

KRYSTYNA GROCHOCKA-PIOTROWSKA

Fotointerpretacja i geneza struktur nieciągłych w masywie granitowym polskiej części Tatr Wysokich

PHOTOINTERPRETATION AND GENESIS OF THE DISJUNCTIVE STRUCTURES
IN THE GRANITE MASSIF OF THE POLISH TATRA MTS.

STRESZCZENIE: Na obszarze polskich Tatr Wysokich wykonano interpretację na zdjęciach lotniczych ciosu i uskoków oraz porównano otrzymane wyniki z obserwacjami terenowymi. Rozważono genezę ciosu i kierunków transportu tektonicznego wzdłuż uskoków. Dominujące systemy ciosu powstały w czasie intruzji magmy granitowej i są zdeterminowane przez pierwotne naprężenia hercyńskie w intruzji i jej osłonie. Większość pohercyńskich przemieszczeń w granitach była pre-dysponowana starszymi spękaniami ciosowymi.

WSTĘP

Celem pracy jest przedstawienie wyników interpretacji elementów tektoniki dysjunktywnej na zdjęciach lotniczych z terenu masywu granitowego polskiej części Tatr Wysokich. Wobec słabego poznania tektoniki nieciągłej tatrzańskiego masywu granitowego, konieczne było przeprowadzenie, w celach porównawczych, szczegółowych badań terenowych. W rezultacie praca zawiera ocenę czytelności fotointerpretacyjnej elementów tektoniki nieciągłej, porównanie fotointerpretacji z wynikami badań terenowych, ocenę przydatności metody fotointerpretacyjnej do badań tektoniki dysjunktywnej oraz próbę wyjaśnienia genezy deformacji nieciągłych.

Szczegółową fotointerpretacją została objęta polska część tatrzańskiego masywu granitowego (fig. 1). Na tym obszarze zebrałam także obserwacje i pomiary terenowe. Natomiast dla całego masywu granitowego Tatr Wysokich wyznaczyłam jedynie zasadnicze struktury nieciągłe, czytelne na zdjęciach lotniczych.

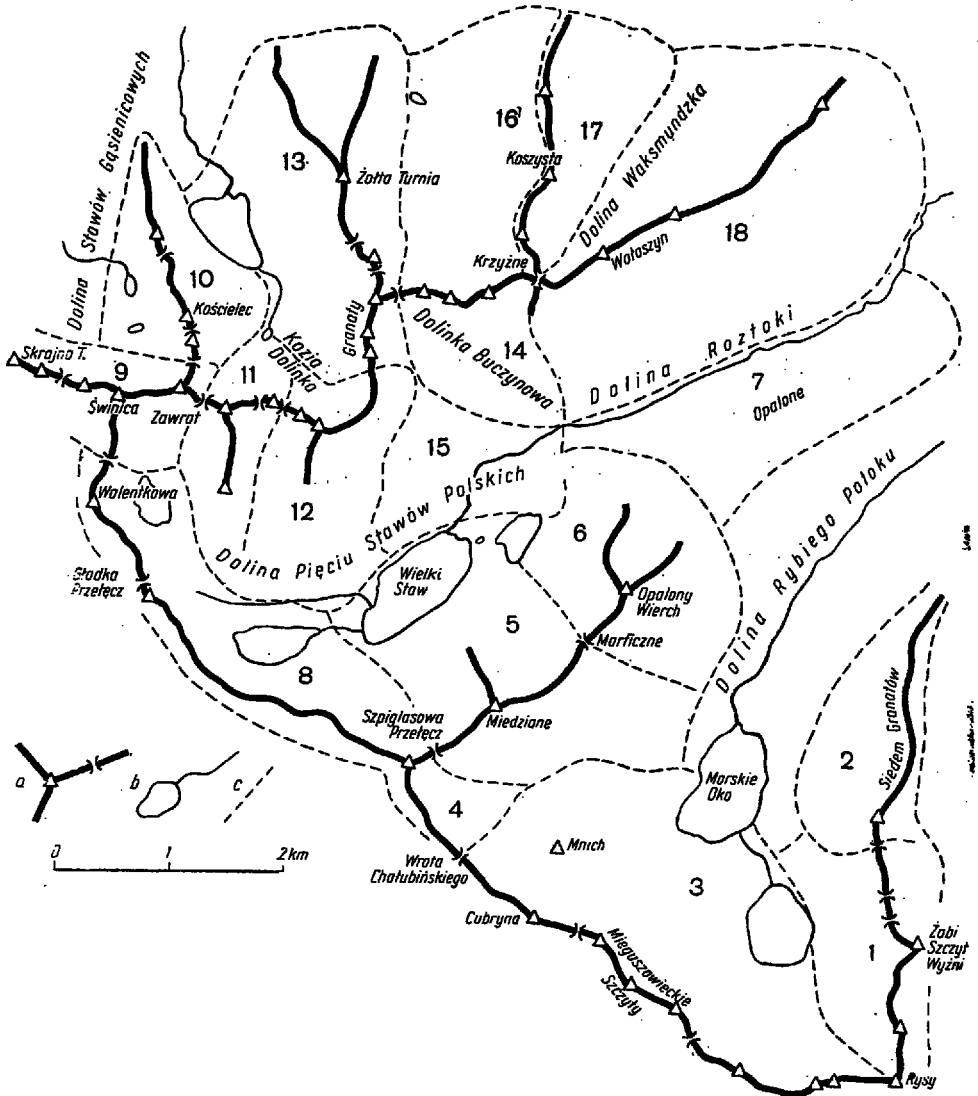


Fig. 1

Szkic polskiej części masywu granitowego Tatr Wysokich

a grzbiety górskie z ważniejszymi szczytami i przełęczami, b jeziora i potoki, c granice obszarów (1-18), dla których zestawiono pomiary spękań ciosowych na osobnych diagramach (por. tabl. I)

Sketchmap of the granite massif of the High Tatras within Polish territory

a mountain ranges with the more important peaks and passes, b lakes and streams, c boundaries of areas (1-18) where the joints have been measured and are shown in separate diagrams (comp. table I)

Opracowanie fotointerpretacyjne wykonano na pionowych zdjęciach lotniczych w skali około 1 : 15 000, a fragmentarycznie — jako pomocnicze — były też opracowywane pionowe zdjęcia lotnicze w skalach około 1 : 7 000 i około 1 : 20 000 oraz ukośne zdjęcia lotnicze. W niektórych przypadkach wykorzystywałam także stereoszkice (naziemne zdjęcia stereoskopowe), na których można uzyskać efekt przestrzenny (Guzik 1961b). Wyznaczone pod stereoskopem linie intersekcyjne powierzchni struktur nieciągłych przeniosłam na podkład topograficzny w dużej skali dla terenu polskiej części masywu granitowego Tatr Wysokich (tabl. I) oraz w małej skali dla terenu całego masywu granitowego Tatr Wysokich (fig. 2).

Na zdjęciach lotniczych okazały się dobrze czytelne strefy uskokowe oraz spękania ciosowe. Skala zdjęć lotniczych (ok. 1 : 15 000) przyczyniła się do eliminacji lokalnych, podrzędnych powierzchni nieciągłości, dzięki czemu mogłam wyznaczyć generalne strefy dyslokacyjne oraz dominujące systemy spękań ciosowych.

Zasadnicze elementy strukturalne widoczne na zdjęciach lotniczych zostały zidentyfikowane i pomierzone w terenie, a następnie zestawione w postaci diagramów (fig. 3 oraz tabl. I, diagramy 1—18).

Określenie wieku poszczególnych struktur nieciągłych oparłam na wnioskach wynikających z wykonanej fotointerpretacji i z badań terenowych oraz na wynikach badań innych autorów, którzy opracowywali zagadnienia strukturalne w Tatrach, ponieważ konieczne było uwzględnienie procesów tektonicznych, którym podlegał cały obecny gmach tatrzański. Wobec tego, że nie poruszam zagadnień petrograficznych, w tej pracy będę stosować tradycyjną nazwę — granit.

Granit Tatr Wysokich, według panujących poglądów, stanowi waryscyjską intruzję, która wdarła się w starsze skały metamorficzne. Badania wieku bezwzględnego skał krystalicznych Tatr potwierdziły karboński wiek intruzji (Kantor 1959, Burchart 1968). W końcowej fazie procesów intruzywnych powstały utwory pneumatolityczne i hydrotermalne. Przez cały alpejski cykl orogeniczny masyw tatrzański stanowił strefę geantyklinalną w obrębie geosynkliny karpackiej. W czasie fałdowań alpejskich trzon granitowy podlegał głównie deformacjom nieciągłym, w wielu przypadkach biorącym swój początek z ruchów pionowych. W alpejskim cyklu orogenicznym doszło do powstania utworów hydrotermalnych. Po zakończeniu procesów fałdujących, cały gmach tatrzański został wydźwignięty.

Pragnę serdecznie podziękować Panu Profesorowi Kazimierzowi Guzikowi za kierowanie pracą i liczne dyskusje. Za wnikliwe uwagi bardzo dziękuję Panom Prof. dr E. Passendorferowi i Doc. dr W. Grocholskiemu. Dziękuję również dr M. Bac, dr J. Burchartowi, dr W. Jaroszewskiemu, dr J. Teissyre'owi i dr A. Pszczółkowskiemu — za szereg dyskusji w czasie badań i pisania pracy.

HISTORIA BADAŃ

Dotychczas brak syntetycznego opracowania struktur nieciągłych w masywie granitowym Tatr Wysokich. Poszczególne elementy tektoniki dysjunktywnej były jednak opracowywane dla pewnych fragmentów terenu, bądź przy okazji badań mineralogicznych i petrograficznych, czy też w związku z seriami osadowymi spoczywającymi na krystaliniku.

Pierwsze wzmianki o lustrach tektonicznych spotykamy u S. Staszcza (1815). Więcej uwagi tektonice trzonu krystalicznego poświęcili J. Morozewicz (1914), W. Pawlica (1916, 1918) i S. Kreutz (1924, 1930) przy okazji badań petrograficznych i mineralogicznych. Wspomniani autorzy zajmowali się kierunkami starych fałdowań hercyńskich w osłonie metamorficznej, a także kierunkami spękań ciosowych i zmineralizowanych w trzonie.

Szerzej strukturami nieciągłymi w trzonie krystalicznym zajmował się F. Rabowski (1938), który zwrócił uwagę na trzy dominujące kierunki ciosu i na podstawie jednego z nich (płasko leżącego ciosu „ławicowego”) podjął próbę odczytania tektoniki trzonu. Na terenie dolin Waksmundzkiej i Pięciu Stawów Polskich analizę ciosu i mineralizacji przeprowadził A. Michalik (1952). Dokładniej poglądy F. Rabowskiego i A. Michalika przedstawię w rozdziale o genezie ciosu.

Dominujące kierunki żył pegmatytowych, mylonitów i spękań uzyskał A. Gorek (1959) dla niektórych fragmentów trzonu krystalicznego. Jeden z dominujących kierunków spękań, mianowicie system NE-SW zdaniem A. Gonka jest równoległy do tekstur linijskich, wobec czego można go uznać za system „S” według schematu H. Cloosa (1922, 1925). Systemowi „Q” w tym ujęciu odpowiadałby kierunek NW-SE. Schematyczną mapę tektoniczną Tatr opublikował D. Andrusov (1959), z której wynika, że główne pasma mylonitów w krystaliniku mają przebieg NW-SE i NE-SW.

Na arkuszu Miedzianej Mapy Geologicznej Tatr Polskich (Guzik et al 1959) między innymi zostały wydzielone strefy pegmatytyzacji i albityzacji, żyły rudonośne i kwarcowe, a także mylonity i brekcje; w niektórych miejscach zostały też podane wartości biegu i upadu spękań.

W. Jaroszewski (1961) podjął próbę odtworzenia tektoniki granitu tatrzańskiego drogą rejestracji tekstur kierunkowych, a także szczegółowo omówił dotychczasowe badania tektoniki masywu krystalicznego Tatr Wysokich.

J. Burchart (1963) wykonał analizę kierunków transportu tektonicznego na zachodnim skraju masywu granitowego, na podstawie położenia luster tektonicznych i rys ślizgowych.

METODY PRACY

Badania nad tektoniką nieciągłą trzonu granitowego polskich Tatr Wysokich prowadziłam dwiema metodami — fotointerpretacji zdjęć lotniczych i pomiarów terenowych ciosu i uskoków.

Fotointerpretacja geologiczna polega na odczytaniu zjawisk geologicznych ze zdjęć lotniczych, w przypadku tej pracy — struktur tektonicznych. Jest to możliwe dzięki efektowi przestrzennemu, który uzyskuje się obserwując zdjęcia lotnicze pod stereoskopem oraz dzięki gradacji fototonu. W omawianym przypadku występowanie zróżnicowanych fototonów może być wywołane wieloma czynnikami, z których najważniejszymi są:

zabarwienie skał uzależnione od rodzaju skały (np. wapienie dają jasny fototon, a skały krystaliczne — ciemny);

stopień rozdrobnienia materiału skalnego i, co się z tym wiąże, większe lub mniejsze rozproszenie światła (np. stożki usypiskowe dają fototon jaśniejszy niż skały in situ);

nawodnienie (nasylenie wodą powoduje ciemniejsze zabarwienie na fotogramie);

obecność roślinności i rodzaj roślinności.

Oczywiście wymienione czynniki są między sobą ściśle powiązane, gdyż stopień nawodnienia zależy od rozdrobnienia skały, a bogata roślinność jest związana z obecnością wody.

Należy wymienić jeszcze jeden, złożony czynnik powodujący zmiany fototonu, który — choć jest uzależniony od rodzaju skały, obecności wody czy roślinności — to jednak przede wszystkim uwarunkowany jest obecnością w skale regularnie i masowo występujących powierzchni nieciągłości. Mogą to być powierzchnie ciosu, systemy gęstych, równoległych uskoków, a także — na zdjęciach w większych skalach — powierzchnie kłważu. Podobnie w skałach osadowych granice między ławicami (zbudowanymi z tej samej skały) dają taki sam efekt jak powierzchnie ciosu czy foliacji, zwłaszcza w przypadku skał cienkoławicowych. Jest to więc czynnik powodujący zmienność fototonu w zależności od predysponowanego strukturalnie zróżnicowania morfologii.

Oprócz zróżnicowanego fototonu, czytelność fotointerpretacyjna zależna jest także od nachylenia zboczy, co jest bardzo istotne w obszarach o znacznych deniwelacjach.

Po uczytelnieniu zdjęć lotniczych, treść geologiczną ze zdjęć lotniczych przenieśliśmy na podkład topograficzny metodą identyfikacji szczegółów morfologicznych i geologicznych. Powstały w ten sposób mapy fotointerpretacyjne ciosu i uskoków, zestawione następnie w syntetyczną mapę fotointerpretacyjną z diagramami spekań ciosowych (tabl. I).

W celu sprawdzenia prawidłowości fotointerpretacji przeprowadzi-

łam obserwacje i pomiary struktur nieciągłych i zestawiałam je na równopowierzchniowej siatce w projekcji na górną półkulę. Powierzchnie zostały przedstawione jako ślady normalnych. Wobec bardzo trudnych warunków terenowych, z ogólnej liczby kilku tysięcy pomiarów, około 70% przypada na pomiary struktur w dolnych częściach ścian i zboczy tatrzańskich, a pozostałe 30% pomiarów sporządziłam na grzbietach i w partiach podszczytowych.

Diagramy powierzchni ciosu zestawiałam oddzielnie dla małych obszarów, których kontury zaznaczone są na szkicu lokalizacyjnym (fig. 1). Pomiary luster tektonicznych, rys tektonicznych i spękań zmineralizowanych przedstawiłam jedynie w postaci diagramów zbiorczych (fig. 3).

Prócz pomiarów stref uskokowych i ciosu, wykonanych w terenie, w wielu przypadkach okazało się celowe zmierzenie wartości biegu i upadu powierzchni na zdjęciach lotniczych. Dotyczyło to zwłaszcza szerokich stref dyslokacyjnych, których średnią, reprezentatywną powierzchnię przemieszczenia bardzo trudno określić drogą obserwacji bezpośrednich. Wyznaczenie na zdjęciach lotniczych wartości biegu i upadu jest możliwe pod stereoskopem przy użyciu stereomikrometru. Zastosowanie fotointerpretacji w geologii strukturalnej nie jest zagadnieniem nowym, już od około 50 lat ukazują się prace omawiające czytelność deformacji nieciągłych na zdjęciach lotniczych w oparciu o kryteria morfologiczne i zróżnicowany fototon (np. Rich 1928, Blanchet 1957, Lattman 1958).

