniej miarodajny dla kierunków waryscyjskich.

Kryterium tych kierunków nie mogą być też obserwowane przez S. Kreutza (1930) kierunki żył i spękań dopóty, dopóki nie ustali się ich znaczenia mechanicznego i sposobów odróżniania od analogicznych zjawisk alpejskich. Roli tej nie mogą też spełnić wzmiankowane przez tegoż autora (op. cit.) „większe linie, wzdłuż których stykają się granice odmiennych utworów geologicznych w krystaliniku", o ile nie będziemy mieli pewności (a brak jej w przypadku utworów śledzonych przez Kreutza), jaka jest geneza tych utworów i ich stosunek do głównej masy granitoidowej. Zresztą nie posiadamy nowoczesnej mapy geologicznej krystaliniku Tatr Zachodnich, toteż nie wiadomo jaki jest przebieg wspomnianych granic w większej skali.

Jak widać, dotychczasowa znajomość tektoniki trzonu krystalicznego nie pozwala jeszcze na syntezę górotwórczości waryscyjskiej w Tatrach. Pojawia się jednak możliwość, że generalny plan tej górotwórczości przynajmniej w Tatrach Zachodnich był inny, niż przyjmowano dotąd. a mianowicie, że panujące kierunki osi elementów fałdowych mieściły się w zakresie od NNE-SSW do NE-SW (ew. ENE-WSW). Być może w takim razie, że kierunki waryscyjskie wywarły jednak pewien wpływ na ustalony przez Z. Kotańskiego (1961) przebieg alpejskich stref paleogeograficznych w zachodniej części Tatr, którego to wpływu nie można było dotąd stwierdzić wobec przekonania o panowaniu kierunków NW-SE. Przy wszelkich rekonstrukcjach tektoniki waryscyjskiej trzeba wszakże pamiętać, że dość łagodne fałdy z płynięcia, powstałe w warunkach metamorficznych i być może przy dominującej roli składowej pionowej, do jakich prawdopodobnie należy większość zachodniotatrzańskich fałdów waryscyjskich, mogą w ogóle nie tworzyć tak uporządkowanych systemów, jakie przeważnie obserwuje się w górach fałdowych.

Z drugiej zaś strony, nawet kierunki uporządkowanych grup fałdów nie muszą, jak wiadomo, być w prostej zależności kinematycznej od planu tektonicznego. Zwłaszcza na terenie Tatr Zachodnich, w związku z bliżej nie znanymi, a zapewne urozmaiconymi mechanicznymi warunkami tektogenezy, niedostatecznie wyjaśnioną rolą granitoidów i innymi czynnikami istnieje duża możliwość układów rotacyjnych, „fałdowania ramowego" itp.

Uboczną konsekwencją powyższych rozważań jest stwierdzenie, że główna zachodniotatrzańska masa granitoidowa nie mogła korzystać z takiej predyspozycji strukturalnej, jaką jej przypisuje A. Gorek (1959). O ile bowiem w jej „spągu" (pd.-zach. obszar metamorficzny) możliwa (choć nie pewna) jest obecność jakiejś generalnej elewacji strukturalnej, o tyle w „stropie" na pewno nie ma równoległej do niej formy depresyjnej (synklinalnej). Samo nagromadzenie się tu skał osłony nie jest tego dowodem, jak to sądził F. Rabowski (1938), choćby dlatego, że jeszcze większy kompleks tych skał zachował się w części południowo-zachodniej, gdzie wprawdzie nie ma dowodów na istnienie generalnego wypiętrzenia, tym bardziej jednak nic nie świadczy o takimż obniżeniu. Intruzja zachodniotatrzańska na odcinku, gdzie ewentualnie można jej przypisać charakter „międzywarstwowy", nie jest więc przywiązana do pogranicza antykliny i synkliny, jak zresztą w ogóle do żadnej określonej strefy strukturalnej (por. mapka D. Andrusova, 1959). Co więcej, wobec wspomnianej możliwości dominacji kierunków waryscyjskich typu NE-SW nie jest wykluczone, że przecina ona taką strefę w poprzek. Jeżeli mianowicie porównać położenie na mapie dwóch głównych obszarów występowania skał metamorficznych w Tatrach Zachodnich (obszar „spągowy" — pd.-zachodni i „stropowy" — doliny Chochołowska — Kościeliska oraz rejony Jeżowej, Bystrej i Hliny), okazuje się, że tworzą one strefę o przebiegu NE-SW, przeciętą w poprzek stosunkowo nieszerokim pasmem granitoidów. Wydaje się, że są większe podstawy do paralelizacji tych dwóch sąsiadujących obszarów między sobą, niż do ich ryzykownych powiązań z nikłymi wystąpieniami skał metamorficznych w Tatrach Wysokich.

W Tatrach Zachodnich możemy więc mieć do czynienia z jakąś walną strefą strukturalną osłony metamorficznej (bliższego charakteru tej strefy na razie nie można określić, wątpliwe jednak, czy chodzi tu o prosty, duży element tektoniczny tego typu, jaki przyjmował w trzonie F. Rabowski, 1938), która została poprzecznie i zarazem skośnie przecięta przez intruzję granitoidową. W tym ujęciu przebieg granicy tej intruzji z osłoną metamorficzną byłby wyrazem jedynie kształtu ciała magmowego i obecnej intersekcji, a nie przebiegu struktur waryscyjskich.

I istotnie, w świetle powyższych danych nie można mówić o generalnej konkordancji granic intruzji z osłoną „stropową", co przyjmuje D. Andrusov (1958); co się tyczy osłony „spągowej", ten sam autor pisze o jej dyskordancji względem tych granic. Co za tym idzie, istnieje możliwość, że granitoidy nie są późnoorogeniczne, lecz zgoła postorogeniczne.

Bardziej prawdopodobny wydaje mi się jednak pierwszy pogląd. Wyjaśnia on bowiem wielokrotnie obserwowany w mniejszej skali zgodny charakter omawianego kontaktu oraz dynamometamorficzną reorien-

tację tekstur w granitoidach Tatr Wysokich (Jaroszewski 1961). Częsty brak wyraźnej predyspozycji strukturalnej w dużej skali można tłumaczyć po prostu brakiem odpowiednio dużych jednostek tektonicznych, które by mogły predyspozycję taką stworzyć. I istotnie, obserwacje w Dolinie Kościeliskiej oraz cytowane prace słowackie zdają się świadczyć, że przynajmniej w Tatrach Zachodnich orogeneza waryscyjska przyniosła utworzenie szeregu niedużych fałdów, a nie wielkich elementów, które starał się wykryć F. Rabowski (1938). Z poczynionych uwag wynika zarazem, że wyznaczanie takich elementów, zarówno podłużnych (fałdy), jak poprzecznych (undulacje osi), w oparciu o samo rozmieszczenie skał metamorficznych w stosunku do granitoidów, nie jest słuszne.

Stwierdzenie, że ruchy waryscyjskie prawdopodobnie nie doprowadziły do utworzenia struktur o ostrych formach i dużych rozmiarach, prowadzi do wniosku, że intensywność orogeniczna tego okresu w Tatrach zapewne nie była zbyt wielka. Naturalnie odrębnymi zagadnieniami są metamorfizm i plutonizm, związane ze zjawiskami orogenicznymi w regionalnej skali. Jak wspomniano jednak, za mało jest jeszcze przesłanek dla syntezy tatrzańskiej górotwórczości waryscyjskiej.

Z zakresu *tektoniki alpejskiej* w krystaliniku mamy na razie jeszcze mniej danych. Poszczególne publikacje zostały już omówione przy odnośnych zagadnieniach szczegółowych. Tu wypada się jeszcze zająć sprawą undulacji transwersalnych, gdyż stwierdzenie dyslokacyjnego charakteru pogranicza elewacji i depresji w Dolinie Kościeliskiej (fleksura Ornaku) nasuwa pytania, jaka była regionalna rola tej dyslokacji (tzn. czy była ona wyłączną przyczyną generalnych deniwelacji poprzecznych, które rozdziela) i czy pogranicze innych undulacji transwersalnych w Tatrach nie wygląda podobnie.

Na pierwsze pytanie trzeba zapewne odpowiedzieć przecząco. Dyslokacja Ornaku ma wprawdzie znaczną amplitudę i długość, nie wydaje się jednak, by mogła sama przez się spowodować największą poprzeczną deniwelację „autochtonicznego gmachu Tatr" — elewację Salatyńskiego. Intersekcja północnej granicy trzonu krystalicznego Tatr wskazuje, że fleksura Ornaku jest tylko skrajnym odcinkiem wznoszenia elewacji Salatyńskiego, kontynuuje się ono jednak ku W i nie kończy się nawet na zachodniej granicy Tatr (Kotański 1961). Być może zresztą, że wznoszenie to odbywa się w wyniku schodowego zespołu dyslokacji typu ornaczańskiego. Zgadzałoby się z tym stwierdzenie przez A. Gorka (1959) zwiększonego na rozważanym obszarze udziału stref mylonitowych o kierunkach południkowych.

Taką potężną dyslokacją biegnącą południkowo w poprzek Tatr może być np. wyraźna linia strukturalna, wyznaczona przez wspomnianą już oś regionalnego przegięcia kierunków foliacji w metamorfiku połud-

niowo-zachodnich Tatr, biegnącą w jej przedłużeniu strefę mylonitową, zachodni skraj metamorfiku północnego (pogranicze dolin Chochołowskiej, Rohackiej i Łatanej) i gwałtowne wysunięcie ku N intersekcji północnej granicy krystaliniku w rejonie grzbietu Grześ-Osobita. Bez szczegółowych badań nie można jednak rozstrzygnąć, czy dyslokacja taka istnieje i czy wszelkie przedszariażowe dysjunkcje na tym obszarze nie są tylko drugorzędnym objawem wznoszenia odbywającego się zasadniczo w drodze np. szerokopromiennych wypaczeń.