W skałach magmowych oprócz zasadniczych elementów tektoniki dysjunktywnej (lineaments, fracture traces), których wyróżnienie na zdjęciach jest zwykle proste, interpretacja zdjęć lotniczych pozwala także na wydzielenie mniejszych elementów dysjunktywnych (microfeatures), takich jak cios i kłiważ, lecz dopiero na zdjęciach w skałach dużych, większych od 1 : 20 000.

Liczne prace z dziedziny fotointerpretacji strukturalnej obejmują kompleksowe opracowania w małych skałach. Natomiast nie zetknęłam się w literaturze ze szczegółowym opracowaniem w dużej skali (większej od 1 : 15 000) struktur dysjunktywnych w masywach granitowych, wobec czego w rozdziałach dotyczących fotointerpretacji masywu granitowego Tatr Wysokich nie mogę przeprowadzić porównań.

ANALIZA KIERUNKÓW SPĘKAŃ CIOSOWYCH

Na podstawie pobieżnych obserwacji mapy fotointerpretacyjnej (tabl. I) można stwierdzić obecność dwóch głównych kierunków spękań ciosowych o przebiegu mniej więcej NW-SE i NE-SW, tylko na niektórych obszarach można było odczytać również inne, znacznie słabiej zaznaczające się kierunki. Wartości kątów nachylenia powierzchni ciosu, wyinterpretowane na zdjęciach lotniczych, wynosiły w przeważającej ilości przy-

padków od 60° do 90° z tym, że najczęściej występowały powierzchnie o upadzie od 80° do 90° . Z powodu stromo nachylonych powierzchni, przebieg linii interpretacyjnych jest zbliżony do prostych. Nie starałam się o dokładne wykazanie zmian w przebiegu tych linii, spowodowanych zróżnicowaną morfologią, przy mniejszych kątach upadu powierzchni ciosu, gdyż przy przenoszeniu treści ze zdjęć na podkład topograficzny metodą identyfikacji szczegółów, zachowanie na niewielkich obszarach dostatecznej dokładności byłoby bardzo trudne, a nie wpłynęłoby na dokładność odczytania generalnych kierunków

W celu oceny dokładności metody fotointerpretacyjnej podaję wartości biegu spękań ciosowych odczytane z mapy fotointerpretacyjnej i porównuję je z danymi uzyskanymi drogą bezpośrednich pomiarów w terenie, zestawionych na diagramach. Obszary, z których zestawiałam pomiary, przedstawione są na szkicu lokalizacyjnym (fig. 1). Diagramy ciosu umieszczone są na syntetycznej mapie fotointerpretacyjnej (tabl. I), co pozwala na bezpośrednie porównanie intersekcji powierzchni ciosowych z maksimumami na diagramach.

Obszar 1 (diagram 1 na tabl. I) — od Rysów poprzez Żabi Szczyt Wyżni do Owczej Przełęczy. Biegi spękań ciosowych na mapie fotointerpretacyjnej wynoszą od 38° do 46° oraz od 135° do 140° . Jedyne w pobliżu Białczańskiej Przełęczy Wyżniej kierunek NE-SW wykazuje bieg około 50° . Na tym obszarze lepiej czytelne na zdjęciach są spękania o biegu NW-SE, które na diagramie dają słabsze maksimum.

Obszar 2 (diagram 2 na tabl. II) — Żabi Szczyt Niżni i Siedem Granatów. Z porównania diagramu z mapą wynika, że kierunek NE-SW wykazuje takie same biegi na diagramie ($26-34^\circ$) i na mapie (34°). Natomiast biegi powierzchni spękań o przebiegu NW-SE odczytane z diagramu (bieg 100°) różnią się o około 20° od biegu uzyskanego na mapie fotointerpretacyjnej (bieg 120°). Na diagramie oba kierunki dają równorzędne maksima, podczas gdy na mapie fotointerpretacyjnej wyraźniej zaznacza się kierunek NE-SW.

Obszar 3 (diagram 3 na tabl. I) — od Rysów poprzez Mięgoszowieckie Szczyty do Cubryny. Na tym obszarze wartości odczytane z diagramu (tabl. I, diagram 3) zgadzają się dla obu kierunków z wynikami fotointerpretacji (na diagramie dla kierunku NE-SW biegi ok. 36° , dla kierunku NW-SE: od 110° do 120° ; na mapie kierunek NE-SW wykazuje biegi ok. $30-50^\circ$, a kierunek NW-SE — $110-130^\circ$). Silniejsze maksimum daje na diagramie kierunek NE-SW, który również wyraźniej występuje na zdjęciach.

Obszar 4 (diagram 4 na tabl. I) — obejmuje teren od Wrót Chałubińskiego do Szpiglasowej Przełęczy. Średnie biegi spękań ciosowych na mapie fotointerpretacyjnej wynoszą około 45° oraz od 115° do 120° . Na diagramie największą koncentrację wykazują powierzchnie o biegu około 40° i 125° . Uzyskane więc dwiema metodami średnie biegi różnią się między sobą minimalnie. Większą koncentrację biegunów (na diagramie) uzyskałam dla spękań słabiej zaznaczających się na zdjęciach.

Obszar 5 (diagram 5 na tabl. II) — obejmuje masyw Miedzianego, od Szpiglasowej Przełęczy do przełęczy Marficzne. Spękania ciosowe na tym terenie (odczyty z mapy fotointerpretacyjnej) wykazują biegi w granicach: $38-45^\circ$ i $115-125^\circ$. Pewne odchylenia od tych średnich wartości są widoczne w grzędzie opadającej z Miedzianego w stronę Wielkiego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich oraz w pobliżu przełęczy Marficzne. Spowodowane są te odchylenia strefami uskoku

o kierunkach NE-SW i W-E. Na tym terenie wyraźniej zaznacza się na zdjęciach kierunek NE-SW. Na diagramie najintensywniej zaznaczyły się spękania o biegu około 25° . Pewna rozbieżność między wynikami otrzymanymi drogą fotointerpretacji i pomiarów terenowych wynika z obecności wspomnianych wyżej stref uskokowych. Zarówno na diagramie, jak i na mapie silniej zaznacza się kierunek NE-SW.

Obszar 6 (diagram 6 na tabl. I) — Opalony Wierch. Biegi spękań ciosowych otrzymane na podstawie fotointerpretacji kształtują się od 15° do 25° i od 115° do 138° ; na diagramie odczytać można systemy spękań o średnich biegach około 21° i 119° . Kierunki dominujących systemów ciosu wynikające z fotointerpretacji i z diagramu są więc zbliżone. Intensywniej przy tym, na mapie i na diagramie, zaznaczył się kierunek NE-SW. Dość wyraźna różnica biegów między omówionym wyżej obszarem 5 a obszarem Opalonego Wierchu wywołana jest przemieszczeniami w strefie uskokowej biegnącej od Przedniego Stawu w kierunku Opalonego Wierchu.

Obszar 7 (diagram 7 na tabl. I) — Roztockie Czuby. Na stosunkowo słabo odkrytym obszarze Roztockich Czub przy pomocy fotointerpretacji zdjęć lotniczych uzyskałam biegi spękań ciosowych: $35-55^{\circ}$ oraz $105-140^{\circ}$. Z diagramu wynika, że największe koncentracje występują dla powierzchni o biegach 40° i 130° .

Obszar 8 (diagram 8 na tabl. I) — od Szpiglasowego Wierchu do Walentkowej Przełęczy. Na tym obszarze, jak to wynika z mapy fotointerpretacyjnej, charakterystyczna jest częsta zmiana biegów wywołana dużą ilością uskoków o kierunku NE-SW. Powierzchnie ciosowe mają na tym terenie biegi: od 40° do 50° oraz od 110° do 165° . Wyraźniej zaznacza się na zdjęciach kierunek NW-SE. Charakterystyczne są tu również mniejsze kąty upadów, odbiegające od średnich dla całych Tatr Wysokich (po polskiej stronie). Z diagramu można odczytać dominację spękań o biegach: od 40° do 70° oraz od 115° do 170° .

Obszar 9 (diagram 9 na tabl. I) — Swinica, Zawratowa Turnia, Pośrednia Turnia i Skrajna Turnia. Zdecydowanie wybijają się (na mapie fotointerpretacyjnej) dwa kierunki powierzchni ciosowych: o biegach od 35° do 48° oraz od 132° do 148° . Na zboczu Swinicy opadającym do Walentkowej Przełęczy widoczna jest zmiana kierunku NW-SE, który tu wykazuje bieg około 160° . Na diagramie uzyskałam największe koncentracje dla powierzchni o biegach od 35° do 50° oraz od 120° do 160° . Oba systemy spękań widoczne są z tą samą intensywnością na zdjęciach lotniczych i na diagramie.

Obszar 10 (diagram 10 na tabl. I) — obejmuje grań Kościelców. Wyniki otrzymane na tym obszarze drogą uczytelnienia zdjęć lotniczych i pomiarów terenowych wykazują dużą zgodność, przy czym fotointerpretacja pozwoliła uchwycić zmienność wywołaną przemieszczeniami wzdłuż stref uskokowych, na których założone są głębokie przełęcze. Biegi kierunku NE-SW wynoszą: na mapie — $25-45^{\circ}$, na diagramie około 22° , a dla kierunku NW-SE: na mapie — $125-150^{\circ}$ i na diagramie około 135° . Czytelność na mapie obu kierunków jednakowa, podczas gdy na diagramie silniej zaznacza się kierunek NE-SW.

Obszar 11 (diagram 11 na tabl. I) — obejmuje zbocza Małego Koziego Wierchu i Kołowej Czuby. Dla kierunku NE-SW na mapie można odczytać biegi: $28-45^{\circ}$, gdy na diagramie największa koncentracja jest typowa dla powierzchni o biegach około 24° . Kierunek NW-SE wykazuje większe zbliżności: na mapie przeważają biegi od 118° do 135° , na diagramie maksymalna koncentracja wskazuje na powierzchni o biegach około 129° . Czytelność na mapie obu kierunków jest równorzędna, na diagramie silniej zaznacza się kierunek NE-SW.

Obszar 12 (diagram 12 na tabl. I) — Kozie Czuby i Kozi Wierch. Na tym obszarze duże różnice w biegach występują na mapie i na diagramie dla kierunku

NE-SW. Na mapie biegi tego kierunku wynoszą: 35—45°, podczas gdy na diagramie koncentracja wskazuje na powierzchnie o biegu około 15°. Biegi drugiego dominującego systemu spękań ciosowych wykazują już niewielkie różnice: na mapie obecne są spękania o biegach od 118° do 128°, na diagramie przeważają powierzchnie o biegu około 115°. Zarówno na diagramie, jak i na zdjęciach, intensywność występowania obu kierunków jest równorzędna.

Obszar 13 (diagram 13 na tabl. I) — Granaty i Żółta Turnia. Ten teren był wyjątkowo trudny do uczytelnienia, gdyż oprócz skomplikowanej sytuacji tektonicznej dodatkową trudność stanowił fakt, że obszar Granatów znajdował się na skraju zdjęć lotniczych, co wobec dużych skrótów i martwych pól uniemożliwiło miejscami przeprowadzenie dokładnej interpretacji. Biegi spękań ciosowych, otrzymane drogą interpretacji zdjęć lotniczych, wynoszą: 20—30° oraz 136—155° w grupie Granatów; 40—55° oraz 145—155° na obszarze między Przełęczami Pańszczycką i Żółtą; 20—40° oraz 140—160° na Żółtej Turni. Ta stosunkowo duża zmienność kierunków powierzchni ciosowych spowodowana została przemieszczeniami wzdłuż stref dyslokacyjnych o kierunkach NE-SW i W-E. Na diagramie koncentracje wskazują na przewagę systemów spękań o biegach około 18° i 154°. Czytelność fotointerpretacyjna obu kierunków jest jednakowa, natomiast na diagramie silniej zaznacza się kierunek NE-SW.

Obszar 14 (diagram 14 na tabl. I) — od Granackiej Przełęczy do Krzyżnego. Widoczne na mapie kierunki spękań ciosowych zmieniają swoje biegi od 18° do 30° oraz od 118° do 135°. Na diagramach maksima wskazują na przewagę powierzchni o biegach około 22° oraz około 123°. Otrzymane tu dwiema metodami dominujące kierunki są niemal identyczne.

Obszar 15 (diagram 15 na tabl. I) — prawe zbocze Dolinki Buczynowej. Kierunki spękań ciosowych kształtują się, jak to można stwierdzić na podstawie mapy fotointerpretacyjnej, w granicach od 35° do 43° oraz od 125° do 132°. Z diagramu wynika, że przeważają powierzchnie o biegu około 16° i 118°. Rozbieżności w średnich biegach mogą wynikać ze stosunkowo małego obszaru, z którego zostały zebrane pomiary i sporządzony diagram. Zarówno na mapie, jak i na diagramie, silniej zaznaczył się kierunek NE-SW.

Obszary 16 i 17 (diagramy 16 i 17 na tabl. I) — masyw Wołoszkiej. Na mapie fotointerpretacyjnej można zauważyć dominujące spękania ciosowe o biegu: 23—35° oraz 110—123°. Na diagramach wystąpiła dominacja kierunków o biegach: 32° oraz 126—140°. Zarówno na mapie, jak i na diagramach, z większą intensywnością wystąpiły spękania o kierunku NE-SW.

Obszar 18 (diagram 18 na tabl. I) — masyw Wołoszyna. Na zboczach Wołoszyna można zaobserwować na mapie fotointerpretacyjnej dwa tereny o różnych kierunkach spękań ciosowych. W południowej części masywu przeważają biegi: 30—35° oraz 120—130°. Natomiast ku północy spękania ciosowe wykazują biegi: 40—50° oraz 115—135°. Na diagramie maksima wskazują na dominancję powierzchni o biegach około 39° oraz około 122°. Widoczna jest duża zbieżność wyników otrzymanych drogą fotointerpretacji oraz poprzez pomiary terenowe. Na zdjęciach lotniczych oba systemy występują z jednakową intensywnością, na diagramie silniej zaznaczył się kierunek NE-SW.

Jak wynika z przedstawionego wyżej materiału analitycznego, zdecydowanie na terenie polskiej części granitowego masywu Tatr Wysokich przeważają dwa kierunki powierzchni ciosowych — kierunek NE-SW i NW-SE. Średnie biegi kierunku NE-SW otrzymane drogą fotointerpretacji wynoszą 15—55°, przy najczęstszych 25—40°. Drugi kierunek NW-

-SE wyraża się biegami: 105—160°, przy najczęstszych od 115° do 135°. Podobne wartości przeważających biegów powierzchni ciosu otrzymałam na diagramach pomiarów terenowych (tabl. I, diagramy 1—18). Są to wartości dla kierunku NE-SW od 15° do 40°, przy czym największa koncentracja powierzchni wystąpiła w przedziale 22—40°. Dla kierunku NW-SE dominowały biegi: 100—154°, przy największej koncentracji od 118° do 130°. Zatem średnie biegi dominujących spekań ciosowych, otrzymane drogą interpretacji zdjęć lotniczych oraz pomiarów terenowych, są bardzo zbliżone.

FOTOINTERPRETACYJNA CZYTELNOŚĆ ELEMENTÓW TEKTONIKI NIECIAĞŁEJ

Strefy dyslokacyjne

Na zdjęciach lotniczych znaczna ilość uskoków jest bardzo dobrze czytelna. Szczególnie wyraźnie zaznaczają się strefy złożone z szeregu powierzchni ślizgu, oraz strefy wypełnione brekcjami i mylonitami. W obszarze masywu granitowego stosunkowo nieliczne są uskoki o jednej powierzchni ślizgu. Większość przemieszczeń ma charakter złożony, gdyż przesunięcia następowały równocześnie po kilku, najczęściej równoległych do siebie, powierzchniach. Taka sytuacja istnieje we wszystkich typach stref uskokowych. Dlatego w tej pracy posługuję się głównie określeniami strefa uskokowa i strefa dyslokacyjna, a nie uskoki. Strefom tym nadaje nazwy regionalne — np. uskoki waksmundzki (dyslokacja Doliny Waksmundzkiej). Dla niektórych walnych dyslokacji wprowadzono nazwy już wcześniej, np. o dyslokacji Białki pisał V. Uhlig (1900), o dyslokacji, względnie fleksurze Szalonego Wierchu — D. Andrusov (1959) i S. Sokółowski (1959).

Istotnym problemem w interpretacji uskoków na zdjęciach lotniczych jest określenie zrzutu uskoku w pozornie jednorodnym ośrodku, jakim jest granit. O ile w skałach osadowych czy metamorficznych, z wyraźną zmiennością litologiczną, stwierdzenie zrzutu na zdjęciach lotniczych jest sprawą prostą (oczywiście w terenie względnie odkrytym i z widoczną na zdjęciach stratyfikacją czy foliacją), o tyle w masywie granitowym brak takich przesłanek. Dlatego było konieczne sprawdzenie kryteriów fotointerpretacyjnych w terenie.