Jeżeli chodzi o inne walne deniwelacje przedszariażowe, znaczna rola dyslokacji nieciągłych lub fleksur w ich powstaniu jest bardzo prawdopodobna. Nie można wykluczyć takich dyslokacji na pewnych odcinkach pogranicza depresji Goryczkowej — Jawora i elewacji Koszystej; także u południowego brzegu Tatr na tej linii A. Gorek (1959) przyjmuje istnienie uskoku oddzielającego masyw Krywania od grupy Wielkiej Kopy Koprowej. Wschodni, ostry skłon elewacji Koszystej (granicę z głęboką depresją Szerokiej Jaworzyńskiej) już V. Uhlig (1900) uważał za wielką dyslokację (dyslokacja Białki). Istnieniu tu przesunięcia uskokowego nie zaprzecza też F. Rabowski (1938), jednak opierając się na układzie „ławicowego" ciosu w granicie i na przebiegu izofem podanym przez W. Nechaya (1930) przyjmuje on za M. Lugeonem (1903), że „dużą rolę grało tu silne fleksurowe obniżenie osi". Pod tym określeniem Rabowski rozumie rodzaj plastycznego ugięcia trzonu krystalicznego, w głównej mierze wieku alpejskiego. Pogląd ten podtrzymuje A. Michalik (1952), opierając się również na izofemach oraz na własnych obserwacjach położenia ciosu i przebiegu brzeżnej strefy pegmatytowej. Autor ten uważa jednak, że ukształtowanie się elewacji Koszystej (jak i innych) „należy cofnąć do momentu krzepnięcia krystaliniku".

Argumentacja obu ostatnich autorów nie jest przekonywająca. Jeśli chodzi o izofemy, sam Nechay (1930) tłumaczył ich wygięcie ku depresji „przesunięciem listwowym". Na najnowszej mapce izofem J. Tokarskiego (1959) widać zaś, że ich układ jest w ogóle zawiły i przy jego fałdowej interpretacji należałoby przyjąć, że cały trzon granitowy uległ skomplikowanemu sfałdowaniu w różnych kierunkach, na co nie ma żadnych dowodów. Zresztą znaczenie tektoniczne izofem jest w ogóle problematyczne, o czym pisałem już na innym miejscu (Jaroszewski 1961). W tej samej pracy starałem się uzasadnić, że nie można opierać tektoniki na dotychczasowych badaniach ciosu. Co się tyczy przebiegu „strefy brzeżnej", już praca J. Głazka (1959) wykazała, że jej sens tektoniczny również wymaga rewizji, gdyż przebieg odmian litologicznych tej strefy bynajmniej nie musi być równoległy do brzegu trzonu krystalicznego. Zresztą, jak słusznie pisze Z. Kotański (1961), hercyńskie struktury w trzonie krystalicznym (za jakie A. Michalik, 1952, uważa undulacje transwersalne — p. wyżej) mogą wpływać na struktury alpejskie, m.in. na undulacje transwersalne, nie sposób jednak uważać je za jedy-

ny powód tych ostatnich, które przecież obejmują także pokrywę osadową. Pogląd Z. Kotańskiego zdaje się podzielać S. Sokołowski (1961).

Nie ma więc istotnego powodu, by nie przyjmować na linii doliny Białki poważnej dyslokacji alpejskiej, która oczywiście może być predysponowana przez jakąś starszą linię czy strefę strukturalną. Istnienie takiej dyslokacji o charakterze uskoku lub ostrej fleksury nie angażującej utworów krystalicznych narzuca wygląd mapy geologicznej, przemawia też za nim stwierdzenie ostatnio przez J. Głazka (1963) jednakowego na dużej przestrzeni (mniej więcej równoleżnikowego i poziomego) położenia lineacji mineralnej w krystaliniku Wołoszyna. Nie wiadomo co prawda, jaka jest geneza tej lineacji, wydaje się jednak nieprawdopodobne, by była ona rezultatem ruchów alpejskich.

Dyslokację Białki przyjmuje też S. Sokołowski (1961), uznając, że jest ona zapewne „smugą dyslokacyjną przecinającą całe Tatry" i dopuszczając jej przedłużenie w pasmie mylonitowym Polskiego Grzebienia. W tej samej pracy autor ten pisze o możliwości innych dyslokacyjnych przemieszczeń mas granitoidowych wschodniej części Tatr Wysokich, które to przemieszczenia mogą się odbijać m.in. we współczesnych stosunkach hipsometrycznych.

Innym miejscem, gdzie prawdopodobny jest dyslokacyjny charakter pogranicza undulacji transwersalnej, jest wschodni skłon elewacji Jagnięcego. S. Sokołowski (1948) pisze o wielkiej fleksurze na linii Przełęcz Żarska — Przełęcz pod Kopą, która przecina reglowy gmach Tatr Bielskich, a dalej daje się prześledzić w trzonie krystalicznym. Na mapce D. Andrusova (1959) fleksura ta, nazwana tam fleksurą Szalonego Wierchu, ma w swoim przedłużeniu (w krystaliniku) długą strefę mylonitową. S. Sokołowski (1948, 1961) zwraca zaś uwagę, że na E od tego przedłużenia grupa Łomnica-Kieżmarski opada gwałtownie ku Rakuskiej Czubie, gdzie istnieje strefa zbrekcjowania i mineralizacji. W sumie stwarza to linię strukturalną, ograniczającą od E elewację Jagnięcego. Jest więc możliwe, że ten skłon owej elewacji wyznacza przedszariażowa linia dyslokacyjna, która następnie wywarła wpływ na ułożenie mas reglowych, bądź została odnowiona już po ich nasunięciu.

Oczywiście, istnieje też możliwość, że wszystkie wspomniane fleksury czy uskoki stanowią jedynie młode, już poszariażowe (najprawdopodobniej sawskie — Z. Kotański 1961) podkreślenie granic elewacji i depresji, które pierwotnie były formami o charakterze całkowicie plastycznym. Możliwość taką sugeruje dla wszystkich undulacji transwersalnych A. Gorek (1958), wspomina o niej też Z. Kotański (op. cit.) dla wschodniego skłonu elewacji Koszystej. Poglądy te odnoszą się jednak w zasadzie do pokrywy osadowej, w której przedszariażowe undulacje poprzeczne rzeczywiście mogły się objawiać w sposób plastyczny lub półplastyczny. Działo się tak np. na pograniczu elewacji Salatyńskiego i depresji Goryczkowej — Jawora, gdzie seria osadowa zdeformowana

jest na sposób raczej fleksuralny, mimo że cała dyslokacja ma w zasadzie cechy uskoku.

Co się tyczy natomiast krystaliniku, wydaje się, że — zwłaszcza w przypadku tak wielkiego „skrętu" jak dyslokacja Białki — czynniki tektoniki nieciągłej musiały odgrywać zasadniczą rolę już przy samym tworzeniu się deniwelacji transwersalnych, a więc w „przedszariażowym" stadium fazy subhercyńskiej. Dyslokacyjny charakter tego ostatniego „skrętu" utrzymuje się na całej jego długości, a przyjęciu wielkiego uskoku poeoceńskiego sprzeciwia się brak jego wyraźnego wpływu na intersekcję granicy eocenu. Wyłącznie czy głównie poszariażowa geneza nie może być przyjęta także dla fleksury Ornaku, gdyż w takim przypadku wraz z kierunkami waryscyjskimi uległyby rotacji „szariażowe" kierunki alpejskie (rysy ślizgowe, kliważ, mikrofałdy), czego nie obserwuje się. Oczywiście we wszystkich przypadkach możliwe, nawet prawdopodobne jest wtórne (zwłaszcza sawskie), dyslokacyjne odmłodzenie i uwypuklenie struktur subhercyńskich, o którym wspominają A. Gorek (1959) i Z. Kotański (1961).

Powyższe uwagi nie mają pretensji do powszechności i odnoszą się przede wszystkim do krystaliniku. Przyszłość okaże, jaka jest rola tektoniki nieciągłej w genezie wszystkich undulacji transwersalnych i w deformowaniu pokrywy osadowej na ich terenie. Dopóki nie będzie pewności, że rola ta była decydująca, termin „undulacje" pozostaje dla tych struktur aktualny.

EWOLUCJA PALEOGEOGRAFICZNA I TEKTONICZNA

Pamiętając, że chodzi tu w dużej mierze o zagadnienia jeszcze niedostatecznie udokumentowane bądź wręcz hipotetyczne, można w oparciu o literaturę i poczynione spostrzeżenia wymienić następujące etapy rozwoju, które doprowadziły do obecnej struktury i wyglądu opracowanego terenu:

Paleozoik do karbonu włącznie?

I. Geosynklinalna sedymentacja serii „pratatrzańskiej".

II. Metamorfoza regionalna serii „pratatrzańskiej" — rozwój większości płaszczyzn foliacji, ławicowego złupkowacenia i takiegoż ciosu. Deformacje tektoniczne towarzyszące metamorfozie — brak bliższych danych.

III. Częściowa granityzacja serii metamorficznej — rozwój pozostałej foliacji i ławicowego złupkowacenia — ciosu. Największe nasilenie deformacji tektonicznych, zaznaczonych przez układ wyżej wymienionych zjawisk kierunkowych — powstanie fałdów i mikrofałdów o kierunkach waryscyjskich (prawdopodobnie głównie w zakresie od NNE-SSW do NE-SW). Lokalnie dochodzi też zapewne do przemieszczeń

dysjunktywnych — powstają mylonity. Miejscami może przemieszczenia te mają duży zasięg, a w związku z nimi zachodzi lokalne strome ustawienie ławic.

IV. Intruzja magmy granodiorytowej dociera do obecnych granic, przybierając na pewnej przestrzeni charakter „międzywarstwowy". Lokalnie wykorzystuje ona wcześniejsze struktury, ale generalnie jest niezgodna z otaczającą osłoną metamorficzną. Możliwe, że w swoim sąsiedztwie (zwłaszcza w spągu partii „międzywarstwowej") intruzja wywiera pewien wpływ deformacyjny.

Górny karbon lub dolny perm? (może faza saalska). Początek epeirogenicznego wypiętrzania górotworu waryscyjskiego. Ostatnie deformacje orogeniczne — powstanie stromych systemów ciosowych (zwłaszcza systemu NNE-SSW) i pewnej liczby uskoków. Dysjunkcje zostają częściowo wypełnione przez ostatnie, żyłowe dyferencjaty masy intruzyjnej, a później — przez różne produkty mineralizacji (czynnej co najmniej do środkowego triasu). Wypiętrzaniu masywu towarzyszy lokalna diaftoreza, a na powierzchni — częściowa gradacja.

Perm. W Karpatach Wewnętrznych działa finalny, kwaśny wulkanizm waryscyjski, którego produkty pyroklastyczne wraz z molasowymi osadami kontynentalnymi tworzą na denudacyjnej powierzchni masywu pokrywę utworów typu werrukano.

Górny perm (faza pfalcka). Ostateczne wypiętrzenie górotworu waryscyjskiego — ponowna gradacja, która usunęła niemal całą pokrywę utworów molasowych, lecz nie doprowadziła do zupełnej peneplenizacji.

Seis-cenoman. Cykl sedymentacyjny alpejski. W tym czasie ruchy pretektogeniczne — na badanym obszarze brak danych.

Górny koniak (stadium „przedszariażowe" fazy subhercyńskiej). Powstanie zasadniczych undulacji transwersalnych, przynajmniej częściowo w drodze przemieszczeń bloków trzonu krystalicznego wraz z pokrywą osadową wzdłuż wielkich uskoków i ostrych fleksur. Rotacja pierwotnych kierunków na niektórych z tych struktur (fleksura Ornaku), inne deformacje w ich sąsiedztwie. Powstanie dalszych stromych uskoków (w dużym stopniu wykorzystujących predyspozycje waryscyjskie) oraz stromych pasm mylonitowych. Zapewne początek intensywnej mineralizacji alpejskiej.

Górny koniak — santon (stadium „szariażowe" fazy subhercyńskiej).

I. Przemieszczenie wierchowych jednostek tatrzańskich, które zostały odkłute samodzielnie lub wraz z pakietami skał krystalicznych, być może na przedtriasowych garbach morfologicznych podłoża krystalicznego lub strukturach uskokowych. W podłożu przemieszczanych mas zachodzi dalsza ewolucja niektórych z tych wypiętrzeń, głównie dysjunktywna, do postaci pakietów i bloków, otoczonych przez zdeformowane

bardziej plastycznie utwory pokrywy osadowej — powstają „fałdy autochtoniczne". Początek deformacji wymienionych poniżej.

II. Szariaż płaszczowin reglowych i towarzyszące mu deformacje w krystaliniku, głównie dysjunktywne — przemieszczenia pakietowe i blokowe; rozwój niektórych systemów ciosu, luster i rys ślizgowych, lokalnie też kliważu tnącego, kataklazy, mylonityzacji, zmarszczek tektonicznych i mikrofałdów. Kierunki deformacji są wypadkową alejskiego planu sił i predyspozycji waryscyjskiej.

Paleocen (faza laramijska). Początek wypiętrzania Tatr, odmładzanie starych dysjunkcji i tworzenie nowych.

Oligocen (faza sawska). Zasadnicze wypiętrzenie Tatr, powstanie południowej dyslokacji podtatrzańskiej, odmłodzenia starych dyslokacji i prawdopodobnie masowe tworzenie nowych.

Po dziś dzień trwają ruchy neotektoniczne i zachodzi odnawianie dotychczasowych dysjunkcji, m.in. w postaci rowów grzbietowych.

Historia paleogeograficzna cyklu alpejskiego jest znana z literatury.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Warszawa, w styczniu 1965 r.

LITERATURA CYTOWANA

ANDRUSOV D. 1958. Geológia československých Karpát. Zv. I. SAV. Bratislava.
— 1959. Prehlad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masivu Vysokých Tatier na území Slovenska (Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra). — Geol. Sborn., r. 10, č. 1. Bratislava.
AŻGIREJ G. 1956. Strukturnaja geołogija. Moskva.
BURCHART J. 1963. Uwagi o kierunkach luster tektonicznych w obrębie skał krystalicznych wyspy Goryczkowej (Remarks on the directions of the slickensides and fault striae in the crystalline rocks of the Goryczkowa „crystalline island" in the Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. 13, nr 1. Warszawa.
CLOOS E. 1946. Lineation — a critical review and annotated bibliography. — Geol. Soc. Amer., Mem. 18. Baltimore.
GAWEŁ A. 1952. Problemy petrograficzne w Tatrach Zachodnich. — Geol. Biul. Inf. P.I.G. (Bull. Inf. Inst. Géol. Pol.), z. 2. Warszawa.
— 1959a. Zagadnienia petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich (Petrographic problems in the crystalline core of Western Tatra). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.
— 1959b. Wycieczka B 1. — Przewodnik XXXII Zjazdu P.T.Geol. w Tatrach i na Podhalu. Warszawa.
GŁAZEK J. 1959. Budowa geologiczna Koszystej w Tatrach (Geology of the Koszysta Massif, High Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. 9, nr 2. Warszawa.
— 1963. Serie osadowe północnych zboczy Wołoszyna, Tatry Wysokie (Les séries sédimentaires du versant nord de Wołoszyn, Hautes Tatras). — Ibidem, vol. 13, nr 3/4.

GOREK A. 1958. Geologické pomery skupiny Červenych Vrchov, Tomanovej a Tichej doliny (Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsgruppe Červene Vrchy, der Täler Tichá und Tomanová dolina). — Geol. Sborn., r. 9, č. 2. Bratislava.

— 1959. Prehlad geologických a petrografických pomerov krýstalinika Vysokých Tatier (Übersicht der geologischen und petrographischen Verhältnisse des Kristallins der Hohen Tatra). — Ibidem, r. 10, č. 1.

JAROSZEWSKI W. 1957. Geologia pasma Świerkul (Geology of the Świerkule range in the Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. 7, nr 4. Warszawa.

— 1961. O próbie nowej metody opracowania tektoniki krystalinikum Tatr (An attempt of introducing a new method for crystalline massif elaboration in the Tatra Mts.) — Biul. Geol. U.W. (Bull. Geol. Vars. Univ.), t. 1, cz. 2. Warszawa.

— 1963. Tektonika serii wierchowej w górnych piętrach Doliny Kościeliskiej (Tectonics of the high-tatric series in the upper floor of the Kościeliska Valley in the Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. 13, nr 1. Warszawa.

— 1965a. Rowy grzbietowe w Tatrach (Sillons des crêtes dans les Tatras). — Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 35, z. 2. Kraków.

— 1965b. Rysy ślizgowe jako wskaźnik kierunku głównego i pochodnego transportu tektonicznego. — Przegląd Geol., nr 5. Warszawa.

— 1966 (w druku). Spostrzeżenia geologiczne nad utworami krystalicznymi Doliny Kościeliskiej. — Biul. Geol. U.W. (Bull. Geol. Vars. Univ.). Warszawa.

JASKÓLSKI S. 1924. O amfibolitach tatrzańskich i ich pochodzeniu (Les amphibolites des Monts Tatra et leur origine). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci., cl. math. nat., nr 3/4. Kraków.

KANTOR J. 1959. Vek niektorých vysokotatranských granitoidow a kryštalických bridlic podla rádioaktivneho rozpadu K^{40} (Das Alter gewisser Granitoide und kristallinen Schiefer der Hohen Tatra nach dem radioaktiven Zerfall von K^{40}). — Geol. Sborn., r. 10, č. 1. Bratislava.

KOTAŃSKI Z. 1956. Kampil wierchowy w Tatrach (High-tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. 6, nr 1. Warszawa.

— 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras). — Ibidem, vol. 11, nr 2/3.

KREUTZ S. 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym. — Wierchy, r. 8. Kraków.

LUGEON M. 1903. Les nappes de récouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — Bull. Soc. vaudoise Sci. nat., vol. 39. Lausanne.

MAPA GEOLOGICZNA TATR POLSKICH 1 : 10 000, arkusze: Kamienista, Kominy Tylkowe, Wołowiec. Instytut Geologiczny. Warszawa 1959.

MAŠKA M. 1954. K tektonické analyse krystalinika. Praha.

MICHALIK A. 1952. Cios krystaliniku Tatr Polskich oraz towarzyszące mu przemiany hydrotermalne (Diaclases du massif cristallin de Tatra Polonais et changements hydrotermaux qui l'accompagnent). — Biul. P.I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 84. Warszawa.

— 1955. Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej (Tectonique de la série haut-tatrique dans la région de Liliowe et de la Mała Koszysta). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 96. Warszawa.

MOROZEWICZ J. 1891. Rozmieszczenie granitów, gnejsów i łupków krystalicznych w Tatrach. — Pam. Fizjogr., t. 11. Warszawa.

NECHAY W. 1930. Z petrografii trzonu krystalicznego Tatr (Contribution à l'étude pétrographique du massif cristallin de la Tatra). — Kosmos, r. 54. Lwów.

NEVIN CH. 1950. Principles of Structural Geology. New York — London.

OBERC J. 1960. Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie

Sudetów (Eastern Karkonosze tectonics and their position in the Sudeten structure). — Acta Geol. Pol., vol. 10, nr 1. Warszawa.

PASSENDORFER E. 1951. Materiały do geologii Tatr. I. O zlepieńcu koperszadzkim. II. O wapieniu murańskim (Matériaux pour la conaissance de la géologie des Tatras. I. Sur le conglomérat de Koperszady. II. Sur le calcaire de Murań). — Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 19. Kraków.

— 1957. Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek (Le conglomérat de Koperszady (Tatra Orientale), sa formation et son âge). — Acta Geol. Pol., vol. 7, nr 2. Warszawa.

— 1959. Rozwój paleogeograficzny Tatr. — Przewodnik XXXII Zjazdu P.T.Geol. w Tatrach i na Podhalu. Warszawa.

PAWLICA W. 1914. Północna wyspa krystaliczna w Tatrach (Une ile cristalline septentrionale dans la Tatra). — Rozpr. Pol. Akad. Um., T. 54, t. 14, s. 3, dz. A. Kraków.

RABOWSKI F. 1925. Budowa pasma wierchowego (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone hauttatrique). — Spraw. P.I.G. (C. — R. Séans. Serv. Géol. Pol.), t. 3, z. 1/2. Warszawa.

— 1931. Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową (Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra). — Ibidem, t. 6, z. 4.

— 1938. Uwagi tyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr (Quelques reflexions sur la tectonique du socle cristallin de la Tatra). — Biul. P.I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 4. Warszawa.

— 1955. Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich 1:20 000. — Instytut Geologiczny. Warszawa.

— 1959. Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (High-tatric series in Western Tatra). — Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. 27. Warszawa.

ROMER E. 1927. Pogląd na Tatry. — Przewodnik kongresowy II Zjazdu Słow. Geogr. i Etnogr. w Polsce. Kraków.

RONIEWICZ P. 1959. Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego (Sedimentary characteristics of the high-tatric Seis). — Acta Geol. Pol., vol. 9, nr 2. Warszawa.