Wydzielone na zdjęciach lotniczych strefy dyslokacyjne prześledziłam w terenie, rejestrując jednocześnie lustra tektoniczne, rysy ślizgowe, mylonity i brekcje oraz ustalając związki między przebiegiem uskoków w terenie, a ich czytelnością na zdjęciach lotniczych. Jako główne kryteria wydzielenia uskoków na zdjęciach lotniczych, przyjąłm — zróżnicowaną morfologię i gradację fototonu. Przy czym kryterium morfologiczne okazało się bardziej przydatne w obszarach odkrytych, a gra-

dacja fototonu pozwoliła na przesledzenie stref dyslokacyjnych w partiach zakrytych utworami czwartorzędowymi.

Rzeźba trzonu granitowego w znacznym stopniu uwarunkowana jest założeniami strukturalnymi, przede wszystkim przebiegiem stref dyslokacyjnych, na których z reguły rozwinęły się przełęcze i żleby. Ta predyspozycja stref uskokowych została wykorzystana przez procesy erozyjne.

Gradacja fototonu wywołana jest głównie przez zróżnicowaną infiltrację wody, która w dużym stopniu zależy od rozdrobnienia materiału. W odsłoniętych partiach trzonu granitowego zwiększona zawartość wody występuje tam, gdzie materiał skalny uległ rozdrobnieniu, a więc w strefach dyslokacyjnych z brekcjami i mylonitami. W partiach bez pokrywy czwartorzędowej, w obrębie granitu i serii osadowych czytelność stref uskokowych jest tak duża, że dla większości tych stref można było jednoznacznie określić pochylenie powierzchni i jej bieg. Strefy dyslokacyjne przebiegające pod utworami czwartorzędowymi można przesledzić często, ale nie zawsze, dzięki różnicom w intensywności fototonu. Większość pokrywy czwartorzędowej stanowią na obszarze Tatr Wysokich stożki usypiskowo-napływowe oraz moreny. Stożki utrudniają przesledzenie stref uskokowych, gdyż zróżnicowanie fototonu w obrębie stożków zależy jest od rozmieszczenia frakcji materiału okruchowego, które wywołane jest współczesnymi procesami egzodynamicznymi. Zatem obszary stożków usypiskowych, usypiskowo-napływowych i napływowych utrudniają fotointerpretację stref uskokowych. Większe możliwości odtworzenia przebiegu tych stref istnieją w obszarach morenowych, gdzie bardzo często przepływy, chociaż lokalnie uzależnione od form morenowych, odtwarzają kierunki dysjunkcji w podłożu. Przykładem tego są czytelne strefy uskokowe na obszarze morenowym Doliny Pięciu Stawów, biegnące od Koziego Wierchu do Szpiglasowego Wierchu.

Szczególnie wyraźnie obecność stref uskokowych, ciągnących się pod osadami lodowcowymi, wyznaczają przepływy wód obserwowane na zdjęciach lotniczych wykonanych w podczernieni, co stwierdził prof. K. Guzik (informacja ustna). Na tych zdjęciach różnice w fototonie — ciemne zabarwienie spowodowane obecnością wody — wywołane jest nie tylko przepływami powierzchniowymi, ale i wgłębnyymi. W Dolinie Stawów Gąsienicowych występują jeze krasowe (Głazek & Wójcik 1963), usytuowane wzdłuż pewnych linii świadczących o występowaniu podziemnych strumieni wykorzystujących kierunki tektoniczne.

Ogólnie, na podstawie czytelności na zdjęciach lotniczych, wyodrębniłam w masywie granitowym trzy grupy stref uskokowych.

1. Strefy uskokowe charakteryzujące się obecnością licznych luster tektonicznych, przy czym przesuwane skrzydła ściśle przylegają do siebie (brak jest odstępu między powierzchniami ślizgów). Dla takich stref prof. K. Guzik (informacja ustna) zaproponował nazwę „strefy ślizgów jednorodnych”.

2. Strefy uskokowe ze śladami zdruzgotania i zmielenia skał między powierzchniami przemieszczeń. Są to strefy kataklazytów, mylonitów i brekcji tektonicznych, które proponuję nazwać „strefami druzgotów”.

3. Strefy dyslokacyjne z odkształceniami plastycznymi. W tych strefach, zazwyczaj po zmieleniu materiału, dochodziło do sfaldowań. Obserwowane przeze mnie drobne fałdy wykształcone w tego rodzaju strefach wykazują asymetrię typową dla fałdów ciągnionych.

Strefy ślizgów jednorodnych zwykle są wąskie i w morfologii dają

strome, głęboko wcięte żleby z nagromadzonym u wylotu materiałem pochodzącym głównie z obrywów skalnych. Strefy druzgotów tworzą w morfologii szerokie przełęcze opadające w doliny rozległymi żlebami, u stóp których akumulowany jest materiał w formie stożków napływowo-usypiskowych z przewagą materiału transportowanego przy udziale wody. Strefy druzgotów są czytelne dzięki ciemniejszym fototonom wywołanym zwiększoną infiltracją wody w bardziej rozdrobnionym, w stosunku do otaczających skał, materiale (katakazyty, brekcje, mylonity). Najslabiej czytelne są strefy z odkształceniami plastycznymi, gdyż materiał w tych strefach został silnie zgnieciony i przeobrażony, przez co w wielu przypadkach na zdjęciach jest zatarta granica między strefą uskokową a skałą otaczającą.

Spękania ciosowe

Na zdjęciach lotniczych, w wyniku wykonanej ich interpretacji, można było wyodrębnić dominujące kierunki powierzchni ciosowych. Najlepiej czytelne są systemy ciosu pionowe lub zbliżone do pionowych (tabl. I). Slabiej czytelne okazały się powierzchnie spękań pochylone pod niewielkimi kątami. Podobnie jak przy interpretacji uskoków, głównymi kryteriami wydzielenia na zdjęciach były stosunki morfologiczne i gradacja fototonu. Charakterystyczny sposób pęknięcia granitu spowodował bardzo dobrą czytelność na zdjęciach lotniczych powierzchni ciosu, mimo że poszczególne powierzchnie spękań ograniczały się średnio do stosunkowo niewielkich powierzchni. W przypadku ciosu decydujący jest fakt wielkiej ilości powierzchni i ich regularnego przebiegu, dzięki czemu uzyskuje się na zdjęciach charakterystyczny „deseń” odzwierciedlający intersekcyjny przebieg układu spękań.

Na powierzchniach spękań zapadających pod niewielkimi kątami zazwyczaj tworzą się systemy spłaszczeń morfologicznych, na których często — nawet w partiach podszczytowych — gromadzi się gruz skalny. Wówczas ten rozdrobniony materiał skalny wywołuje zmiany fototonu. Nieobojętna jest także dla intensywności fototonu szata roślinna. Na spłaszczeniach pokrytych gruzem skalnym, bez drobnej zwietrzliny, roślinność zazwyczaj jest uboga w przeciwieństwie do „półek”, na których została nagromadzona większa ilość drobnej zwietrzliny zatrzymującej wodę, a tym samym tworzącej odpowiednie warunki do wzrostu roślinności. Pewną rolę odgrywa w tym przypadku nasłonecznienie. W rezultacie, z systemów spłaszczeń można odczytać przebieg powierzchni strukturalnych, w tym przypadku — powierzchni ciosu. Na załączonej mapie fotointerpretacyjnej (tabl. I) zrezygnowałam z wykazania intersekcji powierzchni płasko leżących, gdyż spowodowałoby to zbytne zagęszczenie rysunku i nieczytelność mapy.

Czytelność spękań ciosowych na zdjęciach lotniczych w znacznym stopniu uprościł fakt wzajemnej zależności poszczególnych zespołów mię-

dzy sobą. Powierzchnie spękań zapadające pod niewielkimi kątami przecinały się z dwoma systemami krzyżującego się ciosu pionowego (lub zapadającego pod dużymi kątami).

W wyniku opracowania fotointerpretacyjnego otrzymałam trzy systemy ciosu zdecydowanie dominującego na terenie trzonu granitowego. Dwa z tych systemów o przebiegu NW-SE i NE-SW są stromo ustawione, trzeci system wykazuje niewielkie upady i zmienny bieg. Nie znaczy to oczywiście, że w trzonie granitowym występują jedynie te trzy systemy ciosu. Pozostałe systemy mają jednak mniejszy zasięg i nie występują tak regularnie.

Przydatność różnych rodzajów zdjęć do badań tektoniki nieciągłej

Do wyznaczenia dużych elementów dysjunktywnych, a więc stref uskokowych, okazały się bardziej przydatne zdjęcia w mniejszych skalach, gdyż samo zmniejszenie eliminuje nieciągłości o mniejszym znaczeniu, a uwypukla generalne lineamenty (fracture traces, lineaments), które można prześledzić na znacznych obszarach (Lattman 1958). Toteż interpretację głównych stref uskokowych przeprowadziłam na zdjęciach w skali około 1:15 000 i około 1:20 000. Najwyraźniejszy obraz struktur otrzymuje się w centralnych częściach zdjęcia z powodu najmniejszego przesunięcia radialnego. Na brzegach zdjęć, zwłaszcza tam, gdzie występowały martwe pola lub duże skróty, interpretacja okazała się trudniejsza, jakkolwiek możliwa do wykonania. W niektórych przypadkach interpretację zdjęć lotniczych pionowych musiałam uzupełnić przy pomocy zdjęć lotniczych ukośnych oraz stereoszkiców naziemnych.

Pewne części terenu trzeba było niejednokrotnie zinterpretować w skali większej — dotyczyło to przede wszystkim obszarów bardzo silnie spękanych z dużą ilością stref uskokowych, np. — rejon Pańszczyckiej Przełęczy. Ogólnie jednak mogę stwierdzić, że do interpretacji dużych stref uskokowych najbardziej przydatne okazały się zdjęcia w małych skalach około 1:15 000 i około 1:20 000, z zastrzeżeniem, że skala około 1:20 000 jednak daje zbyt zgeneralizowany obraz.

Powierzchnie ciosu, których przebieg mogłam odtworzyć na podstawie morfologii oraz fototonu, były dobrze widoczne na zdjęciach w skali około 1:7 000 i około 1:15 000, zdjęcia w skali około 1:20 000 okazały się już zbyt mało dokładne. Kryterium morfologiczne daje bardzo dobre wyniki na zdjęciach w skali około 1:7 000, z tym że wówczas zachodzi niebezpieczeństwo zbytńskiego wyeksponowania powierzchni o znaczeniu lokalnym, np. ciosu przywiązanego do strefy uskokowej, dlatego równocześnie z interpretacją na zdjęciach w dużej skali należy wykonać interpretację zdjęć w skali mniejszej. Gradacja fototonu występowała wyraźnie na zdjęciach w skali około 1:15 000. Na zdjęciach około 1:7 000 widocznych było zbyt dużo szczegółów, które powodowały zacieranie się foto-

tonów, a na zdjęciach około 1:20 000 można było tylko bardzo ogólnie podać kierunki powierzchni ciosu.

Dużą rolę odgrywa także, oprócz skali zdjęć, ustawienie zbocza czy dna doliny, względnie osi optycznej obiektywu. Najlepiej czytelne są zbocza z najmniejszymi skrótami, a więc najbardziej zbliżone do położenia prostopadłego względem osi optycznej obiektywu. Z tego powodu pomocne były lotnicze zdjęcia ukośne i stereoszkice naziemne, na których silnie nachylone części zboczy i ścian są sfotografowane bez tak dużych skrótów.

Ogólnie z przeprowadzonej fotointerpretacji tektoniki nieciągłej masywu granitowego wynikają następujące wnioski metodyczne.

1. W masywie granitowym jest możliwe prześledzenie pod stereoskopem, na zdjęciach lotniczych w skalach około 1:7 000 do około 1:20 000, elementów tektoniki nieciągłej (strefy uskoku i dominujące systemy spękań ciosowych). Elementy te można prześledzić na znacznych obszarach masywu, częściowo nawet na terenach pokrytych młodszymi utworami.

2. Fotointerpretacja umożliwia sporządzenie mapy struktur nieciągłych uwzględniającej ich intersekcję i wzajemne stosunki przestrzenne.

3. Głównymi kryteriami wydzielenia w fotointerpretacyjnych opracowaniach elementów dysjunktywnych masywu granitowego są różnicowanie rzeźby terenu i gradacja fototonu.

4. Najodpowiedniejszymi zdjęciami do sporządzenia mapy elementów dysjunktywnych masywu granitowego Tatr są zdjęcia lotnicze w skali około 1:10 000 (ale nie większej). Taka skala zapewnia dużą dokładność nie powodując jednocześnie niebezpieczeństwa wyeksponowania elementów tektonicznych o drugorzędnym znaczeniu.

5. Przy opracowywaniu fotointerpretacyjnym struktur dysjunktywnych bardzo pomagają stereoskopowe zdjęcia naziemne, a nawet stereoszkice, które pozwalają uzupełnić obszary martwych pól na zdjęciach lotniczych i tereny o bardziej skomplikowanej budowie geologicznej.

STRUKTURY NIECIAĞŁE I ICH GENEZA

Cios w masywie granitowym

Ogólna charakterystyka

Bardzo liczne spękania ciosowe tną granit wzdłuż równych powierzchni. W zwartych częściach masywu powierzchnie ciosowe, ograniczające poszczególne bloki, zazwyczaj przylegają ściśle do siebie. W częściach szczytowych, czy w osobno stojących turniach, przeważnie w pobliżu stref uskoku, można zaobserwować zluźnienia wzdłuż powierzchni ciosowych, co jest spowodowane działalnością procesów erozyjnych i grawitacją.

Zdecydowanie najczęstsze i wykazujące największą regularność są trzy systemy ciosu powodujące charakterystyczną, blokową oddzielność granitu. Dominację tych systemów ciosu dokumentują zestawione na tablicy I wyniki fotointerpretacji i pomiarów terenowych. Średnie wartości biegu dominujących systemów ciosu o pionowych i stromo nachylonych powierzchniach wynoszą od 20° do 45° oraz od 120° do 150° . Prostopadłe do nich, mniej więcej poziomo leżące powierzchnie trzeciego systemu wykazują dość dużą zmienność upadów od 0° do 35° na N i od 0° do 15° na S.

Duża regularność oraz występowanie tych samych systemów ciosu w całym masywie granitowym Tatr Wysokich (fig. 2) świadczą o tym samym wieku i tej samej genezie ciosu.

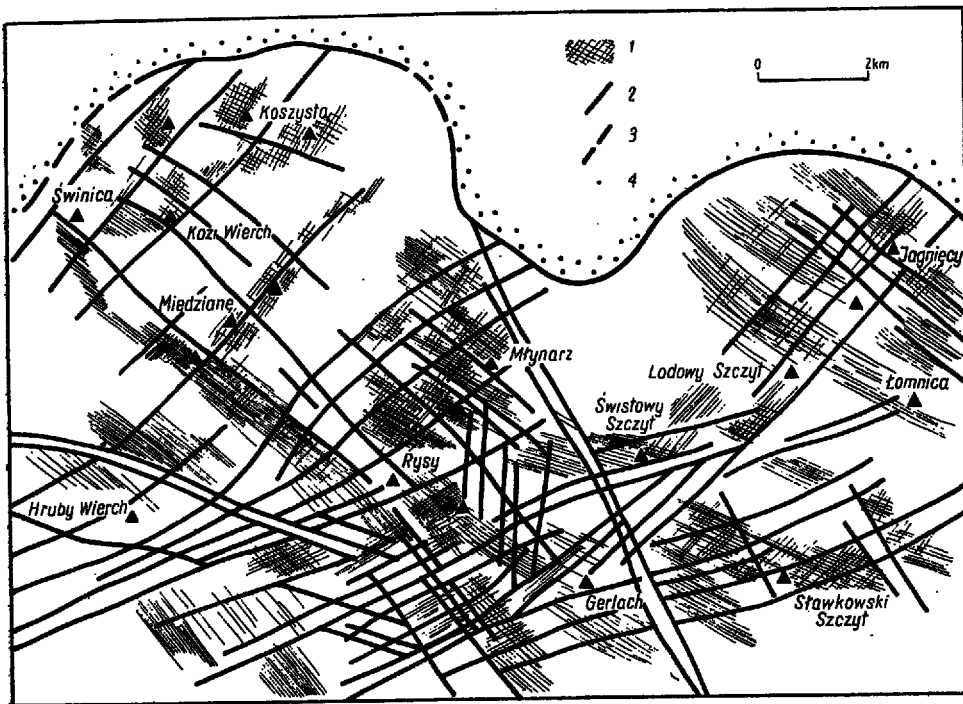


Fig. 2

Schematyczna mapa fotointerpretacyjna struktur nieciągłych w masywie granitowym Tatr Wysokich

1 cios, 2 strefy uskokowe, 3 granica między granitem a seriami osadowymi, 4 serie osadowe

Diagrammatic geological map with the photo-interpretation of disjunctive structures in the granite massif of the High Tatras

1 joints, 2 fault zones, 3 boundary of the granite and the sedimentary series, 4 sedimentary series

Rozwój poglądów

Trójkierunkowość ciosu w masywie granitowym Tatr Wysokich stwierdził F. Rabowski (1938) i podał, że obok dominujących kierunków stromo ustawionych powierzchni ciosu NNW-SSE bądź NW-SE i NNE-SSW bądź NE-SW (znanych już S. Kreutzowi — 1924, 1930) występuje trzeci system ciosu mniej lub więcej poziomego, nazwany przez tego badacza ciosem ławicowym.