SMULIKOWSKI K. 1958. Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów (Problem of genetic classification of granitoids). — Studia Geol. Pol., vol. 1. Warszawa.

SOKOŁOWSKI S. 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych. — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. 4. Warszawa.

— 1960. Badania geologiczne w Tatrach i na Podhalu. — Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. 30, cz. 1. Warszawa.

— 1961. Uwagi o wynikach nowych badań nad tektoniką Tatr (Remarks of the new researches on the tectonics in the Tatra Mts.). — Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 30, z. 4. Kraków.

SUTTON J. 1958. Development of lineation in complex fold systems. — Geol. Mag., vol. 95, nr 5. Hertford.

ŚWIDERSKI B. 1922. Korzenie leżącego fałdu Czerwonych Wierchów oraz nowe elementy budowy trzonu Tatr (Sur la géologie de monts Tatra. Les racines du grand pli couché de Czerwone Wierchy (Montagnes Rouges) et les nouveaux éléments tectoniques du massif autochtone des Tatra). — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, s. 3, t. 21, dz. A. Kraków.

TEISSEYRE H. 1959. Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in der tektonischen Forschung. — Freiberger Forschungshefte, C 57. Freiberg.

TOKARSKI J. 1959. Izofemy tatrytu (Tatrite isofems). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.

TURNAU-MORAWSKA M. 1957. Petrografia i geneza zlepieńca koperszadzkiego

(Sur la pétrographie et la formation du conglomérat de Koperszady). — Acta Geol. Pol., vol. 7, nr 2. Warszawa.

TURNER F. & VERHOOGEN J. 1960. Igneous and Metamorphic Petrology. New York — Toronto — London.

UHLIG V. 1900. Die Geologie des Tatragebirges. II. Th. Tektonik d. Tatragebirges. III Th. Geologisches Gesicht d. Tatragebirges. IV. Th. Beiträge zur Oberflächengeologie. — Denkschr. Akad. Wiss. math. nat. Kl., Bd. 68. Wien.

WEISS L. 1959. Geometry of superposed folding. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, nr 1. Baltimore.

ZOUBEK B. 1960. Osnovnyje čerty geołogičeskogo razvitija Centralnych Karpat v domezozojskij period. — Mat. Karpato-Bałkanskoj Assocjacii, nr 1. Kijev.

W. JAROSZEWSKI

GEOLOGY OF THE UPPER PART OF THE KOŚCIELISKA VALLEY IN THE TATRA MTS.

(Summary)

ABSTRACT: The upper part of the Kościeliska valley in the Tatra Mts. is built of metamorphic and granitoid rocks belonging to the crystalline core of the Tatras, also of the autochthonous sedimentary cover. The geological field observations suggest that the metamorphic rocks represent a parametamorphic complex which resulted from Variscan lithogenesis and metamorphism. In relation to the Variscan diastrophism the granitoids are late-orogenic, being essentially plutonic rocks but in the top parts and within the metamorphic cover they are metasomatic in character. The sedimentary series belong to the Alpine cycle. New mapping of the terrain and a statistical analysis of the plotted structural measurements reveal that, during Variscan orogeny, the crystalline rocks were subjected to very moderate disturbances of a brachy-fold character. The Alpine orogeny, however, had a disjunctive character in the crystalline massif, being of a mixed nature in the sedimentary cover. An analysis of the observations made throughout the Tatras suggests that the main Variscan trends in these mountains were probably vertical to those so far accepted, i.e. that they had a N-S — NE-SW direction. As for the Alpine orogeny — probably in the crystalline massif of the whole Tatra range — it was responsible for the formation of major dislocations; blocks, delimited by these dislocations, represent the transversal elevations and depressions long known within the Tatras. Numerous microstructures formed in the crystalline massif during the Alpine phases, mostly slickensides and striae, locally also fracture cleavage and microfolds.

The writer's description covers that fragment of the Polish Western Tatras enclosed in the spring area of the Kościeliska Valley. This is about 16 sq. km. in area. The presence is here noted of metamorphic rocks and granitoids of the crystalline Tatra core and of a Triassic clastic series. The latter constitutes the autochthonous cover of this core. About 50 per cent of this terrain is coated by a thick mantle of Pleistocene deposits.

So far the knowledge of the geology of the above area has been very inadequate. The only fairly complete description, given by B. Świderski, dates back to 1922. Prior to the Second World War the petrography of the crystalline rocks had been studied by J. Morozewicz (1891), W. Pawlica (1914), S. Jaskólski (1924) and, above all, by S. Kreutz (1930), but the account of the last named author's investigations is extremely scanty. The same may be said about the post-war works by A. Gaweł (1952, 1959a, 1959b). Besides B. Świderski, the structural

development of the sedimentary series has been studied by F. Rabowski (1925, 1959) and A. Michalik (1955), while its general interpretation is included in Z. Kotański's (1961) synthetic dissertation. The post-war Geologic map of the Polish Tatras is the only published cartographic approach to that area, not to speak of a few maps compiled on a very small scale. In the just mentioned map of the Tatras, the crystalline rocks of the area here considered have been elaborated by A. Michalik, the sedimentary rocks mainly by K. Guzik.

The writer's description also includes a geologic map (table II) prepared on vertical and oblique air photographs. The optical rectification method has been used in the transfer onto the final contour basis on the 1 : 5,000 scale. The mapping itself concerned certain rock complexes distinguished by means of detailed lithological profiling (table I).

PETROGRAPHY

The petrographic elaboration covers only the crystalline rocks and has served, in the first place, precisely to determine the field distinctions. Owing, however, to the exclusive use of microscopic methods and to the number (ca. 100) of sections that have been described, it cannot provide a reliable basis for petrogenetic conclusions.

The rock material from the investigated area may be classed into the following groups: the metamorphic mantle (of the chief granitoid massif of the Tatra Mts.), the granites and leucocratic granodiorites, the migmatite rocks and the products of the supposed partial granitisation, the products of strong mineral changes younger than the main metamorphosis, rocks of doubtful character, sedimentary rocks and products of mineralisation.

The metamorphic mantle, composed mainly of amphibolites and various types of gneisses, is a parametamorphic series showing a rather strong vertical variability. This has been suggested by field observations as follows:

1. The strong differentiation of the metamorphic mantle into alternating beds of various composition, greatly variable in the vertical direction (often over a distance of a few up to a score or so of centimetres), while in the lateral direction its character is much more continuous. This feature is revealed in the detailed lithological profiles (table I) and in the attached map (table II).

2. The above variability is completely independent of the proximity of large granite rock masses.

3. The presence of structures which may be regarded as relics of sedimentary structures.

In what concerns the age of the main metamorphosis, of plutonism (supposedly connected with it) and of the older pre-Alpine orogeny, in accordance with the prevailing opinions it is probably Variscan. This is supported by the absolute dating determined by J. Kantor (1959) and others. The thesis concerning the pre-Cambrian age of the deposits as well as the metamorphism and plutonism of the Tatro-Veporides was advanced by B. Zoubek (1960). That author, however, admits himself that this age completely lacks stratigraphic evidence or undisputed confirmation from absolute geochronology, while the petrographic composition of the Spiš-Gemer Palaeozoic given by him does not — in the light of the most recent observations — substantially differ from that of the metamorphic rocks of the Polish Tatras.

It is necessary to note that, judging on features observable in the field, amphibolites might be referred to clastic as well as to piroclastic rocks while, contrary to the currently accepted views, they are hardly referable to plutonic or volcanic rocks.

Distinctly leucocratic, albite-muscovite rock varieties dominate within the *granite- and granodiorite* group. In what features observable in the field are concerned, these rocks — briefly here referred to as granites — may be differentiated into the following four types:

Type 1 is represented by granite rock masses (table II), occurring on the surface of large areas. Most probably they are the outcropping top parts of one major granite body. The bulk of this body is most likely magmatic in origin as is suggested by:

1. its sharp contact throughout the described area with the metamorphic mantle,

2. regularity of endomorphic changes observable in drawing nearer to the metamorphic mantle, for example in the Sucha Dolinka Tomanowa valley,

3. the position of the deeper-lying enclaves altogether independent of the structural development of the mantle,

4. the presence within the considered area of pegmatite and aplite veins, probably not metasomatic in origin .

It is, however, doubtless that the role of metasomatosis gained in importance in the top parts of the granite rock mass. This is suggested by:

1. the diffuse boundaries of the granites and their interlocking with the metamorphic mantle within the particular profiles,

2. frequent enclaves, locally of the type of skialiths, always in accordance with the foliation of the granite — and, as a rule, with the foliation of the mantle,

3. frequent foliation of granite, as a rule in accordance with the foliation of the metamorphic mantle.

The two last features are dealt with more at large in the chapter on the structural development of the area here considered.

Type 2 of granites is also represented by fairly large rock masses, variable in composition and crowded with relict gneissic series which have distinctly diffuse boundaries. Complexes of this type occur solely in the south-west of the terrain, between the top of the granite rock mass of type 1 and the metamorphic mantle itself (table II). The origin of these complexes is not clarified but it does evoke a suspicion that we may be dealing here with parts of the metamorphic mantle where homogenising but not completed granitisation processes are taking place.

Metasomatic origin (here selectively) is that assignable with most probability to *type 3* of granites. This forms numerous inclusions in the metamorphic series which grade from occasionally very thin beds to isolated lenses and nests (table I). The number of these bodies does not at all depend on the distance from the large granite masses of type 1 or on the character of the contact. Megascopically granites of type 3 do not exhibit endomorphic thermic changes and they are characterised by frequent gradual transitions into the adjacent rocks, by structural variability, and the presence of enclaves, apparently of the skialithic type. A. Gaweł's notes (1959a) on the role of granitisation in the crystalline massif of the Western Tatras most probably refer to that variety of granite.

Type 4 of granites is represented by rock veins, consisting mostly of aplitic or pegmatitic varieties which transversely cut the foliation of the metamorphic series and the other types of granites. Hence these veins are at least a little younger than the remaining granites, all the more so that they may be predisposed by a joint system which traverses the other granite bodies. It is hardly possible to determine whether we are dealing here with true veins of the magmatic type or with „replacement dikes"; certain microscopic observations, however, suggest rather the first supposition.

Various *migmatite rocks* are the next, very widely distributed, group of rocks. This name is evidently used here in a purely descriptive sense covering a fairly wide range of varieties which are characterised by distinctly preferred structural orientation due to the distribution of components. Beginning with S. Kreutz (1930) all the mixed Tatra rocks used to be regarded as injection gneisses. Recently, however, A. Gaweł (1959a) and A. Gorek (1959) partly accepted the uninjectional-origin thesis and this suggestion was also put forward by Professor K. Smulikowski at the 32nd Meeting of the Polish Geological Society. And, indeed, the area here discussed provides several field arguments in support of the at least partly metasomatic origin of migmatites.

Tonalite- or diorite-like rocks, amphibole-gneisses and some, extremely fine-grained, biotite-gneisses may, besides migmatites, be possibly regarded as *products of partial granitisation* and the associated transformations of other rocks.

All the above mentioned crystalline rocks are in many places subject to *strong mineral transformations* which are younger than the chief phase of metamorphism but independent of actual hypergene processes. These changes are realised in the first place by the combined sericitisation and carbonatisation of felspars, which may, in the extremities, result in the formation of rocks consisting mainly of a microlitic sericite-carbonate mass, or only of carbonates. Undoubtedly then, some migration of the components must have occurred at least occasionally.

Another interesting rock type is that represented by products composed almost exclusively of sericite and quartz. Their origin could not be fully cleared up but field- and microscopic observations reasonably suggest that:

1. they have been produced owing to strong textural and mineral transformations of various initial rocks,
2. that the predisposition to some of these transformations has been brought about by old cataclastic processes which took place, at least partly, prior to the formation of types 1 and 2 of the granites,
3. that some of the mineral transformations were realised without cataclasis,
4. that the mineral transformations had occurred, at least partly, before the formation of type 4 of granites (in veins),
5. that the above mentioned processes were followed by cataclasis and changes of the Alpine cycle.

It is interesting to note that in the field the sericite-quartz rocks are associated with the long known graphite schists.

Rocks of doubtful character are represented by a puzzling product which occurs as a small wedged-in body in a graben on the Smreczyński Upłaz close to the bottom of the sedimentary cover. According to Dr. J. Burchart who kindly called the writer's attention to the peculiar character of this rock, microscopically it resembles recrystallised volcanic tuffs. In view of its position in the terrain it cannot be excluded that it is a shredded relic of the Permian cover of the verrucano type which survived erosion here. The investigations of E. Passendorfer (1957) and M. Turnau-Morawska, in the only so far reported locality of this series, show namely that it contains volcanic and piroclastic elements.

The *sedimentary rocks* of the area under consideration consist of a Seis clastic series, Campilian carbonate-clastic series and Middle Triassic lower members of carbonates (Anisian). All these rocks belong to the autochthonous cover of the crystalline core. Their development is that typical of the cover and it has been described by many authors from various sites.

Mineralisation is not particularly rich in the investigated area. Quartz- and quartz-siderite veins are most typical. The relation to certain tectonic processes implies that mineralisation here is referable both to the Variscan and Alpine cycle.

STRUCTURAL DEVELOPMENT

The present chapter gives a successive interpretation of the measurements of the particular structural features, especially from the crystalline part of the investigated area. Foliation is the main criterion of the general structural pattern of the crystalline massif here. This is so because of its universality and constant conformance with the lithological variability on the one hand while, on the other hand, the interpretation of the course of boundaries cannot play this role for many diverse reasons. In diagram of fig. 1 are grouped the 677 foliation measurements from *metamorphic rocks* throughout the discussed area, the westernmost zone (Ornak) excepted. All the diagrams with the exception of that in fig. 7 have been plotted on an equal area net. Figure 1 and field observations reveal the predominance of gentle fold structures in the area under consideration. Structurally these are concentric forms, possibly with a certain share of similar forms; morphologically they are mainly cylindrical. Another inference drawn on the basis of foliation measurements is that the dominant trends of the foliation strikes and fold axes range from NE-SW to NNE-SSW, i.e. that they are directly perpendicular to the Hercynian trends in the Tatra Mts. which have currently been held as the classical ones. The axis of the regional tectonic shortening (*c*-axis in the system of strain axes) in this area ranged from NW-SE to W-E and had probably a SE-E direction sense of movement.

Figure 3 represents 123 *foliation* measurements in large and middle sized *bodies of granite*. As is seen there this diagram displays a general resemblance to the foliation diagrams of the metamorphic mantle described above and to diagram in fig. 3 from the Ornak area. This reasonably suggests that the foliation of granites here resulted from the metasomatic replacement of the rocks of the metamorphic mantle by the granites. A common development of the foliation, both in the granites and the metamorphic mantle, in result of regional tectonic stresses is contradicted by the fact that in large granite bodies the frequency of foliation increases only in the proximity of their contacts.

The writer has also analysed the statistical data concerning the position of *foliation of enclaves* in the same granite bodies (fig. 4). This coincides fairly well with the structural development of the metamorphic mantle suggesting that the enclaves are mostly skialithic-like in character.

In the writer's opinion the Variscan tectogenesis is responsible for the above described deformations of the foliation of the metamorphic series. Though in the Alpine phases the deformations underwent some modifications in a rigid style, the initial orientation and structural features remained essentially unchanged. This concept is supported by:

1. The strong concentration of the projection poles in diagrams. According to the most-up-to-date geometric calculations of poligenic foldings they are distinguished by an increase in the dispersion of the projection poles.

2. The fact that slightly inclined foliation, which for geometric reasons is that most exposed to refolding, exhibits the strongest deviation from the typical Alpine trends.

3. The horizontal, hence probably not reorientated directions of the axes of folds and microfolds.

4. The association within the investigated area of the Alpine directions with disjunctive dislocations.

Cleavage, with the exception of the bedding schistosity occurs as fracture cleavage. Some sets of cleavage connected with microfolds represent typical axial-plane cleavage and lack interpretational significance. Other sets accompany flat differential movements of packets of beds that are not produced by folding

deformations. Together with other microstructures these cleavage sets indicate the generality of this type of processes. The detailed structural analysis shows that these dislocations were realised with a sub-meridional trend of the *a*-axis in the general stress pattern, and they are Alpine in age.

Figure 5 illustrates *the jointing in large granite rock masses.* The lack of connections with fig. 3 indicates the tectonic origin of this jointing. Two systems of this jointing are distinguishable; they have been interpreted as longitudinal jointing (*ab*) associated with Variscan foldings, and the Alpine system of conjugated joints, due to shearing connected with some rotation. A statistical comparison of *the jointing in the sedimentary cover* has revealed (fig. 6) the presence there of a system analogous with the latter of the just mentioned systems of jointing.

The non-continuous dislocations developed mainly in the *ab* and *ac* planes of Variscan folds. They are partly Variscan but mostly Alpine in age as is suggested by their relation to the sedimentary cover and by the analysis of tectonic striae. The largest of the observed dislocations bearing the nature of a flexure passing into a fault is that along the eastern slopes of Mt. Ornak (table II) which delimits the main transversal Salatyński elevation (from the west) and the Goryczkowa-Jawor depression (from the east). The downcast of this dislocation increases southwards and its greatness may be evaluated on the intersectional analysis, while field observations permit to determine the position of the plane of displacement. These data made possible the calculation of the extent of rotation here. A comparison has been made of the diagram in fig. 1, previously discussed and representing a depressed sector, with diagram in fig. 2 representing the margin of the elevated area. It shows that it is this very process of rotation of major blocks which may be held responsible for differences in the position of foliation within these areas. This supposition is confirmed by constructional rotation on an equal angle net and by experiments with an appropriate geometric model. According to the structural synthesis of Z. Kotański (1961), the Mt. Ornak dislocation is referable to the early phase of Subhercynian movements in the Tatra Mts.

Regional and sample-diagram statistics have been drawn up for *tectonic striae*; the latter are shown in fig. 7. For diverse reasons the writer's measurements involved only horizontal or gently inclined systems, hence they were confined to the azimuths of striae. A detailed analysis of the regional and sample-diagram statistics as well as of the observable-in-the-field features of slickensides led to the following interpretation of the 3 distinct maxima in diagram 5:

1. System N-S represents the main direction of the Alpine tectonic transport (*a*-axis) probably in the phase of subtatric chariages.

2. System E-W was produced by the resulting tectonic transport along the *b*-axis, probably at the same time.

3. System NW-SE formed in the *ac* plane of Variscan folds partly still during their formation, for the most part, however, in result of the above mentioned displacements of packets of beds in the direction of the corresponding component of the Alpine field of forces.

Detailed observations show that undrained depressions on crests since long known in the Tatra Mts. are another feature of non-continuous dislocations. Their predisposition is tectonic and not purely structural as has been currently recognised; many of these depressions regenerate up to the present time indicating the strong activity of the neo-tectonic movements in the Tatra Mts. These forms have been discussed by the writer in a separate paper (Jaroszewski 1965a).

Microfolds and tectonic wrinkles have also been statistically worked out (figs. 8—9), but these forms are too rare to suggest any conclusions.

An analysis of the intersectional pattern obtained by mapping in the first place clarifies *the relation of major granite bodies to the metamorphic mantle.*

As may be seen from the map, in the elevated part of the terrain, i.e. in Mt. Ornak, these bodies are partly underlain by rocks belonging to the mantle. Hence it is not excluded that the same rocks are hidden under the granites in the area depressed by dislocation. In this case, if the large granite rockmasses were or are connected one with the other into a uniform body, it may within this sector be "interstratified" in character, to use the term recently applied by Slovakian geologists. But even if this is so, we are not dealing here with a simple harpolith (Gorek 1959), but with a body presenting a very complex shape.

Within *the sedimentary part of the area,* intersectional data and structural observations have made possible a fairly detailed description of the structural development of the autochthonous Lower Triassic mantle. Several anticlines and synclines have been observed and they could partly be referred to the structures distinguished by F. Rabowski (1925) in his classic profile of the right slope of the Kościeliska valley. It has been possible to differentiate a number of faults, local overthrusts, horsts and grabens. Several occurrences of Seis rocks among crystalline rocks proved to be such grabens and this cancels their significance in support of A. Michalik's (1955) thesis as to the tectonic allochthonisme of the series so far regarded as autochthonous. A detailed description of the structural development of the sedimentary cover has been given by the writer in a particular paper (Jaroszewski 1963).