F. Rabowski (1938) genezę tych spękań ciosowych łączył z końcową fazą krzepnięcia magmy granitowej, nie negował jednak wpływu na powstanie ciosu, odciążenia w czasie denudacji pohercyńskiej i orogenezy alpejskiej. Podkreślił przy tym zbieżności strukturalne obu cykli orogenicznych i wpływ starszego planu (hercyńskiego) na tworzenie nowych alpejskich kierunków.

Hercyński wiek powierzchni ciosowych przyjmowali między innymi W. Pawlica (1916, 1918), S. Kreutz (1924, 1930), A. Michalik (1952, dla ciosu z wypełnieniami pegmatytowymi i „zaczerwienionego” w wyniku albityzacji), A. Gorek (1959), S. Sokołowski (1959, 1961) i W. Jaroszewski (1965), który powstanie systemu stromego ciosu o kierunku NNE-SSW w krystaliniku Tatr Zachodnich wiąże z okresem pohercyńskiego, epirogenicznego wypiętrzenia górotworu tatrzańskiego. Między wymienionymi autorami istnieją różnice zdań na temat kierunków ciosu hercyńskiego i momentu powstania tego ciosu: w czasie krzepnięcia magmy, czy pod wpływem naprężeń w już zakrzepłym masywie granitowym. Poza tym, nawet badacze przychyłający się do hercyńskiego wieku dominującego ciosu są jednak zdania, że istnieje jeszcze zbyt mało przesłanek, żeby to zagadnienie definitywnie rozstrzygnąć.

Próbie usystematyzowania i rozróżnienia wiekowego poszczególnych systemów ciosu podjął A. Michalik (1952), przyjmując jako główne kryterium zmiany mineralne na powierzchniach spękań. Za najstarsze systemy ciosu uznał powierzchnie pokryte pegmatytami; szczeliny te przecinają skałę wzdłuż równych powierzchni i często na dużych przestrzeniach. Młodszy cios ma „zaczerwienione” powierzchnie w wyniku albityzacji skał. Jest on zdaniem A. Michalika najliczniejszy w Tatrach. Systemy spękań wypełnione pegmatytami i „zaczerwienione” uważa A. Michalik za cios pierwotny, powstały w krzepnącej intruzji (Cloos 1922, 1925). Powierzchnie tych dwóch rodzajów grupują się w kierunkach 20° do 70° oraz około 160° . A. Michalik (1952) podkreślił występowanie na powierzchniach płasko leżącego ciosu pegmatytów i śladów albityzacji, a system tego ciosu nazwał ciosem pokładowym. Dla systemów ciosu stromo ustawionego stosuje termin — cios promienisty. Jednak W. Jaroszewski (1961) uważa, że „zaczerwienienie” ciosu może być wynikiem znacznie młodszej niż hercyńska mineralizacji, oraz że brak jest dodatkowych kryteriów

pozwalających łączyć ze sobą pojedyncze pomiary w zespoły, jak to robił A. Michalik (1952).

Mineralizacja spękań ciosowych

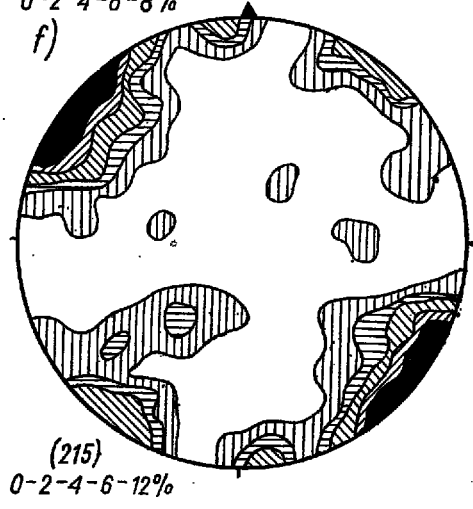
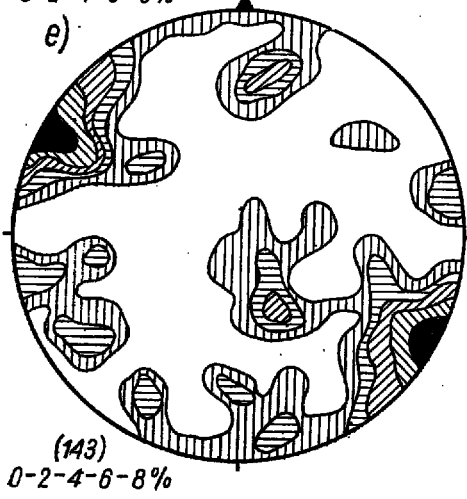
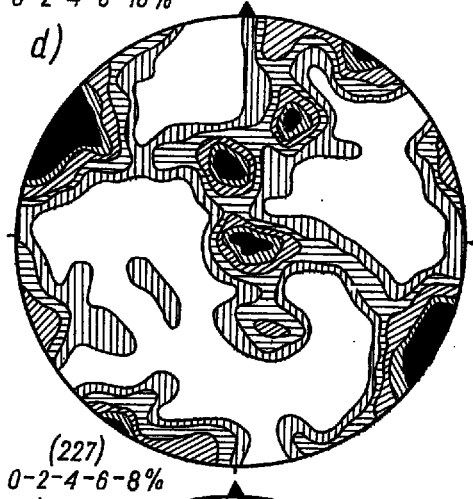
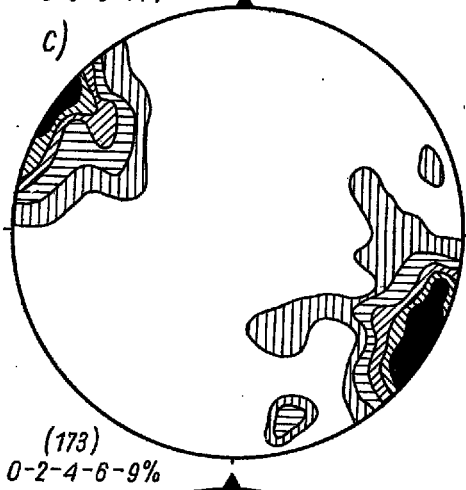
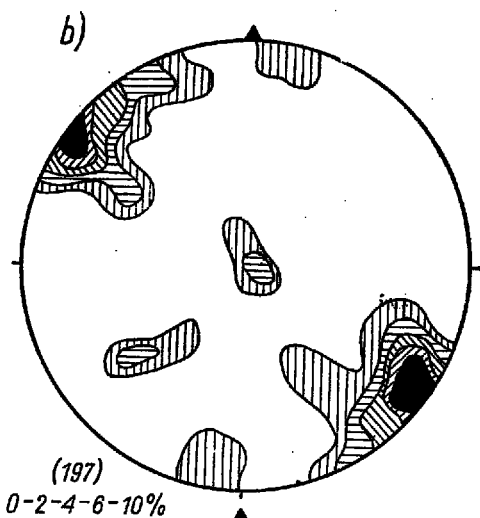
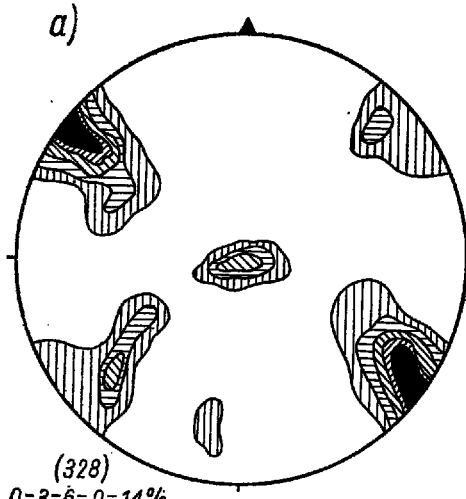
Z końcowym etapem hercyńskich procesów intruzywnych łączy się występowanie utworów żyłowych, przede wszystkim pegmatytów i apli-tów. A. Michalik (1952) z cyklem hercyńskim wiąże również powstanie żył epidotowo-kwarcowych i kalcytowo-chlorytowych, a S. Sokołowski (1959) żył kwarcowo-turmalinowych. Później, ale w tym samym cyklu hercyńskim powstały żyły kruszcowe oraz barytowe, syderytowe i kwarcowe. Nie można całej mineralizacji w masywie tatrzańskim zamykać w cyklu hercyńskim, gdyż wiele faktów świadczy o zachodzeniu procesów hydrotermalnych w okresie fałdowań alpejskich. Wielu badaczy z tym okresem łączy powstanie epidotu, zeolitów i chlorytu (Sokołowski 1959, Burchart 1963).

Diagram spękań z pegmatytami (a na fig. 3) wykazuje zwarte maksima, wskazujące na dużą stałość biegów spękań przy nieco zmiennych upadach. Dominuje tu kierunek NNE-SSW, o średnich biegach 25–40°, a słabiej zaznacza się kierunek NNW-SSE (135–145°) i system ciosu płasko leżącego. Uzyskane na tym diagramie maksima pozwalają stwierdzić obecność trzech systemów spękań, w których doszło do krystalizacji pegmatytów w końcowej fazie procesów intruzywnych. Kierunki szczelin wypełnionych pegmatytami są prawie identyczne z kierunkami powierzchni dominującego ciosu (które mają biegi w granicach 20° do 45°, 120–150°, oraz system leżący prawie poziomo), prawdopodobnie więc powierzchnie ciosu zostały utworzone przed, albo w czasie krystalizacji pegmatytów. Ponieważ proces ten musiał nastąpić w końcowej fazie zjawisk intruzywnych (Michalik 1952, Gaweł 1959, Sokołowski 1959), wobec tego główne systemy ciosu można uznać za cios pierwotny, związany z hercyńskim cyklem orogenicznym.

W następnym, alpejskim, cyklu orogenicznym procesy tworzenia się pegmatytów nie zachodziły. Mineralizacja związkami żelaza, epidotem i chlorytem mogła zachodzić w końcowym etapie cyklu hercyńskiego i w czasie trwania alpejskiego cyklu orogenicznego. Diagramy spękań z mineralizacją związkami żelaza, kwarcem, epidotem i chlorytem (b-e na fig. 3) wskazują na predyspozycje pewnych kierunków w czasie krążenia roztworów hydrotermalnych.

Diagram powierzchni z mineralizacją kwarcową (b na fig. 3) wykazuje główne maksima w kwadrantach II i IV, oraz dwa niskoprocentowe maksima w centrum i III kwadrancie. Najślabza koncentracja przedstawia powierzchnie o biegu równoleżnikowym i upadzie prawie pionowym. Należy znów podkreślić, że wśród powierzchni z mineralizacją kwarcową wyraźnie przeważają kierunki dominującego ciosu.

Pomiary kierunków spękań wypełnionych hematytem i syderytem oraz „żył fiołkowych” przedstawia diagram c na figurze 3. „Żył fiołkowe”, opisane przez S. Kreutza (1924) z Kotła Mięguszowickiego, stwierdził L. Watycha w żlebie pod Rysami (L. Watycha, *in* Michalik 1952), a ja obserwowałam także w ścianach okalających od wschodu Czarny Staw nad Morskim Okiem. Mają one tam kierunek NE-SW. Zdaniem S. Kreutza (1924) i J. Burcharta (1963) jest to specjalna odmiana



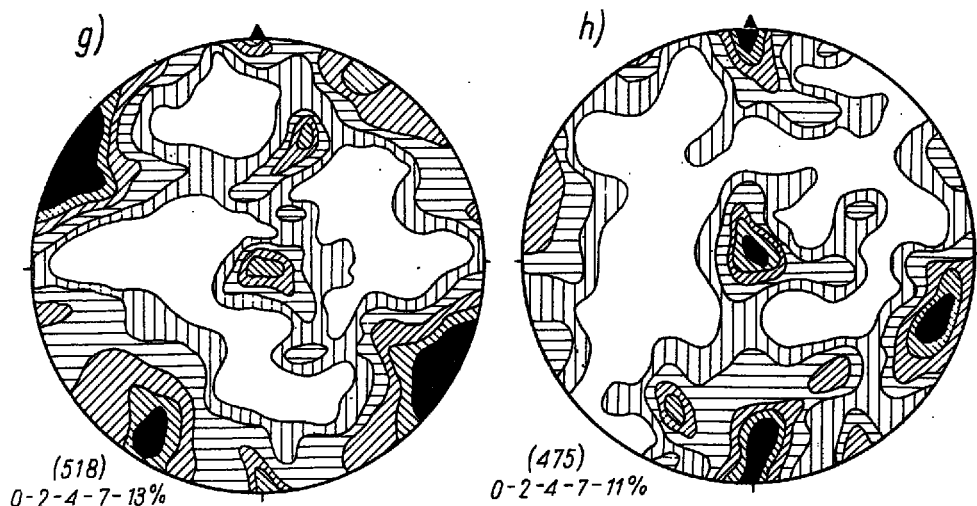


Fig. 3

Diagramy struktur nieciągłych. Projekcje na górną półkulę siatki równopowierzchniowej

a normalne spękań wypełnionych pegmatytami, b normalne spękań z mineralizacją kwarcową, c normalne spękań z mineralizacją związkami żelaza, d normalne luster epidotowych, e normalne luster chlorytowych, f normalne stref skataklizowanych i zmylonityzowanych, g normalne uskoki, h rysy ślizgowe na lustrach tektonicznych

Diagrams of disjunctive structures. Projection onto the upper hemisphere of the equal-plane stereonet

a normals of joints with pegmatites, b normals of joints with quartz, c normals of joints with iron compounds, d normals of epidote slickensides, e normals of chlorite slickensides, f normals of cataclastized and mylonitized zones, g normals of faults, h striae on tectonic slickensides

mylonitu. W zasadzie wypełnienia różnymi związkami żelaza ograniczają się do kierunku NE-SE (biegi 30–50°).

Największa koncentracja powierzchni pokrytych epidotem również występuje w kierunku NE-SW (d na fig. 3). Na diagramie tym zostały wspólnie przedstawione powierzchnie z epidotem z przesunięciami (lustra tektoniczne) i bez przesunięć (spękania ciosowe).

Przedstawione pomiary powierzchni ciosu bez mineralizacji i z mineralizacją pozwalają rozważyć genezę ciosu i mineralizacji. Ze zgodności kierunków żył pegmatytowych z kierunkami dominującego ciosu wynika, że trójdzielny system spękań ciosowych najprawdopodobniej powstał w końcowym etapie procesów intruzywnych w czasie orogenezy hercyńskiej, a zatem jest to cios pierwotny.

Mineralizacja kwarcowa, syderytowa, hematytowa, epidotowa i chlo-rytowa, bez względu na to czy zachodziła w czasie orogenezy hercyńskiej czy alpejskiej, skupiła się głównie na istniejących uprzednio spękaniach.

Spękania bez zmian hydrotermalnych nie muszą być wyłącznie pochodzenia młodszego, „tektonicznego” (a więc pochodzenia alpejskiego), gdyż nie wszystkie spęknięcia ciosu pierwotnego (hercyńskiego) musiały być zmineralizowane, dlatego, że nie stanowiły one w czasie krążenia roztworów szczelin, a jedynie mogły istnieć jako potencjalne powierzchnie spękań. W tych przypadkach elementem decydującym o przynależności danych powierzchni bez śladów mineralizacji do systemu ciosu pierwotnego jest zgodność ich położenia (równoległość) z żyłami pegmatytowymi.

Na przykład kilkanaście powierzchni ciosowych, znajdujących się w niewielkiej odległości, wykazuje taki sam bieg i upad, a jedynie na kilku z nich można zaobserwować warstewkę pegmatytu. W takiej sytuacji wszystkie te powierzchnie należy uznać za równoległe.

Tekstury kierunkowe

Wiele zagadnień dotyczących ciosu pierwotnego wyjaśniłoby się, gdyby było więcej danych o teksturach kierunkowych, warstwowych i liniowych (Jaroszewski 1961). Niestety, tekstury te w tatrzańskim masywie granitowym nie są jeszcze syntetycznie opracowane. Tekstury warstwowe znane były od dawna i uważane za wynik procesów dynamometamorficznych prowadzących do zgnejszowania granitów (Morozewicz 1914; Pawlica 1916; Nechay 1929; Turnau-Morawska 1948, 1959; Tokarski 1926, 1959).

Szereg obserwacji tekstur kierunkowych wykonał W. Jaroszewski (1961), głównie w Dolinie Pięciu Stawów Polskich, i doszedł do wniosku, że powstania tych tekstur nie można wiązać jedynie z procesami intrudowania i krzepnięcia magmy, lub też wyłącznie z procesami dynamometamorfozy, lecz przychylił się do koncepcji złożonej genezy tekstur kierunkowych w intruzjach granitowych B. Sandera (1923), który widział w foliacji i lineacji, obserwowanych w granicie, wynik przemieszczeń w intrudującej, nie zakrzepniętej jeszcze magmie, oraz zjawisk dynamometamorficznych, wywołanych naprężeniami, funkcjonującymi w krzepnącym, a nawet zakrzepniętym masywie granitowym. W. Jaroszewski (1961) zwrócił uwagę na brak wyraźnej regularności w kierunkach tekstur, a także stałego związku (zgodności, czy stałej zależności kątowej) z powierzchniami ciosu uznanego za początkowy (Rabowski 1938, Michalik 1952), zwłaszcza w strefie brzeżnej.

Lineacje w trzonie granitowym Tatr (tekstury liniowe), polegające na ułożeniu ziarn kwarcu z jednoczesnym ich kierunkowym wyciągnięciem, były wzmiankowane przez J. Tokarskiego (1926), który uznał je za przejaw zgnejszowania granitu. Pomiary lineacji wykonywali następnie A. Gorek (1959) w Dolinie Miękusowieckiej i J. Głazek (1963) na Wołoszynie.

Dotychczasowe badania tekstur należy uznać za niewystarczające do tworzenia syntezy zarówno tekstur, jak i wyjaśnienia ich stosunku do ciosu. Poczynione przeze mnie obserwacje foliacji w granicie potwierdzają uwagi W. Jaroszewskiego (1961).

Ponieważ geneza tekstur w granicie nie jest jeszcze wyjaśniona, nie można także ustalić ich związku z ciosem pierwotnym, a tym samym lokalne niezgodności

foliacji z ewentualnym ciosem pokładowym nie są dostatecznym dowodem młodszego, alpejskiego wieku tego ciosu. Istnieje tu niebezpieczeństwo obserwacji zależności kątowej powierzchni foliacji z dowolnymi powierzchniami spękań (a więc niekoniecznie z ciosem pokładowym) leżącymi pod niewielkimi kątami, które to spękania mogą być znacznie młodsze od ciosu pokładowego, nawet alpejskie.

Próba interpretacji genezy ciosu

Dominujące systemy ciosu są związane z procesami zachodzącymi w czasie orogenezy hercyńskiej. Żyły pegmatytowe, wykorzystujące trzy systemy spękań ciosowych w mniej więcej równym stopniu i o tym samym charakterze, wskazywałyby na utworzenie systemów ciosu przed zakończeniem procesów pomagmowych. Niestety, niewiele w tej chwili można powiedzieć o ewentualnym związku ciosu w granicie tatrzańskim ze strukturami tworzącymi się w czasie wędrówki plastycznej masy intrudującej ku górze, jak również o związku ciosu ze strukturami w osłonie metamorficznej, która na terenie Tatr Wysokich nie zachowała się. (Należy wobec tego rozważyć ewentualne związki ciosu w granicie z regionalną strukturą waryscyjską, w którą granit intrudował.

Struktury i serie metamorficzne stanowiące osłonę doczekały się większej ilości opracowań niż trzon granitowy, jednak całość zagadnień nie została do tej pory ostatecznie wyjaśniona i istnieje duża rozbieżność poglądów. Na podstawie obserwacji zmetamorfizowanych łupków (enklaw w granicie Tatr Wysokich oraz łupków krystalicznych w Tatrach Zachodnich) S. Kreutz (1924, 1930) doszedł do wniosku, że kierunki fałdów hercyńskich miały przebieg NW-SE. Z poglądami S. Kreutza zgadza się F. Rabowski (1938), według którego hercyński masyw tatrzański utworzony był z dwóch wygięć antyklinalnych ze strefą synklinalną pośrodku, zanurzoną ku NE. Struktury te były rozciągnięte w kierunku NW-SE. Gmach hercyński, zdaniem F. Rabowskiego, zundulowany był poprzecznie. Elewacja, jaką miał być obszar Tatr Wysokich, pozbawiony wystąpień skał metamorficznych, rozdzielała obszary depresyjne, charakteryzujące się obecnością łupków krystalicznych, położone na wschód i zachód. W tak ukształtowaną strukturę wdarła się magma granitowa wyzyskując istniejące strefy antyklinalne i przerywając środkowe pasmo synklinalne. Na tej podstawie F. Rabowski (1938) przypisuje intruzji magmowej wiek późno-orogeniczny. Z takim obrazem tektoniki hercyńskiej zgadzają się A. Gorek (1959) i S. Sokołowski (1959). W. Jaroszewski (1965), na podstawie szczegółowego opracowania trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich w górnych piętrach Doliny Kościeliskiej, uzyskał inne kierunki osi fałdów hercyńskich — od NNE-SSW do NE-SW, stwierdzając że klasyczne kierunki waryscyjskie NW-SE (czy raczej WNW-ESE) nie są tak powszechne, jak dotychczas sądzono.

Krytycznie do zagadnienia kierunków fałdów hercyńskich ustosun-

kowuje się J. Burchart (1963), uważając za główną trudność w określeniu genezy struktur w trzonie krystalicznym wieloetapowość i interferencję kierunków deformacji, wobec czego nie można twierdzić, że dany element sktrukturalny przedstawia kierunki hercyńskie, chociaż jest wieku hercyńskiego.

Z przedstawionych wyżej poglądów wynika, że zagadnienie przebiegu osi fałdów hercyńskich w przedintruzywnym trzonie krystalicznym jest do tej pory dyskusyjne. Pociąga to za sobą problematyczność rozpatrywania analogii rozkładu naprężeń w osłonie metamorficznej i w intruzji granitowej. Lecz z drugiej strony analiza kierunków spękań ciosowych może rzucić pewne światło na problem fałdowań hercyńskich, dlatego rozważę tutaj różne warianty wspólnego układu naprężeń.

Jeśli powierzchnie pionowe o przebiegu NE-SW i NW-SE reprezentują sprzężone systemy ciosu, pozostają dwie możliwości interpretacji przy założeniu, że w tworzeniu się tych powierzchni działała kompresja regionalna. W pierwszym przypadku, pionowe powierzchnie ciosu można interpretować jako powierzchnie maksymalnego ścinania tworzące z kierunkiem głównej kompresji kąt mniejszy od 45° . Ponieważ dominujące powierzchnie spękań mają biegi 29° i 125° , należałoby przyjąć kierunek głównej kompresji o azymucie 167° (NNW-SSE), czyli zbliżony do południkowego. Wówczas oś *b* (układ naprężeń) miałaby położenie pionowe, a oś *a* — leżałaby w azymucie 77° , czyli prawie równoleżnikowo. Założenie takiego układu nie wskazuje na związki ze starszymi kierunkami hercyńskimi — zarówno podanymi przez W. Jaroszewskiego (osie fałdów NNE-SSW), jak i przez wcześniejszych badaczy (osie fałdów NW-SE). Zatem brak wyraźnego związku między strukturami w osłonie metamorficznej a powierzchniami ciosu w granicie, interpretowanymi jako powierzchnie maksymalnego ścinania na skutek kompresji regionalnej, czyni tę interpretację mało prawdopodobną.

Druga możliwość interpretacji wydaje się bardziej prawdopodobna, gdyż wykazuje pewne możliwości wiązania powierzchni ciosu z kierunkami hercyńskimi. Jeżeli przyjąć przebieg osi fałdowań hercyńskich jako NW-SE czy WNW-ESE, wówczas system ciosu NW-SE o biegu 125° odpowiadałby spękanom prostopadłym do kierunku (cios podłużny — Jaroszewski 1963) działania głównej kompresji (powierzchnia *ab* układu naprężeń), a system ciosu o biegu 29° pełniłby rolę równoległym do głównej kompresji (powierzchnia *ac* układu naprężeń — cios poprzeczny — Jaroszewski 1963). Sytuacja zmienia się zasadniczo, jeśli przyjąć podane przez W. Jaroszewskiego osie fałdowań hercyńskich o przebiegu NNE-SSW. Wówczas cios NW-SE o biegu 125° byłby zgodny z kierunkiem głównej kompresji i leżałby w płaszczyźnie *ac*, natomiast cios o biegu 29° , zgodny z przebiegiem fałdów hercyńskich, i prostopadły do głównej kompresji, leżałby w płaszczyźnie *ab* (układu naprężeń). Wydaje mi się, że tego rodzaju interpretacja jest możliwa do przyjęcia. Trudność w jej udokumen-

towaniu stanowi jednak brak obserwacji z bezpośredniego kontaktu granitu z osłoną metamorficzną. Na terenie polskich Tatr Wysokich takiego kontaktu nie ma. Poza tym, przyjmując jako główny czynnik w tworzeniu się ciosu oddziaływanie fałdowań hercyńskich na intruzję granitową, należałoby przesunąć wiek tych fałdowań. Większość badaczy trzonu krystalicznego jest zdania, że deformacje fałdowe zachodziły przed wdarciem się magmy granitowej w końcowej fazie hercyńskiego cyklu orogenicznego. Dlatego skłonna jestem analogie strukturalne (kierunki fałdów hercyńskich, lineacje w granicie i kierunki powierzchni ciosu) w osłonie metamorficznej i w granicie tłumaczyć predyspozycją osłony metamorficznej, w którą wdarła się magma granitowa. Nie sądzę, aby cios w trzonie granitowym powstał wyłącznie pod wpływem kompresji regionalnej, jak również by spekania ciosowe tworzyły się zupełnie niezależnie od predyspozycji strukturalnych w osłonie: z pewnością intrudująca magma wykorzystywała predyspozycje strukturalne w osłonie takie, jak przebieg głównych jednostek tektonicznych, nagromadzenia skał o mniejszej złożoności, strefy dyslokacyjne czy nieciągłości międzywarstwowe. Z chwilą krzepnięcia i stopniowego kurczenia się batolitu wytwarzały się w nim naprężenia będące wynikiem zmiany objętości masy granitowej. Z tymi procesami związane jest powstanie systemu spekań płasko leżących, czyli ciosu pokładowego „L” według H. Cloosa (1922, 1925). Trzeba podkreślić, że w granicie trzonu tatrzańskie spekania ciosowe, pochylone pod niewielkimi kątami, a odpowiadające powierzchniom „L” w nomenklaturze H. Cloosa, powstały mniej więcej w tym samym czasie co powierzchnie ciosu pionowego — „Q” i „S”. Świadczyć o tym może wypełnienie wszystkich trzech systemów szczelin przez pegmatyty (fig. 3a). Możliwe, że etap mineralizacji pegmatytowej trwał jeszcze w czasie ruchów dźwigających całe masyw ku górze. Opierając się zatem na stwierdzonych przez A. Gorka (1959) kierunkach tekstur liniowych mających przebieg NE-SW i systemach spekań „Q” i „S” po słowackiej stronie Tatr, można uznać, że tym spekaniom odpowiadają kierunki dominującego ciosu, stwierdzone przeze mnie w trzonie granitowym polskiej części Tatr Wysokich. Potwierdza to załączona schematyczna mapa ciosu i uskoków, wykonana dla całego trzonu granitowego Tatr Wysokich (fig. 2). System spekań ciosowych o przebiegu NE-SW jest w przybliżeniu równoległy do tekstur liniowych, stwierdzonych przez A. Gorka (1959) w Dolinie Mięguszewieckiej, a zatem jest to system powierzchni „S”. Podobne lokalne zgodności stwierdził po polskiej stronie Tatr W. Jaroszewski (1961). Prostopadły do systemu „S” i zarazem do tekstur liniowych jest system spekań o kierunku NE-SE, odpowiadający powierzchni „Q”.

Nawiązując do kierunków osi fałdów hercyńskich, stwierdzonych przez W. Jaroszewskiego (1965) w trzonie krystalicznym Tatr Zachodnich, widoczna staje się przybliżona zgodność osi sfałdowań w osłonie meta-

morficznej (przebieg osi NNE-SSW) z kierunkiem tekstur liniowych w granicie (według A. Gorka, NE-SW), i powierzchniami „S”, które na terenie granitu Tatr Wysokich, po polskiej stronie, wykazują średni bieg 29° (NNE-SSW). Odnosząc linację i spękania ciosowe do układu naprężeń, powierzchnie „Q” — czyli system ciosu o przebiegu NW-SE (średni bieg dla tych powierzchni wynosi 125°) reprezentują powierzchnie *ac*; a prostopadłe do niego powierzchnie „S”, czyli system spękań ciosowych o kierunku NE-SW, czy raczej NNE-SSW (średni bieg dla tych powierzchni wynosi ok. 29°), reprezentują płaszczyznę *ab* układu naprężeń (Teisseyre 1957). Wydaje mi się zatem, że na podstawie kierunków tekstur liniowych w granicie (Gorek 1959), osi sfałdowań w osłonie metamorficznej trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich (Jaroszewski 1965) i systemów spękań ciosowych w granicie Tatr Wysokich można uznać, że główna kompresja w etapie poprzedzającym intruzję granitu, a także w czasie intruzji zachodziła w kierunku NW-SE. Taka zgodność kierunków hercyńskich w osłonie i tekstur liniowych, a także pierwotnych spękań ciosowych w granicie nie jest przypadkowa, lecz wynika z predyspozycji strukturalnych osłony metamorficznej, w którą wdarła się magma granitowa. Predyspozycje te (np. strefy antyklinalne) w dużym stopniu formowały przebieg intruzji w jej partiach stropowych, wpływając na kierunki ruchu krzepnącego stopu zarejestrowane w teksturach kierunkowych. Jednocześnie zaczęły się tworzyć struktury dysjunktywne (cios) zdeterminowane przez kierunki magmowe (pierwotne) oraz jeszcze aktywny hercyński plan naprężeń. Obydwa czynniki działały w tym samym kierunku — stworzenia zbieżności układu ciosowego z planem hercyńskim.

Oprócz systemów dominującego ciosu, niewątpliwie pierwotnego, powstałego w końcowym etapie hercyńskiego cyklu orogenicznego, zaobserwować można szereg spękań niezależnych od ciosu pierwotnego. Na powierzchniach tych spękań czasem można spotkać mineralizację epidotową, kwarcową, chlorytową i syderytową, nigdzie jednak nie spotyka się pegmatytów. Systemy tego ciosu mają zmienne biegi i zmienną częstość występowania, a większość tych spękań związana jest z przemieszczeniami wzdłuż stref dyslokacyjnych.

Innym rodzajem ciosu alpejskiego są spękania utworzone jako powierzchnie ze ścinania. Systemy tego ciosu na załączonych diagramach (diagramy 1—18 na tabl. I) zaznaczają się niskoprocentowymi maksimumi, świadczącymi o zmiennym biegu i średnich upadach około 45° . Systemy tego ciosu występują najliczniej w strefie brzeżnej trzonu — są dobrze widoczne w ścianach Kościelca, Żółtej Turni, Koszystej i Wołoszyna, a także w szczytowych partiach Rysów, Zabich Szczytów i Mięguszowieckich Szczytów. Ten rodzaj spękań jest trudny do odróżnienia od ciosu pokładowego, zwłaszcza w strefach silnie zaangażowanych tektonicznie, gdyż w wielu przypadkach wykazuje niewielkie kąty upadu. Jednak brak im typowej dla ciosu pierwotnego mineralizacji. Sądzę, że ten system ciosu

powstał w czasie procesów nasuwania z południa jednostek wierzchowych i reglowych, o czym może świadczyć usytuowanie osi *b*, utworzonej w wyniku przecięcia się powierzchni ze ścinania, i wykazującej położenie poziome, a także jej przebieg, przeważnie równoleżnikowy, jednakże z odchyleniami w części zachodniej na ENE-WSW (rejon Świnicy, Kościelca, Żółtej Turni), a w części wschodniej na WNW-ESE (rejon Koszycy i Wołoszyna). Te odchylenia odpowiadają kierunkom transportu tektonicznego skierowanego do osi depresji Goryczkowej-Jawora na zachodzie i depresji Szerokiej Jaworzyńskiej na wschodzie. W strefie brzeżnej trzonu krystalicznego, w otoczeniu Hali Gąsienicowej, takie właśnie kierunki transportu tektonicznego do depresji Goryczkowej-Jawora stwierdził J. Burchart (1963).