An analysis *of the relation of the sedimentary cover to the crystalline substratum* has led to the conclusion that an important gradation had occurred at the boundary of the Variscan and Alpine cycles of diastrophism. On the other hand it was found that the crystalline substratum reacted rather rigidly to the Alpine movements, their share in the cores of autochthonous structures being that of blocks sheared off by dislocations or of gently undulated morphological forms. The same probably also applies to structures so far currently known as longitudinal undulations. In what the transversal undulations are concerned it seems quite probable that the faulted character of their borders is not restricted to the area here considered.

Finally a comparison has been made of the results obtained by the writer with previous attempts at *the reconstruction of the Variscan structure of the whole Tatra range.* This comparison has led to 2 main conclusions:

1. The classical concept of the major fold elements with a WNW-ESE trend, introduced by F. Rabowski (1938) and recently supported by A. Gorek (1959) does not seem correct; in reality the Variscan orogeny is responsible for the formation of a number of brachy-forms whose trend ranges from N-S to NE-SW.

2. In this connection the bulk of the granitoid rock mass did not have any direct structural predisposition.

Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 6
Warszawa, January 1965

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—VIII

DESCRIPTION OF PLATES I—VIII

PL. I

Fig. 1

Model układu geometrycznego fleksury Ornaku
Model of the geometric pattern of the Ornak flexure

Fig. 2

Zespół asymetrycznych mikrofałdów ciągnionych, połączonych ze złupkowaceniem osiowym z pękania

Set of asymmetric drag microfolds connected with axial-plane shear cleavage

PL. II

Fig. 1

Złupkowacenie tnące (system powierzchni stromszych) w „białych gnejsach aplitowych". Rejon Siwych Sadów

Fracture cleavage (system of steeper planes) in "white aplitic gneisses". Siwe Sady region

Fig. 2

Złupkowacenie tnące (powierzchnie stromsze) przecinające kliważ ławicowy. Utwory serycytowo-kwarcowe u podnóża Liliowych Turni

Fracture cleavage (steeper planes system) cutting the bedding cleavage. Sericite-quartz rocks at the foot of Mt. Liliowe Turnie

PL. III

Fig. 1

Intensywne złupkowacenie z pękania w piaskowcu niższego seisu. Kamienisty Żleb

Strong fracture cleavage in Lower Seis sandstone. Kamienisty Żleb

Fig. 2

Skomplikowana żyła granitów pegmatytowych w zmienionych gnejsach, predysponowana stromym ciosem. Podnóże Liliowych Turni

Complex vein of pegmatite granites in transformed gneisses, predisposed by steep joints. At the foot of Mt. Liliowe Turnie

PL. IV

Fig. 1

Na pierwszym planie Kopa, zbudowana z piaskowców niższego seisu, które przedłużają się w trawiasty stok, zajęty przez krystalinik; na kontakcie przebiega znaczna dyslokacja. W głębi — Kominy Tylkowe

In the foreground Mt. Kopa built of Lower Seis sandstones which extend into the grass-covered slope occupied by the crystalline rocks; a major dislocation occurs on the contact. Mt. Kominy Tylkowe in the background

Fig. 2

Upłaz spod Kamienistej. W przebiegu grzbietu zaznaczają się uskoki poprzeczne

Crest below Kamienista. Transverse faults are indicated along the trend of the crest

PL. V

Fig. 1

Skręcona żyła kwarcowa w strefie kataklazy. Podnóże Liliowych Turni

Twisted quartz vein in the zone of cataclasis. At the foot of Mt. Liliowe Turnie

Fig. 2

Intensywnie zmiętoszone skały serycytowo-kwarcowe u podnóża Liliowych Turni

Strongly crumpled sericite-quartz rocks at the foot of Mt. Liliowe Turnie

PL. VI

Fig. 1

Intensywne mikrosfałdowanie skał serycytowo-kwarcowych u podnóża Liliowych Turni

Strongly crumpled sericite-quartz rocks at the foot of Mt. Liliowe Turnie

Fig. 2

Drobny fałd w płytowych gnejsach, utworzony przy powierzchni ścięcia, którą wykorzystuje żyła granitowa (widoczna nieco nad młotkiem). Prawe zbocze żlebu Babie Nogi

Minor fold in platy gneisses formed near the shear-surface invaded by the vein of granite (discernible just above the hammer). Right slope of Babie Nogi gully