Inne systemy spękań ciosowych, powstały w czasie nasunięć alpejskich oraz w końcowej fazie alpejskiego cyklu orogenicznego, kiedy zachodziło pionowe wydźwignięcie całego gmachu tatrzańskiego. Należy się spodziewać, że doszło także do utworzenia spękań ciosowych na skutek odprężania w związku z usuwaniem nadkładu. Jednakże na skutek działania wymienionych wyżej czynników nie doszło w tym czasie do utworzenia systemów spękań, typowych dla całego trzonu granitowego. Kierunki ciosu alpejskiego są lokalne i uzależnione od przesunięć wzdłuż generalnych stref dyslokacyjnych i zróżnicowania w poszczególnych częściach terenu, kierunków transportu jednostek płaszczowinowych. Z tych powodów cios alpejski jest bardzo trudny do prześledzenia w terenie, a nawet na zdjęciach lotniczych, którymi dysponowałam. Na pewno więcej danych o kierunkach ciosu alpejskiego można by otrzymać interpretując zdjęcia lotnicze w dużych skalach, powyżej 1 : 10 000.

Kończąc te rozważania, pragnę podkreślić dominujący w granicie masywu Tatr Wysokich charakter ciosu pierwotnego, który predysponował późniejsze struktury dysjunktywne.

Strefy uskoku

Zasadnicze uskoki i strefy uskoku zostały, podobnie jak cios, prześledzone i pomierzone na zdjęciach lotniczych i w terenie, a następnie przedstawione na mapie (tabl. I) i na diagramach (d-g na fig. 3). Na mapie fotointerpretacyjnej zdecydowanie najsilniej zaznaczają się dwa kierunki uskoku o biegach od 25° do 45° oraz od 115° do 145°. Uskoki o tych kierunkach na ogół mają przebieg prostoliniowy i w wielu przypadkach ciągną się przez cały obserwowany teren. Z tych dwóch kierunków, przez większą ilość uskoku bardziej regularnych i jednocześnie dłuższych, reprezentowany jest kierunek NE-SW. Upady powierzchni przemieszczeń są w przeważającej ilości strome, często pionowe. Ponadto jest charakterystyczne, że większą regularność wykazują duże strefy uskoku niż usko-

ki o mniejszym zasięgu. Regularność w przebiegu uskoków (stałość kierunków biegu i upadu) jest większa im bliżej części centralnej trzonu, natomiast w partiach brzeżnych jest ona mniejsza. Uskokki o kierunku NW-SE częściej ulegają odchyleniom od średnich wartości i ustępują ilościowo uskokom o kierunku NE-SW. Dla niektórych większych stref uskokowych, przecinających znaczny obszar i łatwych do zidentyfikowania w terenie, wprowadzam odpowiednie nazwy. Począwszy od zachodu, wyróżnić można szereg stref uskokowych o kierunku NE-SW.

Dyslokacja Karbu lub strefa uskokowa Karbu (nazwa wzięta od przełęczy o założeniach tektonicznych, między Kościelcem i Małym Kościelcem) ciągnie się po polskiej stronie Tatr, od Przełęczy Świnickiej poprzez przełęcz Karb, ginie następnie pod utworami czwartorzędu kotła Czarnego Stawu Gąsienicowego i widoczna jest znów na zboczach Żółtej Turni. W południowej części tej dyslokacji często występują brekcje tektoniczne i mylonity, zazwyczaj ograniczone strefami złustowań. Szerokość dyslokacji Karbu na Przełęczy Świnickiej i na przełęczy Karb wynosi około 2—3 m. Strefie tej towarzyszą z obu stron uskoki równoległe oraz systemy kłwiważu skośnego do powierzchni ślizgu.

Dyslokacja Karbu jest strefą uskokową znaną od dawna (Teisseyre 1929, Guzik 1961a, Burchart 1963).

Na zboczach Żółtej Turni w tej strefie dyslokacyjnej nie doszło do powstania brekcji i mylonitów, a przemieszczenia doprowadziły do utworzenia luster tektonicznych, epidotowych i chlorytowych. Charakterystyczne jest nagłe obniżenie wysokości wierzchołków granitowych, zachodzące wzdłuż dyslokacji Karbu na Przełęczy Świnickiej i na przełęczy Karb, które jest tłumaczone dużym zrzutem części północno-zachodniej (Teisseyre 1929, Sokołowski 1959). Średni bieg dyslokacji Karbu, wyznaczony ze zdjęć lotniczych i potwierdzony w terenie, wynosi około 35°, a średni upad powierzchni jest pionowy, choć odcinkami wykazuje strome upady północne.

Dyslokacja Mylnej (Przełęczy) biegnie od Przełęczy Walentkowej poprzez Niebieską Przełęcz do Mylnej Przełęczy, następnie jest dobrze widoczna na południowym brzegu Czarnego Stawu Gąsienicowego, skąd wznosi się i przebiega na południe od wierzchołka Żółtej Turni w kierunku południowego krańca Czerwonego Stawku w Dolinie Pańszczycy. Nieco na północny zachód od tej strefy biegnie równoległe do niej dyslokacja przechodząca przez Kościelcową Przełęcz. Jednak wydaje się, że większe znaczenie ma dyslokacja Mylnej Przełęczy, gdyż na niej usytuowane są głęboko wcięte przełęcze — Walentkowa, Niebieska i Mylna. Z przebiegu linii intersekcyjnej należy wnosić, że powierzchnia dyslokacyjna w okolicy Czarnego Stawu Gąsienicowego wykazuje niewielkie odchylenia od pionu w kierunku południowym. W strefie tej tylko w pewnych odcinkach doszło do zmielenia materiału i powstania mylonitów. Można je obserwować na Mylnej Przełęczy i w północno-wschodnich zboczach Żółtej Turni. W innych miejscach występują przede wszystkim lustra tektoniczne. Średni bieg dyslokacji Mylnej Przełęczy wynosi około 33°.

Dyslokacja Zawratu przebiega na południe od wierzchołka Walentkowej, następnie kontynuację jej stanowi wyraźne obniżenie przełęczy Zawrat oraz żleb opadający z przełęczy do Zmarzłego Stawu. Zmarzły Staw najprawdopodobniej ma założenia tektoniczne, gdyż w tym miejscu przecina się dyslokacja równoległa do dyslokacji Zawratu ze strefą uskokową biegnącą przez Dolinkę Kozią w stronę Kościelców. Ku północy można następnie prześledzić dyslokację Zawratu w okolicy Żółtej Przełęczy, skąd opada do Doliny Pańszczycy, by znów pojawić się na zboczach Małej Koszystej. Strefa ta przedłuża się w utwory werfenu, leżące na trzonie kry-

stalicznym. Średni bieg dyslokacji Zawratu wynosi około 36° przy przeważającym pionowym ustawieniu powierzchni nieciągłości. Pod szczytem Walentkowej w strefie dyslokacyjnej doszło do powstania mylonitów, co jest zaznaczone na mapie (Guzik et al. 1959), tak samo jak w rejonie Zawratu. Również żleb Zawratu wypreparowany jest w miękkich mylonitach. W progu Zmarzłego Stawu, obok bardzo licznych lusterek tektonicznych, znajdują się wąskie pasma mylonitów. Na zboczach opadających do Czarnego Stawu Gąsienicowego dyslokacja Zawratu jest trudna do przesledzenia w terenie, natomiast wyraźnie zaznacza się ona na zdjęciach lotniczych jako szeroka strefa mylonitów i brekcji tektonicznych. Dopiero na Żółtej Przełęczy i nad Doliną Pańszczycy dyslokację Zawratu można dokładnie zlokalizować na podstawie obserwacji terenowych. Jest to w dalszym ciągu strefa mylonitów z dużą ilością lusterek tektonicznych. Na zboczach Koszystej nie doszło do powstania mylonitów, a utworzyły się jedynie lustra tektoniczne. Przy przejściu w utworzy seisu kierunek strefy dyslokacyjnej Zawratu ulega lekkiemu odchyleniu ku północnemu zachodowi.

Dyslokacja Koziej Przełęczy jest dobrze widoczna na odcinku od grani Walentkowej do Granatów, dalej ku północnemu wschodowi nie ma już tak zdecydowanego charakteru i można mieć wątpliwości co do jej kontynuacji. W grani Walentkowej wyznacza dyslokację pasmo mylonitów zaznaczone na mapie (Guzik et al. 1959). W dalszym ciągu biegnie ona pod utworami czwartorzędowymi w pobliżu południowego krańca Zadniego Stawu pod Kołem, wznosi się na przełęcz Schodki, a następnie na Kozią Przełęcz głęboko wcięta w mylonitach. Na południowo-zachodnim zboczu Zadniego Granatu nad Kozią Dolinką, dyslokacja Koziej Przełęczy jest dobrze czytelna na zdjęciach jako szeroka strefa mylonitów, natomiast trudno jest ją przesledzić w terenie. Dalej ku północy, w grupie Granatów, wobec obecności uskoków odwróconych, zaburzających przebieg stref o kierunku NE-SW, określenie jej kierunku nie jest całkiem pewne. Prawdopodobnie dalszym ciągiem tej dyslokacji jest wyraźna strefa uskokowa w masywie Koszystej, przecinająca grań Małej Koszystej na południe od wierzchołka i biegnąca dalej do Dolinki Zbójnickiej.

Dyslokacja Gładkiej Przełęczy jest jedną z większych stref uskokowych obok dyslokacji Zawratu. Wyznacza ją w grani granicznej szeroka strefa mylonitów (por. Guzik et al. 1959) opisana przez F. Rabowskiego (1938). W okolicy Gładkiej Przełęczy, ograniczając od północy strefę mylonitów, biegnie inna dyslokacja, przedłużająca się ku północy na Przełęcz Kozią Wyżnią, także wypreparowaną w mylonitach. Jednak dalej przebieg tej strefy nie jest zbyt wyraźny, dlatego nie wprowadzam osobnej nazwy. Dyslokacja Gładkiej Przełęczy przecina masyw Koziego Wierchu, nieco na południowy wschód od jego wierzchołka. Od strony Dolinki Pustej i Koziej wyznaczają dyslokację Gładkiej Przełęczy wąskie i głęboko wcięte żleby. Na odcinku od Koziego Wierchu do Dolinki Buczynowej strefa dyslokacyjna Gładkiej Przełęczy przesuwana jest uskokami o kierunkach NW-SE. Ogólne przesunięcie nastąpiło ku południowemu wschodowi, może to być także wynikiem rotacji, w rezultacie której dyslokacja Gładkiej Przełęczy zapada tu pod mniejszym kątem (rzędu $60-80^\circ$ N) niż w części południowej. Za strefą uskoków odwróconych w Granatach i Dolince Buczynowej, dyslokacja Gładkiej Przełęczy na małym odcinku przyjmuje bieg zbliżony do N-S, co jest dobrze widoczne na mapie (tabl. I). Między Dolinką Buczynową i Doliną Pańszczycy zaobserwować można raczej łagodne przejście od biegu 15° do biegu 46° . Nie jest to wywołane intersekcją, gdyż powierzchnia dyslokacji zapada pionowo, lecz stopniową zmianą biegu. Można wytłumaczyć taką sytuację przesunięciami wzdłuż uskoków o kierunkach NW-SE w ten sposób, że w rejonie Dolinki Buczynowej dyslokacja Gładkiej Przełęczy została przesunięta ku południowemu wschodowi, lub, że w rejonie Buczynowych Turni nastąpiło prze-

sunięcie stopniowe dyslokacji Gładkiej Przełęczy ku północnemu zachodowi. Być może, doszło tu do przesunięć równoczesnych w obu tych kierunkach. Cd Doliny Pańszczycy kierunek dyslokacji Gładkiej Przełęczy nie ulega już większym zmianom, a sama dyslokacja jest łatwa do zidentyfikowania w masywie Koszystej. Mylonity w tej strefie występują prócz Gładkiej Przełęczy także częściowo na Kozim Wierchu. Szeroka strefa (do 3 m) mylonitów ciągnie się od Dolinki Buczynowej do Doliny Pańszczycy, oddzielając Wielką Buczynową Turnię od Orlej Baszty, i również jako strefa zmylonityzowana występuje w południowo-zachodnich zboczach Koszystej. Natomiast nad Dolinką Zbójnicką w strefie tej przeważają lustra tektoniczne.

W Dolince Zbójnickiej w tej strefie, w żlebie o szerokości około 1,5 m, między dwoma systemami równoległych luster tektonicznych epidotowo-chlorytowych, znajduje się pakiet o grubości 40 cm granitu, który właściwie można by uznać za gnejs, z wyraźną foliacją kwarcowo-biotytową. Powierzchnie foliacji są równoległe do powierzchni luster tektonicznych. W skałach otaczających strefę dyslokacyjną nie można było dostrzec jakiegokolwiek orientacji kierunkowej.

Równoległe do dyslokacji Gładkiej Przełęczy biegnie przez Buczynową Przełęcz, wypreparowaną w mylonitach, dość duży uskok oddzielający Wielką Buczynową Turnię od Małej Buczynowej Turni, nie ma on jednak takiego znaczenia jak dyslokacja Gładkiej Przełęczy.

Dyslokacja Doliny Waksmundzkiej (uskok waksmundzki) jest wielką dyslokacją, doskonale widoczną w masywie granitowym po polskiej stronie Tatr. Strefa ta przebiega w obniżeniu między Gładkim Wierchem a Kotelnicą oraz pod utworami czwartorzędu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich. Zaznaczona jest na zboczach Koziego Wierchu na Mapie Geologicznej Tatr Polskich (Guzik et al. 1959), jako uskok między granodiorytami schlorityzowanymi, a granitami pegmatytowymi i aplitowymi. Dalej ku północnemu wschodowi na tej mapie (op. cit.) przebieg uskoku waksmundzkiego zgadza się z granicą między granodiorytami i granodiorytami wzbogaconymi w mikroclin, a równoległe do strefy dyslokacyjnej ciągnie się pasmo granitów pegmatytowych i aplitowych o przebiegu NE-SW. Wydaje mi się, że zmienność typów litologicznych jest związana z przemieszczeniami na uskoku waksmundzkim.

Z progu Dolinki Buczynowej uskok waksmundzki biegnie na Krzyżne, a następnie szerokim do 10 m i głęboko wypreparowanym w mylonitach i brekcjach żlebem opada do Doliny Waksmundzkiej. Ponieważ dno Doliny Waksmundzkiej jest w wielu miejscach odkryte (bez utworów czwartorzędowych), uskok waksmundzki można prześledzić nawet poniżej progu Dolinki Zbójnickiej. Jest charakterystyczne, że im bliżej brzegu trzonu krystalicznego, tym mniej liczne są strefy brekcji i mylonitów. Średni bieg uskoku waksmundzkiego wynosi około 35°, przy przeważających upadach południowych.

Dyslokacja Czarnej Ławki została przeze mnie prześledzona tylko w południowej części Doliny Pięciu Stawów Polskich, jednakże — moim zdaniem — na tej właśnie strefie dyslokacyjnej rozwinięta jest częściowo Dolina Roztoki, dlatego — mimo niezbyt jasnego jej przebiegu uważam ją za jedną z głównych w obrębie trzonu granitowego. Prawdopodobnie strefa mylonitów, przecinająca pionową ścianę Świstowej Czuby i wznosząca się nad Doliną Roztoki, jest albo kontynuacją dyslokacji Czarnej Ławki, albo strefą do niej równoległą.

Dyslokacja Miedzianego biegnie po stronie polskiej Tatr od Szpiglasowego Wierchu w kierunku wierzchołka Miedzianego po północno-zachodniej stronie grani. Wzdłuż tej dyslokacji biegnie smuga mylonitów od granicy Państwa na Szpiglasowym Wierchu do grzędy opadającej spod wierzchołka Miedzianego do Doliny Pięciu Stawów Polskich (Guzik et al. 1959). W pobliżu przełęczy Marficzne dyslokacja

Miedzianego jest poprzecinana i poprzesuwana ku południowemu wschodowi systemem uskoków o biegu NW-SE, a w rejonie Opalonego Wierchu także uskokami o biegu równoleżnikowym. Od wierzchołka Miedzianego do Opalonego Wierchu strefa ta jest trudna do prześledzenia z powodu dużej ilości wspomnianych uskoków. Na Opalonym dyslokacja Miedzianego biegnie mniej więcej równolegle do grzbietu, ograniczając od południowego wschodu występowanie skałek w grani.

W skalnym murze, otaczającym od południa kotlinę Morskiego Oka i Czarnego Stawu nad Morskim Okiem, wszystkie przełęcze rozwinięte są na strefach uskokowych, najczęściej z mylonitami, z których wymieniam tylko najważniejsze.

Dyslokacja Wrót Chałubińskiego przecina główną grań Tatr na Wrotach Chałubińskiego, skąd opada zlebem wypreparowanym w mylonitach do Dolinki za Mnichem. Stawek Staszica w tej dolince jest usytuowany zgodnie z przebiegiem opisywanej strefy uskokowej, a ponieważ znajduje się w pobliżu tej strefy, należy sądzić, że powstał na strefie uskokowej, towarzyszącej dyslokacji Wrót Chałubińskiego. Dalej ku północy strefa ta przebiega pod utworami czwartorzędowymi, na znacznym odcinku równolegle do osi Doliny Rybiego Potoku na jej lewym zboczu. Na Mapie Tatr Polskich wzdłuż tej strefy zaznaczone są schlorytyzowane granodioryty (Guzik et al. 1959).

Dyslokacja Mnichowego Zlebu oddziela masyw Cubryny od Zadniego Mnicha, przebiegając przez Ciemnosmreczyńską Przełęcz, gdzie występują mylonity zgodnie z biegiem dyslokacji (Guzik et al. 1959). Dalej ku północy strefa uskokowa wyznacza kierunek Zlebu pod Mnichem, nad którym wznosi się od północnego zachodu stroma ściana Mnicha; jej powstanie należy niewątpliwie łączyć z obecnością dyslokacji. W Mnichowym Zlebie wzdłuż strefy dyslokacyjnej zachodziły intensywne procesy mineralizacyjne. W rumoszu spotkać można pegmatyty, lustra epidotowe i chlorytowe, fragmenty żył aplitowych i kwarcowych oraz mylonity i brekcje. Ku północy strefa dyslokacyjna Mnichowego Zlebu biegnie pod utworami czwartorzędowymi prawdopodobnie w osi Doliny Rybiego Potoku.

Strefa dyslokacyjna Hińczowej Przełęczy jest to szeroka strefa dyslokacyjna, złożona z szeregu uskoków, między szczytami Cubryny i Mięgoszowieckiego. Mylonity w tej strefie występują w mniejszej ilości niż w strefach poprzednich, natomiast spotkać można olbrzymią ilość luster tektonicznych, oddzielających ściśle do siebie przylegające części masywu. Strefę tę można jeszcze prześledzić na zdjęciach lotniczych w zboczach Siedmiu Granatów, gdzie jest poprzesuwana systemem dyslokacji o biegu NW-SE.

Dyslokacja Mięgoszowieckiej Przełęczy Wyżniej przebiega równolegle do poprzedniej, ale bardziej na południowy wschód, między Mięgoszowieckim Szczytem a Mięgoszowieckim Szczytem Pośrednim. Jest to głównie strefa zlustrowań, która w morfologii Mięgoszowieckich Szczytów zaznacza się jako prawie pionowa rynna skalna. Dyslokacja ta przechodzi na zbocza Zabiego Niżniego Szczytu i Siedmiu Granatów, gdzie też jest widoczne poprzesuwanie tej strefy przez system uskoków o biegu NW-SE.

Dyslokacja Mięgoszowieckiego Szczytu nad Czarnym przecina masyw Mięgoszowieckiego nieco na południowy wschód od wierzchołka, skąd stromymi rynnami opada ku południowej części Czarnego Stawu nad Morskim Okiem. Następnie ciągnie się szeroką strefą z mylonitami w zboczach otaczających od wschodu Czarny Staw nad Morskim Okiem.

Strefa dyslokacyjna Białczańskiej Przełęczy Wyżniej, biegnąca równolegle do poprzedniej, charakteryzuje się znacznym stopniem mylonityzacji. Przecina ona oba zbocza wznoszące się nad Czarnym Stawem nad Morskim Okiem — zbocze północno-wschodnie w okolicy Czarnostawiańskiej Przełęczy, a zbocze południowo-zachodnie w rejonie Białczańskiej Przełęczy Wyżniej. W tej strefie występuje

charakterystyczna „fiolkowa” skała, opisana z Kotła Miękuszwieckiego przez S. Kreutza (1924) jako „żyła fiolkowa zawierająca tytan”, a następnie przez J. Burcharta (1963) jako mylonit. W tej strefie znalazłam też blok pofałdowanego granitu schlorytyzowanego. Drobne fałdy ciągnięte o amplitudzie od 2 do 7 cm są w nim dobrze widoczne, dzięki powierzchniom foliacyjnym utworzonym przez ukierunkowane ziarna kwarcu. Najprawdopodobniej początkowo musiało dojść do powstania foliacji w strefie uskokowej, a następnie, w wyniku przemieszczeń bloków sąsiadujących, wykształciły się typowe fałdy ciągnięte.

Drugi, generalny kierunek stref uskokowych o biegu NW-SE, reprezentowany jest także przez szereg walnych dyslokacji, jednak nie przebiegają one tak regularnie jak dyslokacje o kierunku NE-SW.

Dyslokacja Szpiglasowej Przełęczy biegnie w najbardziej południowej części polskich Tatr Wysokich. Można ją prześledzić od Swinicy, gdzie przecina grań opadającą w stronę Walentkowej Przełęczy, aż do Żabiego Konia w grani otaczającej Czarny Staw nad Morskim Okiem. Na południowy zachód od Swinicy dyslokacja ta biegnie pod utworami czwartorzędowymi zaznaczając się w skałkach na południe od Wielkiego Stawu. Następnie na Szpiglasowej Przełęczy występuje szerokie pasmo mylonitów i brekcji tektonicznych (Guzik et al. 1959), będące kontynuacją tej strefy. W dalszym ciągu dyslokacja Szpiglasowej Przełęczy ciągnie się ku południowemu wschodowi, mniej więcej równoległe do grani łączącej szczyty położone nad Morskim Okiem. Jest bardzo dobrze widoczna na zdjęciach lotniczych i bezpośrednio w terenie, gdyż w morfologii zaznacza się znacznymi obniżeniami i przełęczami. Masyw Mnicha tą właśnie strefą dyslokacyjną jest oddzielony od szczytów granicznych, tworząc samotne wyniesienie. W grzędach skalnych opadających z Curbryny i Miękuszwieckich Szczytów, na przedłużeniu dyslokacji Szpiglasowej Przełęczy, znajdują się wyraźne obniżenia morfologiczne wypreparowane w mylonitach. Również na przełęczy położonej pod turnią Żabiego Konia znajduje się strefa przemieszczeń wypełniona mylonitem.

Dyslokację Rysów można prześledzić od Koziej Dolinki. Początkowo głęboko wciętym żłebem zaznacza swoją obecność na północnych stokach Koziego Wierchu, a następnie przechodzi do Doliny Pięciu Stawów Polskich, biegnąc pod utworami czwartorzędowymi poprzez Mały Staw w kierunku Miedzianego. Następnie przecina masyw Miedzianego szeroka, złożoną z wielu powierzchni ślizgów, strefą z mylonitami i brekcjami, w których spotkać można syderyt. Licznie występują tu lustra epidotowe, chlorytowe oraz kwarcowe. W tym rejonie strefa dyslokacyjna przyjmuje strome upady północne. Dalej ku południowemu wschodowi, dyslokacja Rysów jest dobrze widoczna w progu Czarnego Stawu nad Morskim Okiem jako system gęstych zlustrowań (Passendorfer 1954) — lustra tektoniczne epidotowe i chlorytowe — wykorzystanych przez potok wypływający z Czarnego Stawu. Najbardziej na południe dyslokacja ta zaznacza się w obniżeniu grani Rysów na północ od szczytu. Poza tym na odcinku od Czarnego Stawu nad Morskim Okiem do Rysów występuje znaczna depresja morfologiczna o rozciągłości zgodnej z kierunkiem dyslokacji, wypełniona zwiętrzeliną. Należałoby zatem przyjąć tu istnienie pasma mylonitów.

System dyslokacji Dolinki Buczynowej, na który składa się szereg powierzchni przemieszczeń o biegu NW-SE, pochylonych pod stromymi kątami na południe, można prześledzić od zachodnich zboczy Granatów. Wzdłuż tych uskoków, którym towarzyszą liczne lustra epidotowe i chlorytowe, rozwinęły się wybitne żłebki znajdujące się w linii spadku przełęczy, oddzielających od siebie poszczególne wierzchołki Granatów. Od strony Dolinki Buczynowej obok luster tektonicznych występują także liczne pasma mylonitów. Strefa ta ciągnie się ku południowemu wschodowi, prze-

cinając grzbiet opadający z Opalonego Wierchu w stronę Opalonego, a następnie można ją na zdjęciach lotniczych prześledzić w zboczach Siedmiu Granatów.

Oprócz wymienionych stref dyslokacji o kierunkach NW-SE i NE-SW, w niektórych częściach trzonu krystalicznego powstały strefy uskokowe o przebiegu równoleżnikowym, a także drobniejsze uskoki o biegu południkowym. Główne strefy równoleżnikowe można zaobserwować w północnej części terenu. Biegą one od Czarnego Stawu Gąsienicowego przez grzbiet łączący Żółtą Turnię z Granatami (na Żółtej Przełęczy jedna z tych stref krzyżuje się z dyslokacją Zawratu) do Doliny Pańszczycy, a dalej przecinają masyw Koszystej i Wołoszyna. W strefach tych utworzyły się mylonity (w rejonie Żółtej Przełęczy i Koszystej) oraz liczne luźna, najczęściej na epidocie i kwarcu (w zboczach Żółtej Turni, Koszystej i Wołoszyna). Systemy uskoków o tych kierunkach znajdują się także w południowej części Doliny Pięciu Stawów Polskich i w otoczeniu Morskiego Oka. Wydatniejszą rolę spośród tych dyslokacji odgrywa uskok przecinający Opalony Wierch, pochylony ku południowi pod kątem około 70° , gdyż zmienia on przebieg stref NW-SE i NE-SW (tabl. II).

Strefy uskokowe o biegu N-S są dosyć dobrze czytelne na zdjęciach, natomiast bardzo trudne do prześledzenia w terenie. Systemy te grupują się głównie w otoczeniu Dolinki za Minichem, na zboczach Miedzianego, w zboczach szczytów od Zawratu do Koziego Wierchu i na Wołoszynie. Nie wpływają one na przebieg kierunków innych stref uskokowych. Jest charakterystyczne, że w wielu przypadkach można zaobserwować ciągłe przejście stref uskokowych o biegu NW-SE w uskoki o biegu równoleżnikowym, co jest widoczne na południowy wschód od Czarnego Stawu Gąsienicowego czy w Koziej Dolince.

Z mapy fotointerpretacyjnej (tabl. I) widać silniejsze zaangażowanie tektoniczne trzech obszarów po polskiej stronie Tatr Wysokich, na co wpłynęły strefy dyslokacyjne o przebiegu równoleżnikowym, które zaburzają systemy NW-SE i NE-SW. Należą tu: obszar Granatów — Żółtej Turni, w którym system uskoków równoleżnikowych wyraźnie zakłóca przebieg innych stref, a — oprócz tego — system o kierunku NW-SE wykazuje zmiany biegu i upadu, powstałe pod wpływem stref równoleżnikowych; obszar masywu Koszystej, w którym pionowe strefy dyslokacyjne o biegu równoleżnikowym spowodowały przemieszczenie systemów NW-SE i NE-SW; oraz obszar Opalonego Wierchu, w którym nachylone pod kątem 70° na S strefy uskokowe o biegu około 100° wywołały przesunięcia systemów NW-SE i NE-SW.

Kierunki mniejszych uskoków są, ogólnie biorąc, zgodne z kierunkami wielkich dyslokacji. Pomiaru terenowe powierzchni dyslokacyjnych zostały zestawione na diagramach (d-g na fig. 3).

Największą koncentrację punktów projekcyjnych powierzchni uskoków uzyskano (g na fig. 3) dla powierzchni pionowych i stromo pochylonych o biegach $30-40^\circ$ i 140° , tak samo jak w przypadku fotointerpretacji zdecydowaną przewagę nad innymi kierunkami wykazują systemy NW-SE i NE-SW, przy czym system NE-SW daje silniejsze maksimum. Słabsze maksima uzyskano dla stref uskokowych

o przebiegu równoleżnikowym i południkowym, leżących prawie poziomo oraz pochylonych od 30° do 60° na N i biegach w przybliżeniu równoleżnikowych. Niewielka ilość powierzchni wykazuje upady południowe, do 45° . Poza systemami o niewielkich upadach, pozostałe koncentracje na diagramie potwierdzają dominację stref uskokowych odczytanych ze zdjęć lotniczych.

Osobno zestawiałam lustra epidotowe i chlorytowe. Lustra epidotowe (d na fig. 3) grupują się na powierzchniach stromo pochylonych i pionowych o biegach $25-40^\circ$, $120-130^\circ$, $150-170^\circ$, oraz w systemach powierzchni ślizgów pochylonych ku południowi, leżących pionowo i nachylonych ku północy o biegach mniej więcej równoleżnikowych. Najsilniej ilościowo jest reprezentowany kierunek NE-SW.

Na diagramie lusterek chlorytowych (e na fig. 3) widać główne maksimum utworzone przez powierzchnie o biegu $20-40^\circ$. Znacznie słabsze koncentracje występują dla powierzchni równoleżnikowych, nachylonych pod kątami $60-80^\circ$ na północ i południe, o upadach południowych w granicach $0-45^\circ$, oraz dla powierzchni pionowych o biegu $165-180^\circ$. Nie zaznaczył się więc na tym diagramie system NW-SE dobrze czytelny na zdjęciach lotniczych i na diagramach uskoku i lusterek epidotowych.

Z zestawienia stref zmylonityzowanych i skataklazowanych (f na fig. 3) wynika, że występują one głównie na kierunku NE-SW o biegach $20-60^\circ$, przy stromych i pionowych upadach, słabsze maksimum wskazuje na obecność powierzchni z mylonitami o biegu $120-140^\circ$, również prawie pionowych. Strefy zmylonityzowane występują też na uskokach o przebiegu równoleżnikowym.

Strefy dyslokacyjne, odgrywające decydującą rolę w ukształtowaniu dzisiejszej morfologii Tatr Wysokich, mają złożoną budowę. Złożoność ta polega na obecności w tej samej strefie różnych elementów będących wynikiem przemieszczeń — lusterek tektonicznych z rysami ślizgowymi, mylonitów i brekcji; a w przypadkach bardziej plastycznych deformacji — drobnych fałdów ciągniętych i zgnejsowania. Ponadto, przesunięcia w strefach uskokowych zachodziły zazwyczaj po kilku powierzchniach ślizgów, co wyraża się w systemach, najczęściej równoległych, lusterek tektonicznych. Zdecydowanie dominują lustra pokryte warstwą epidotu. Na fragmencie badanego przeze mnie terenu — w otoczeniu Hali Gąsienicowej, szereg obserwacji i pomiarów lusterek tektonicznych wykonał J. Burchart (1963). Według tego autora najczęściej występują lustra epidotowe, rzadziej lustra chlorytowe, skaleniowe („powierzchnie pokryte cienkim czerwonym wyslizganym nalotem skaleniowym”), oraz nie pokryte żadną substancją, zaś najmniej jest lusterek hematytowych i pokrytych „warstewką mylonitu fioletowej barwy” (Burchart 1963). Oprócz tych typów lusterek częste są lustra powstałe na powierzchniach żył kwarcowych (lustra kwarcowe), zwłaszcza w bardziej centralnych częściach masywu krystalicznego.

Spotyka się także lustra mieszane — epidotowo-chlorytowe, kwarcowo-epidotowe, hematytowo-chlorytowe i inne. W strefach dyslokacyjnych występują obok siebie systemy równoległych lusterek tego samego typu, a także różnych typów. Dość często występowały w tej samej strefie równoległe lustra kwarcowe, epidotowe i chlorytowe, na powierzchniach

których rysy ślizgowe miały różne kierunki. Strefy mylonityzacji na ogół z obu stron ograniczone są systemami luster różnych typów. Z porównania diagramów luster chlorytowych (*e* na fig. 3) i epidotowych (*d* na fig. 3) wynika, że grupują się one na powierzchniach o zbliżonych biegach i upadach, i nie odbiegają zbyt od obrazu uzyskanego na diagramie zbiorczym wszystkich uskoków (*g* na fig. 3).

Jak wykazałam poprzednio, powierzchnie dominującego, pierwotnego ciosu w masywie krystalicznym mają średnie biegi w granicach $20-45^\circ$ (NE-SW) i $120-150^\circ$ (NW-SE). W tych samych kierunkach mieszczą się główne strefy dyslokacyjne oraz mniejsze uskoki, wykazane na mapie (tabl. I) i na diagramach (*d-g* na fig. 3). Zatem na podstawie tej właśnie zgodności kierunków spękań ciosowych i powierzchni przemieszczeń można sądzić, że pierwotne spękania ciosowe zostały wykorzystane jako powierzchnie, wzdłuż których dochodziło do przesunięć. Ustalenie wieku tych przesunięć jest sprawą bardzo trudną, gdyż mogły one zachodzić pod koniec hercyńskiego cyklu orogenicznego oraz przez cały alpejski cykl górotwórczy.