PL. VII

Fig. 1

Mikrosfałdowanie laminacji w gnejsie migmatycznym

Microfolding of lamination in migmatite gneiss

Fig. 2

Symetryczne zmarszczki tektoniczne w gnejsie przechodzącym w łupek biotytowy

Symmetric tectonic wrinkles in gneiss passing into biotite schist

PL. VIII

Fig. 1

Asymetryczne zmarszczki tektoniczne w drobnoziarnistym gnejsie

Asymmetric tectonic wrinkles in fine-grained gneiss

Fig. 2

Silnie asymetryczny mikrofałd typu ciągnionego w gnejsie laminowanym

Strongly asymmetric microfold of the drag-fold type in laminated gneiss

Fotografie wykonał autor
Photographs taken by the author

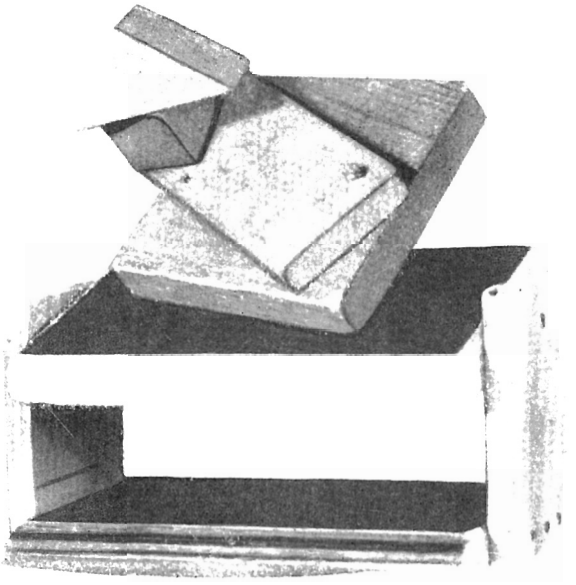


Fig. 1

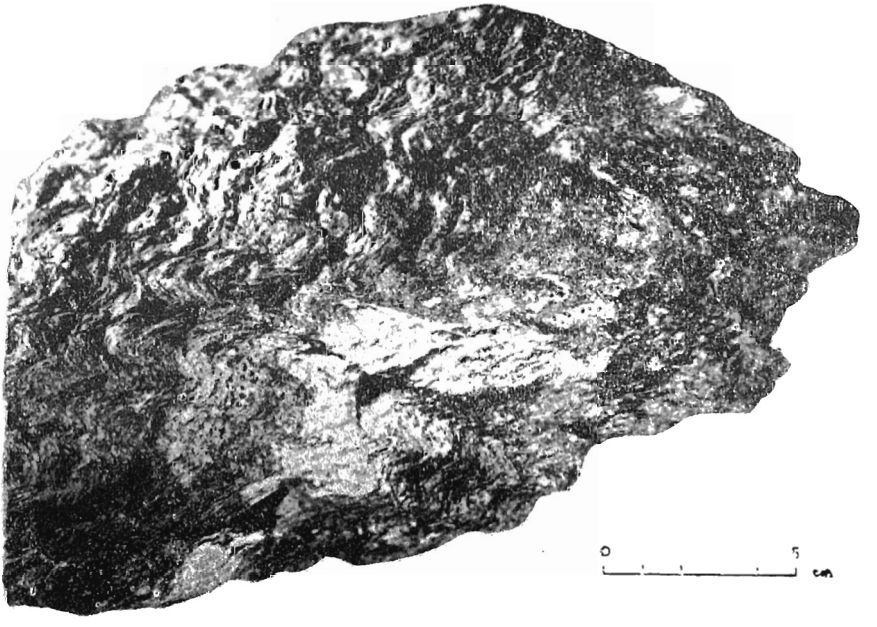


Fig. 2

Fig. 1

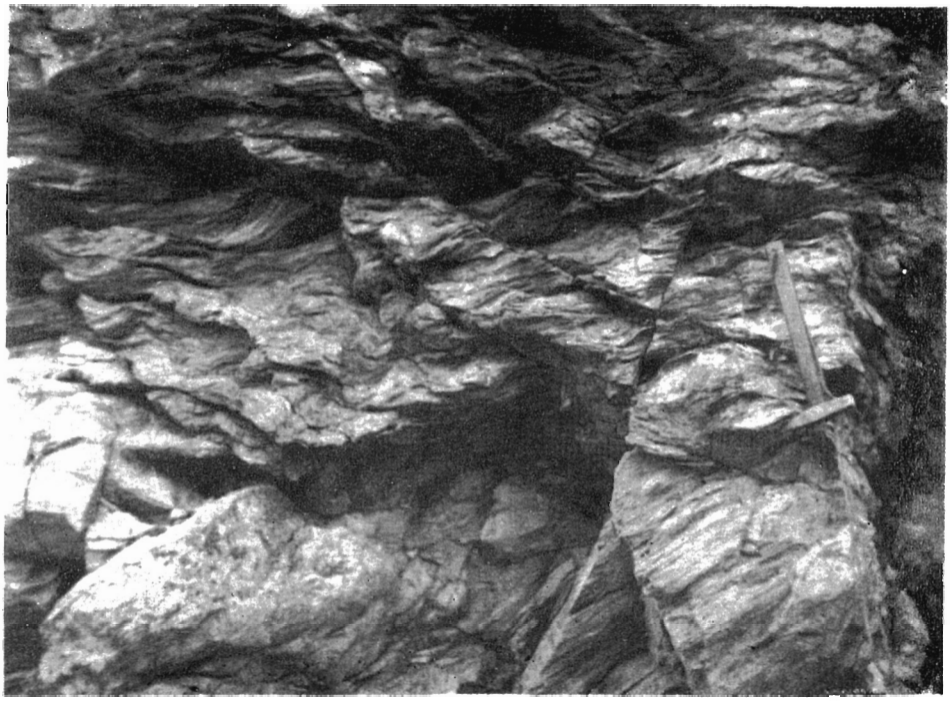


Fig. 2

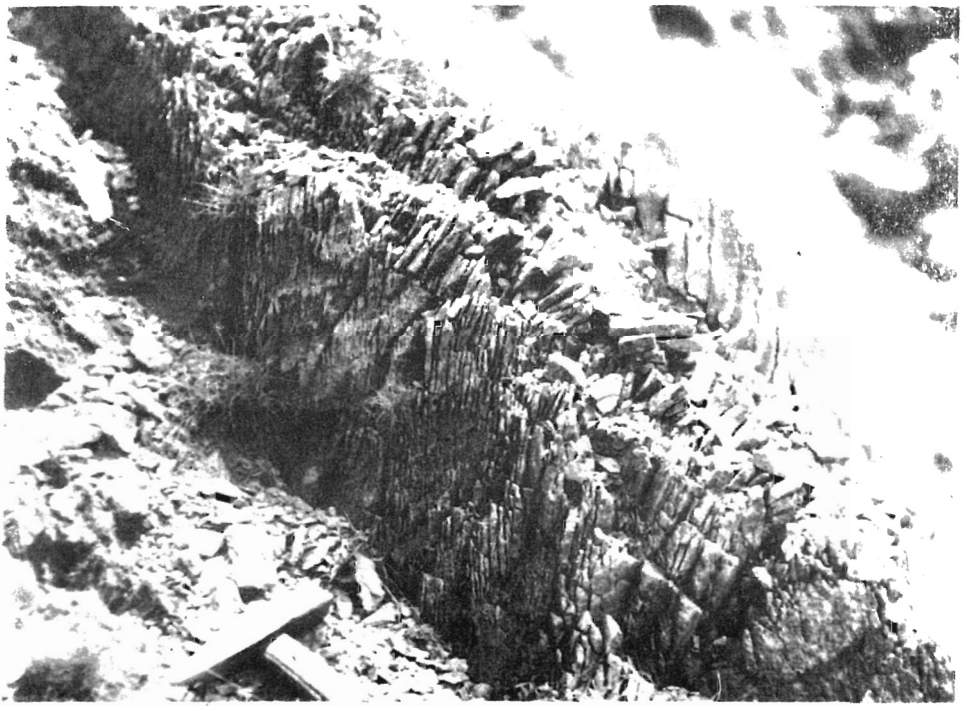


Fig. 1

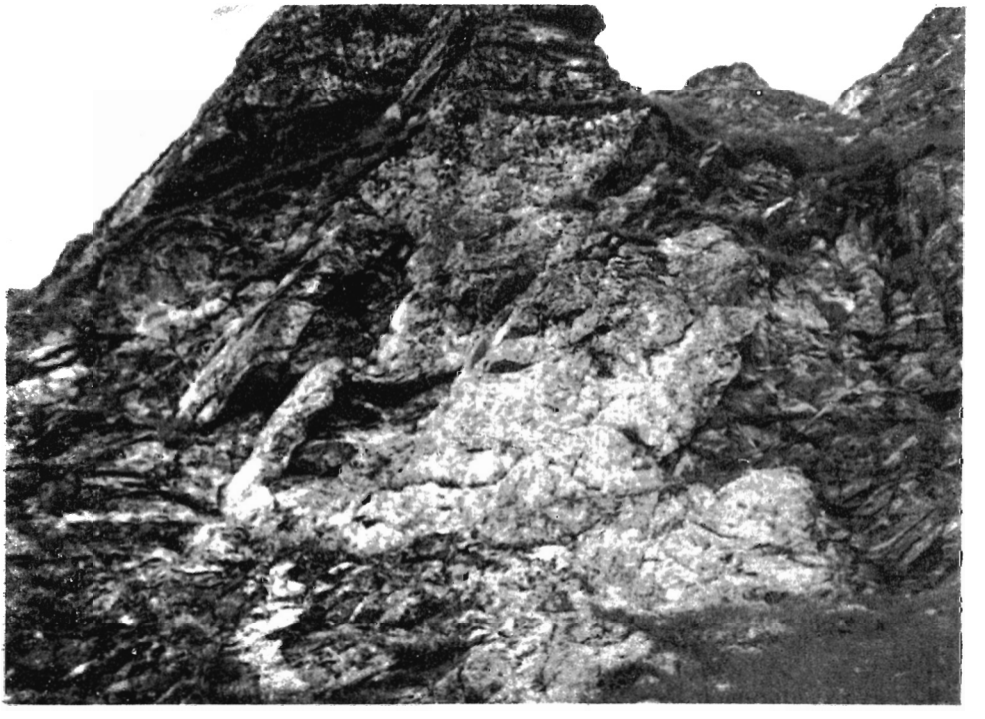


Fig. 2

Fig. 1

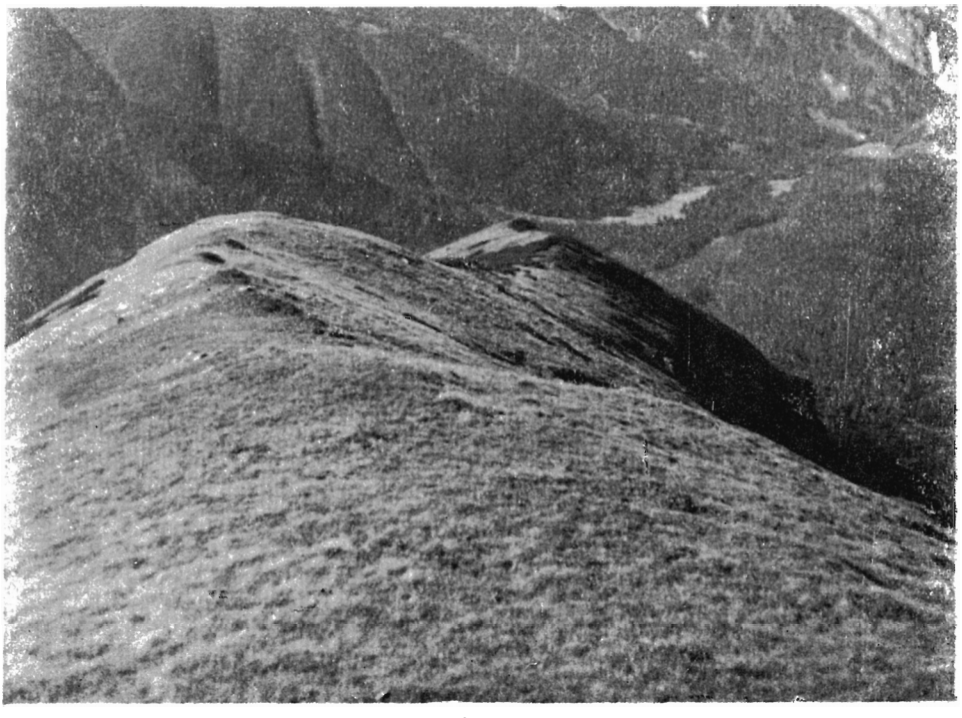


Fig. 2

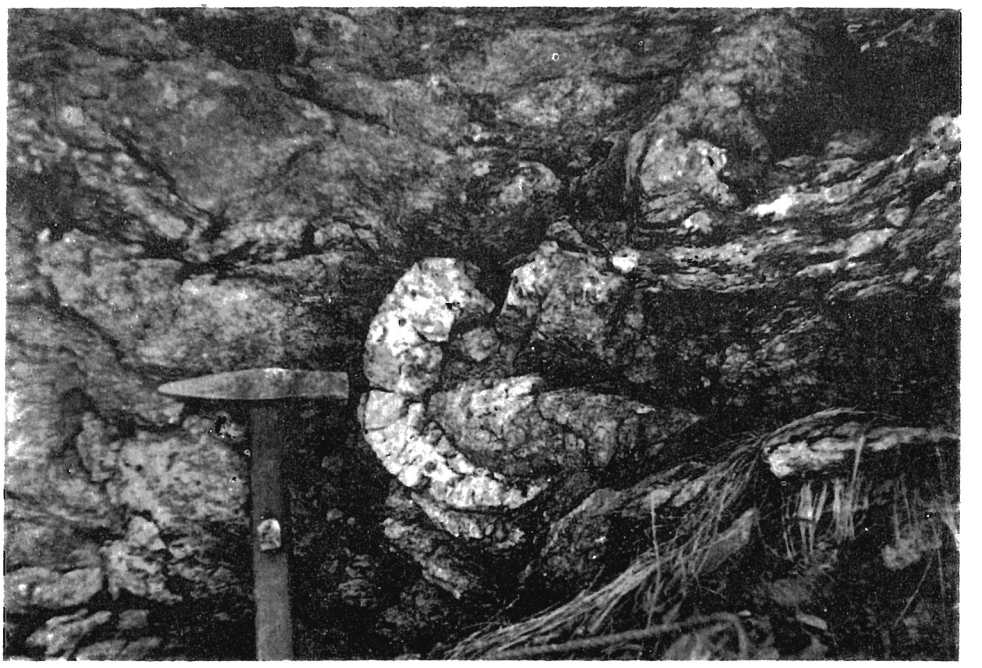


Fig. 1

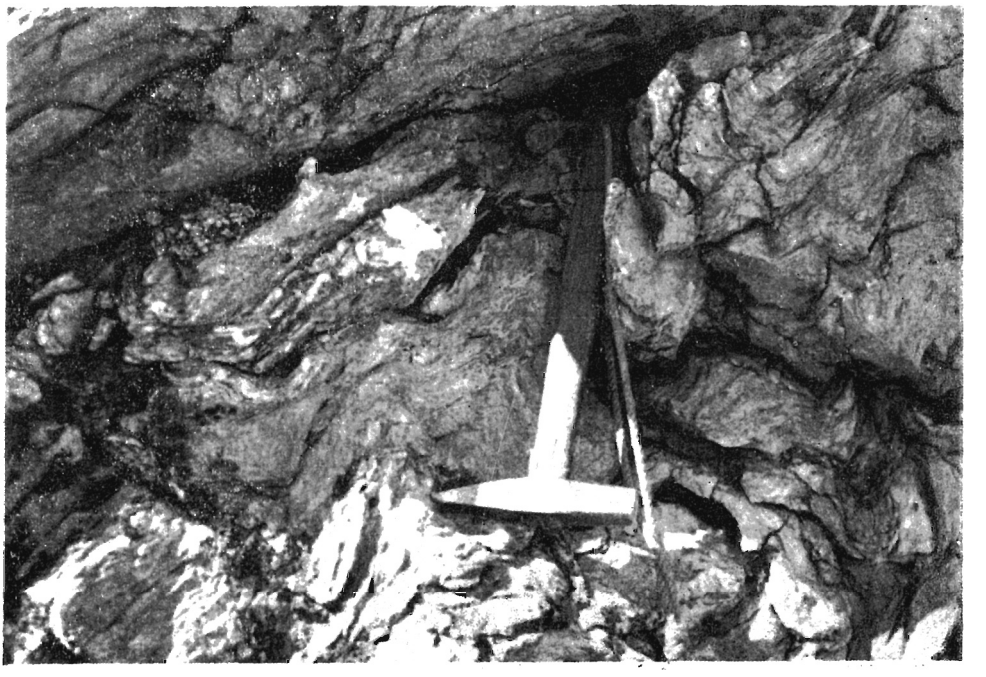


Fig. 2

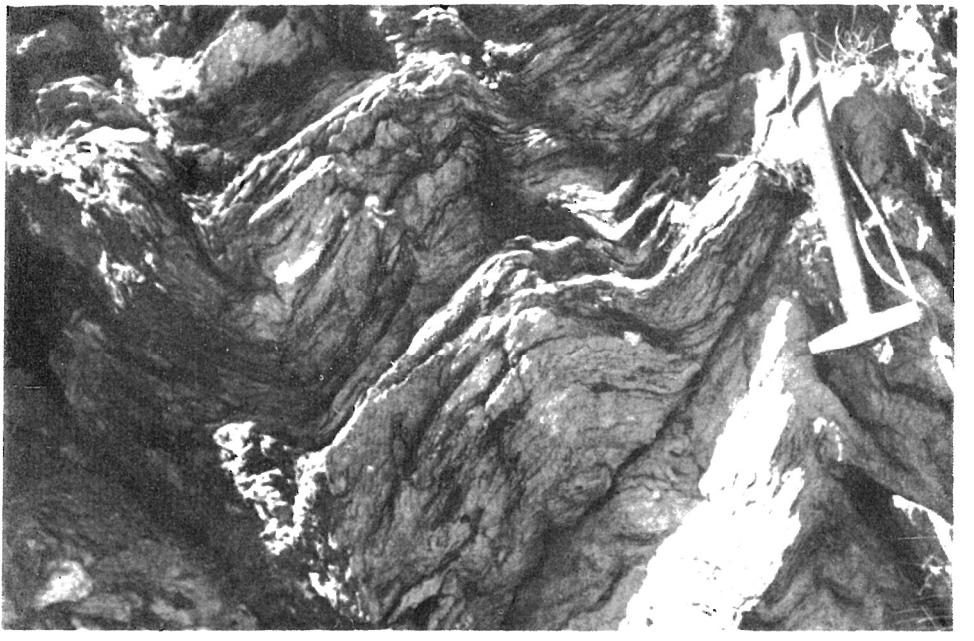


Fig. 1

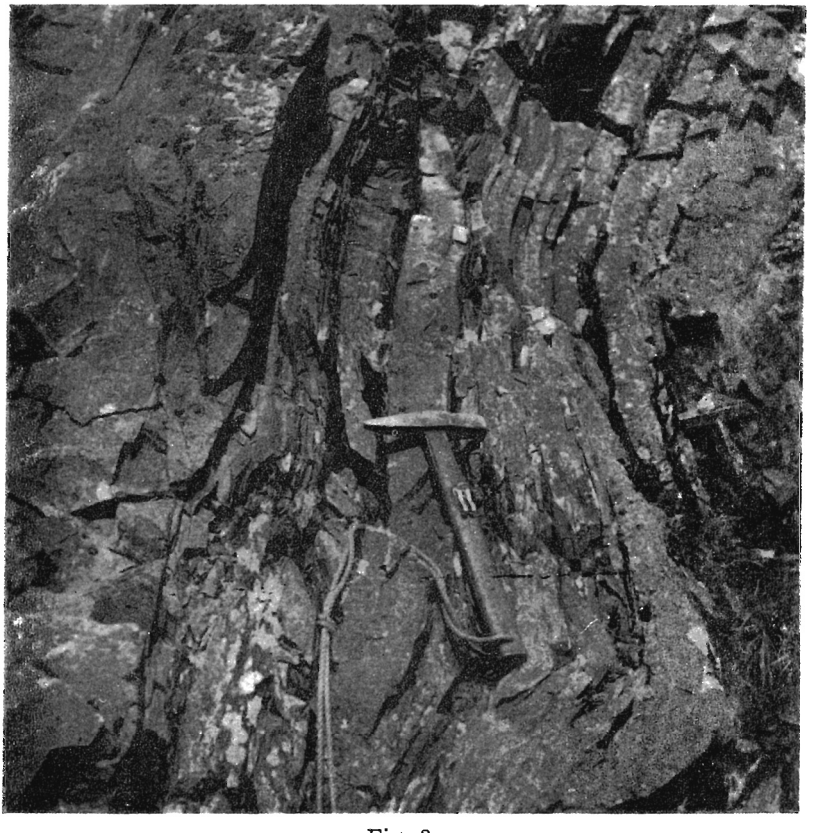


Fig. 2

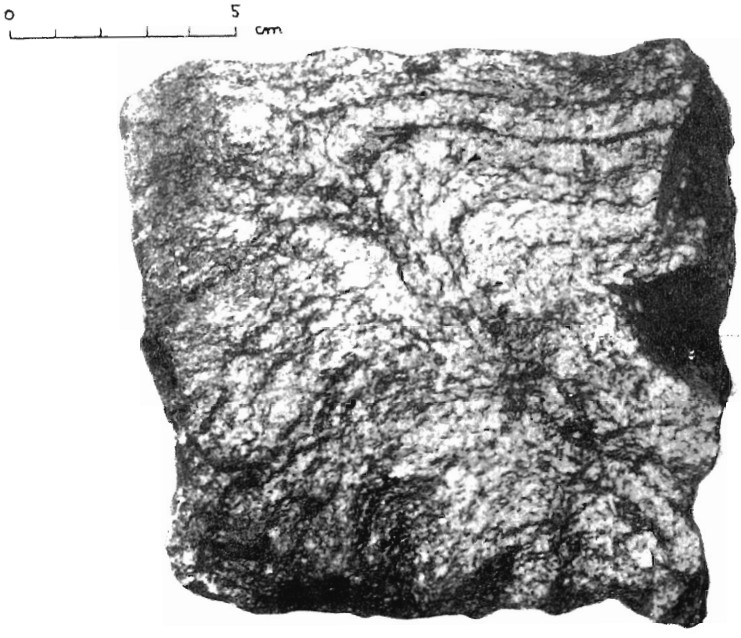


Fig. 1

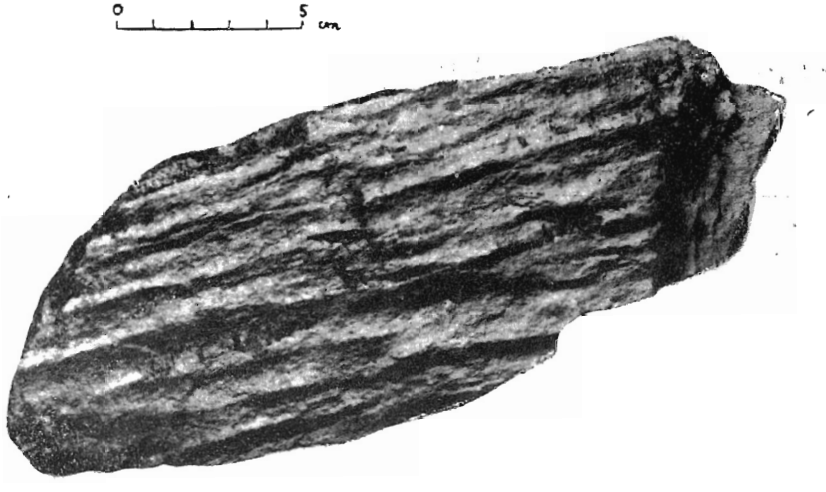


Fig. 2

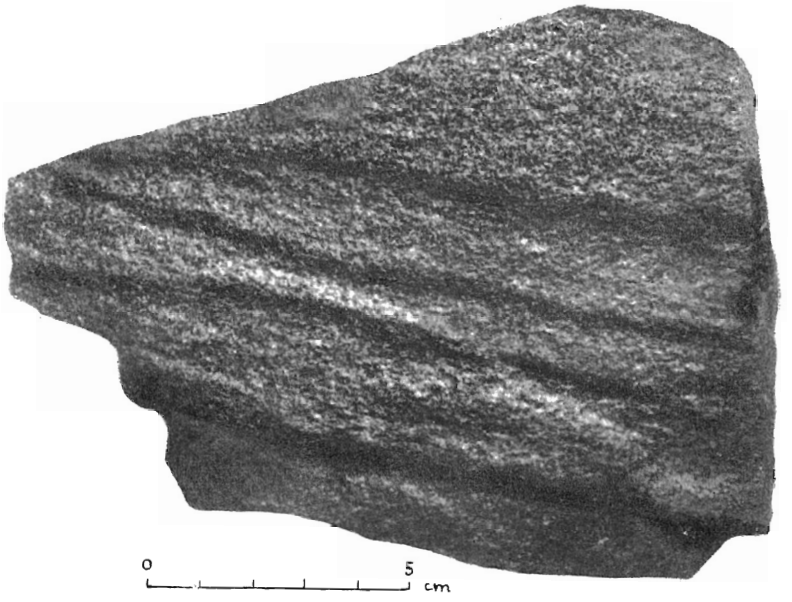


Fig. 1

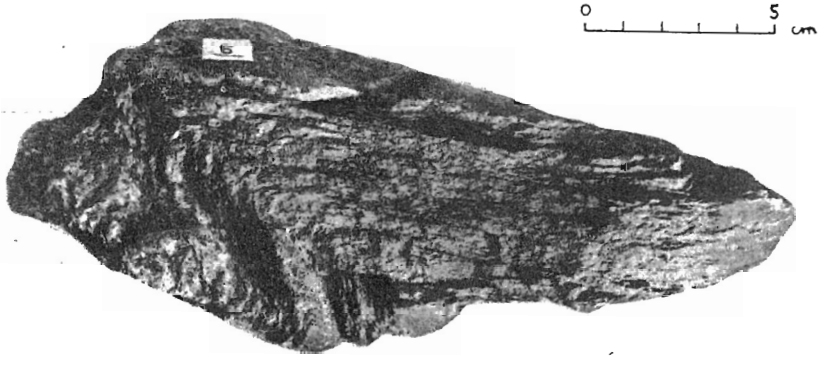


Fig. 2