J. Burchart (1963), na podstawie badań luster tektonicznych i rys ślizgowych na obszarze wyspy krystalicznej Goryczkowej i trzonu krystalicznego Tatr w otoczeniu Hali Gąsienicowej, doszedł do wniosku, że większość deformacji nieciągłych z przemieszczeniami powstała w czasie orogenezy alpejskiej, głównie podczas szarżazu. Wskazywałaby na to zgodność kierunków tych deformacji z kierunkami nasuwających się jednostek. Lustra tektoniczne z obrzeżenia Hali Gąsienicowej wykazują pochylenie do depresji Goryczkowej-Jawora, a rysy ślizgowe potwierdzają ten właśnie kierunek transportu (Burchart 1963). Niewątpliwie ten kierunek transportu tektonicznego jest reprezentatywny nie tylko dla wschodniego obrzeżenia depresji Goryczkowej-Jawora, lecz dla całych polskich Tatr Wysokich, co potwierdza kierunek pochyłonych pod niewielkimi kątami ku NW rys ślizgowych (por. diagram *h* na fig. 3), znajdujących się na powierzchniach uskoków pochyłonych ku północy i ku północnemu zachodowi oraz na powierzchniach ślizgów w pionowych strefach dyslokacyjnych o kierunku NW-SE. Ponieważ jednak wspomniane wyżej kierunki przemieszczeń zachodzą także na powierzchniach zgodnych z kierunkami pierwotnego ciosu, można przypuszczać, że zostały one utworzone wcześniej, jakkolwiek w czasie orogenezy alpejskiej kierunki te były najsilniej zaangażowane. Przesunięcia sztywnych bloków względem siebie mogły zachodzić nawet w hercyńskim cyklu orogenicznym, jeśli nie w ostatnim stadium procesów intruzywnych, to z pewnością w czasie postorogenicznego dźwignia i zakrzepniętego batolitu. Również w okresie sedymentacji w geosynklinie alpejskiej dochodziło do przemieszczeń (faza starokimeryjska), znajdujących swój wyraz w uskokach (Kotański 1961) przecinających trias wierchowy, a nie przechodzących do leżących wyżej ogniw stratygraficznych. Ponieważ w obecnej budowie

trzonu główną rolę odgrywają przemieszczenia wykorzystujące pierwotne spękania ciosowe, więc sądzę, że przed procesami szariażowymi i w czasie szariażu ruch zachodził przede wszystkim po powierzchniach predysponowanych spękaniem ciosowymi.

Z problemem ruchów przedszariażowych, głównie pionowych, łączy się ściśle zagadnienie wieku i genezy depresji i elewacji trzonu krystalicznego. Pewna część badaczy zajmujących się tą problematyką zwracała uwagę na możliwość udziału elementów wieku hercyńskiego w tworzeniu się undulacji.

Już V. Uhlig (1900) na wschodnim skłonie elewacji Koszystej widział wielką dyslokację Białki. F. Rabowski (1938) przyjmował ponadto w tym miejscu możliwość fleksurowego obniżenia masywu granitowego wieku alpejskiego. Tego zdania jest również A. Michalik (1951). Poglądy tych dwu autorów są wynikiem interpretacji przebiegu izofem, opracowanych przez W. Nechaya (1938), który jednak tłumaczył wygięcia izofem przesunięciem listwowym. Dyslokację Białki stwierdza też S. Sokołowski (1961), a zdaniem J. Gładka (1963) istnienie tej dyslokacji potwierdzają lineacje, w granitach nachylone przeciwnie (na zachód) do skłonu elewacji na terenie Wołoszyna. Podobna sytuacja jest na wschodnim zboczu elewacji Jagnięcego, gdzie w seriach osadowych stwierdzono fleksurę i strefę mylonityzacji krystaliniku na przedłużeniu fleksury (Sokołowski 1948, Andrusov 1959, Fusán et al. 1963). W. Jaroszewski (1965) jest zdania, że są to przedszariażowe powierzchnie dyslokacyjne, które prawdopodobnie były odnowione po nasunięciach w czasie wypiętrzania.

Na południowym brzegu Tatr A. Górek (1959) przyjmuje istnienie uskoku oddzielającego masyw Krywania od grupy Wielkiej Kopy i Koprowej sądząc jednak, że uskoki i fleksury powstały po okresie nasunięć, natomiast depresje i elewacje utworzyły się w wyniku wcześniejszych odkształceń plastycznych.

Nie ulega wątpliwości, że depresje i elewacje w obrębie gmachu tatrzańskiego musiały istnieć przed wypełnieniem ich przez masy fałdów wierchowych (Kotański 1961). Ponieważ w trzonie krystalicznym główną rolę odgrywają odkształcenia nieciągłe, a z układu systemów ciosu pierwotnego nie wynika, aby przed szariażem alpejskim doszło do większych deformacji plastycznych, sądzę, że w okresie poprzedzającym szariaż gmach tatrzański podlegał głównie deformacjom o charakterze sztywnym, wyrażającym się we wzajemnym przesuwaniu bloków ograniczonych strefami nieciągłości. Na podstawie stopnia zaangażowania stref dyslokacyjnych, przejawiającego się w wielopłaszczyznowych lustrach z różnokierunkowymi rysami, współwystępującymi z mylonitami i brekcjami tektonicznymi, można sądzić, że ruch zachodził najczęściej po powierzchniach o kierunku NE-SW i NW-SE. Zauważyć także można, że w wielu przypadkach obecna granica trzonu krystalicznego z seriami osadowymi ma przebieg NW-SE i NE-SW. Najbardziej prawdopodobne zatem wydaje się tłumaczenie genezy przedszariażowych undulacji gmachu tatrzańskiego nierównomiernym podnoszeniem i opadaniem sztywnych bloków podłoża wraz z pokrywą osadową (autochtoniczną), ograniczonych

głównie strefami nieciągłości o kierunku NE-SW i NW-SE, przy czym tego rodzaju ruchy pionowe mogły trwać przez cały okres rozwoju geosynkliny wewnętrznych Karpat, o czym świadcząby częste zmiany facjalne i luki stratygraficzne osadów mezozoicznych geantykliny, jaką stanowił trzon krystaliczny w czasie sedymentacji nań serii wierchowych. Ponieważ zaś strefy dyslokacyjne o kierunku NW-SE i NE-SW rozwinęły się na pierwotnych spękaniach ciosowych, można mówić o predyspozycjach hercyńskich undulacji gmachu tatrzańskiego.

Oprócz kierunków NW-SE i NE-SW wykazujących wielokrotne zaangażowanie tektoniczne w różnych fazach procesów orogenicznych, również systemy stref nieciągłości o przebiegu równoleżnikowym i południkowym mogły powstać przed szarżaniem i brać udział w ruchach pionowych poprzedzających główną fazę masunięć alpejskich. Jeden z tych systemów — południkowy (N-S) — jest zdecydowanie słabiej rozwinięty (tabl. I) i nie wywiera wpływu na przebieg innych stref dyslokacyjnych, z czego wypływa wniosek, że tektoniczna aktywność tego systemu uskoków została zakończona dosyć wcześnie, może nawet przed szarżaniem. Natomiast kierunek prostopadły do poprzedniego, równoleżnikowy (W-E), wykazuje wielokrotne zaangażowanie, czego dowodem są mylonity spotykane w tych strefach (por. diagram f na fig. 3), oraz oddziaływanie na przebieg systemów NW-SE i NE-SW.

Nie można także pominąć roli uskoków o poziomych powierzchniach ślizgu i nachylonych nawet do 70° na N oraz — choć w znacznie mniejszym stopniu — do 45° na S (por. diagram g na fig. 3). Na tych systemach uskoków doszło przede wszystkim do wykształcenia luster tektonicznych, głównie epidotowych i chlorytowych, natomiast sporadycznie obserwuje się partie zmylonityzowane. Poza tym jest oczywiste, na podstawie porównania diagramów ciosu (tabl. I), że częściowo ten system uskoków utworzył się na powierzchniach ciosu pokładowego. W wielu przypadkach obserwowaliśmy płasko leżące i pochylone lustra tektoniczne utworzone na warstewce pegmatytu, wypełniającego pierwotne spękania ciosowe.

Ogólnie, w ruchach pionowych, przedszarżowych, zaangażowane były systemy o kierunkach NE-SW i NW-SE predysponowane ciosem, oraz strefy uskokowe o przebiegu równoleżnikowym i południkowym. Duży udział ruchów pionowych wynika też z obecności maksimum pionowych rys ślizgowych koło centrum diagramu (h na fig. 3). W wyniku ruchów pionowych doszło do powstania elewacji i depresji gmachu tatrzańskiego. Być może, skłony elewacji stanowiły uskoki schodowe utworzone na kierunkach predysponowanych spękaniem ciosowymi. Od początku transportu tektonicznego jednostek fałdowych i pod jego wpływem nastąpiły w obrębie trzonu krystalicznego przesunięcia, wyrażające się powstaniem dużej ilości uskoków z licznymi lustrami tektonicznymi (pewna część luster z pewnością powstała wcześniej, w czasie ruchów pionowych) i stref mylonitycznych nakładających się na istniejące dys-

junkcje, bądź niezależnych. W części zachodniej masywu granitowego (otoczenie Hali Gąsienicowej) transport tektoniczny fałdu Giewontu do depresji Goryczkowej-Jawora miał kierunek NW-SE. Na tym terenie J. Burchart (1963) zaobserwował nieciągłości, będące pęknięciami i uskokami podłużnymi w stosunku do kierunku ruchu (pęknięcia *ac*). Jak wynika z przedstawionej mapy (tabl. I), jest to system uskoków predysponowanych ciosem, wśród których wyróżniłam trzy większe strefy dyslokacyjne (por. mapa — tabl. I). Z tym systemem należy łączyć maksimum rys ślizgowych o azymutach w granicach 100—125° i pochyleniu w kierunku NW (por. diagram *h* na fig. 3). Uzyskany przeze mnie kierunek rys ślizgowych z obszaru polskiej części Tatr Wysokich wykazuje niewielkie odchylenie od rys ślizgowych, zestawionych przez J. Burcharta (1963), co najprawdopodobniej wywołane jest większą ilością obserwacji zebranych przeze mnie z większego obszaru. W każdym razie system uskoków o kierunku NW-SE i rysy ślizgowe o tym kierunku, lekko pochylone ku NW, świadczą o silnym oddziaływaniu nasuwających się jednostek wierzchowych, w wyniku których doszło do przesunięć równoległych do kierunku transportu tektonicznego w płaszczyźnie *ac*. Świadczyć to może o dominującym oddziaływaniu na badanym terenie przesuwających się mas fałdu Giewontu, a mniejszym — jednostek fałdowych Szerokiej Jawonzyńskiej. Zachodzące tu przesunięcia miały charakter uskoków listwowych.

Drugi, generalny kierunek stref dyslokacyjnych w obrębie trzonu tatrzańskiego wyraża się powierzchniami pionowymi i stromo pochylonymi o biegu NE-SW. Wydzieliłam tu szereg walnych dyslokacji. Strefy te są wyraźniejsze od dyslokacji o kierunku NW-SE, co można odczytać z mapy (tabl. I) i diagramu (*g* na fig. 3), na którym uzyskano dla tego kierunku najsilniejsze maksima. Ponieważ system NE-SW był silniej zaangażowany i jednocześnie w wielu przypadkach powoduje przesunięcia uskoków o biegu NW-SE, należy sądzić, że najintensywniejsze przesunięcia poziome wzdłuż powierzchni tego systemu zachodziły później niż wzdłuż stref dyslokacyjnych NW-SE. Zatem mogły to być przesunięcia związane z nasuwaniem się jednostki wyższej od fałdu Giewontu. Rysy ślizgowe, będące odzwierciedleniem tego transportu tektonicznego, dają niezbyt silne maksimum znajdujące się w III kwadrancie diagramu (*h* na fig. 3), wskazujące na przewagę rys w azymucie 45—60° pochylonych od 0—45° ku NE. Prawdopodobnie w czasie nasuwania się płaszczowiny reglowej, transport poziomy w obrębie trzonu krystalicznego wzdłuż stref uskokowych (uskoki listwowe) zachodził w mniejszym stopniu, niż w czasie przemieszczania fałdu Giewontu do depresji Goryczkowej-Jawora (mającego swoje odzwierciedlenie w przesunięciach wzdłuż systemu NW-SE). Niewątpliwie wpływ na to mogły mieć masy wierzchowe amortyzujące naciski wywołane przez transport płaszczowiny reglowej. We wschodniej części elewacji Koszystej transport po powierzchniach NE-SW mógł zachodzić także w czasie przesunięć fałdowych jednostek wierzcho-

wych do depresji Szerokiej Jaworzyńskiej (kierunek transportu NE-SW). Jednakże silniejsze zaangażowanie kierunku NE-SW nastąpiło po nasunięciu fałdów wierzchowych, a więc najprawdopodobniej w czasie transportu płaszczowiny reglowej dolnej. Także z szarżazem wiąże się powstanie znacznych nieraz przesunięć poziomych oraz pochylonych ku północy, a częściowo i ku południowi po powierzchniach stromych uskoków o średnim biegu równoleżnikowym. O silnym zaangażowaniu tych powierzchni w czasie szarżazu świadczy duża ilość rys ślizgowych o kierunku NS pochylonych pod niewielkimi kątami (ku N i S oraz leżących poziomo (maksymalnie skupione wokół biegunów na diagramie h na fig. 3). Niewątpliwie systemy pionowych dyslokacji o przebiegu równoleżnikowym, biorące udział w przedszarżazowych ruchach pionowych, zostały odnowione w czasie procesów nasuwania. Jednak strefy te wyraźnie wpływają zaburzająco na systemy NW-SE i NE-SW, z czego można wnosić, że wzmożona ich aktywność przypada po szarżazu.

Znamienny jest fakt występowania mylonitów w trzech kierunkach NE-SW, NW-SE i W-S. Wielu autorów (Michalik 1952; Sokołowski 1959; Gorek 1959; Jaroszewski 1961, 1965; Burchart 1963) sądziło, że większość stref skatakklazowanych w trzonie krystalicznym utworzyła się w czasie orogenezy alpejskiej, co zdaje się nie ulegać wątpliwości. Do powstania tych stref doszło w czasie szarżazu jednostek wierzchowych i reglowych na skutek transportu poziomego, po powierzchniach systemu dyslokacji o kierunku NW-SE i NE-SW. W końcowym etapie nasuwania, częściowo pod wpływem wynoszenia masywu powstały mylonity w strefach uskawkowych, o przebiegu równoleżnikowym, na skutek przesunięć pionowych, oraz w strefach uskawków odwróconych pod wpływem nacisków o ogólnym kierunku N-S. Sądzę zresztą, że wszystkie większe strefy skatakklazowane i zmylonityzowane wykazywały aktywność pionową przez cały czas trwania ruchów, polegających na nierównomiernym dźwiganiu bloków.

O tej nierównomierności świadczyć mogą różne upady warstw eocenu. Możliwe jest także uaktywnienie głównych stref dyslokacyjnych w czasie popaleogeńskiego przecięcia struktury tatrzańskiej uskakiem na południowym brzegu Tatr.

W wyniku tak częstego, bo począwszy od końcowej fazy cyklu hercyńskiego, aż po ruchy dźwigające orogenezy alpejskiej, zaangażowania tych samych głównych stref dysjunktywnych należałoby się spodziewać dominacji podobnych kierunków uskawków w skałach osadowych, leżących na trzonie krystalicznym. I tak też jest w rzeczywistości. Z pomiarów powierzchni uskawków wynika, że w seriach osadowych leżących na zboczach Koszystej, Żółtej Turni i Pośredniej Turni (seis i trias środkowy) największa ilość uskawków występuje w kierunkach NNE-SSW i NW-SE. Można więc mówić o przechodzeniu systemów dysjunktywnych z trzonu krystalicznego w skały osadowe leżące na nim.

Wydaje mi się ważne podkreślenie sztywnego charakteru deformacji, zachodzących w trzonie krystalicznym. Deformacje te doprowadziły do powstania bloków oddzielonych strefami dyslokacyjnymi, wzdłuż których następowało przemieszczanie mas skalnych w różnych kierunkach. Niewątpliwie w historii trzonu granitowego były momenty prawie jednoczesnego przesuwania bloków wzdłuż przecinających się stref uskokowych. W wyniku takich nakładających się ruchów w wielu przypadkach trudno jest określić, który spośród kilku systemów jest starszy, a który młodszy.

Nieciągły charakter deformacji w zasadniczy sposób decyduje o stylu tektonicznym masywu granitowego Tatr. Styl ten można określić mianem tektoniki blokowej.

*Institut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w październiku 1969 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ANDRUSOV D. 1959. Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska (Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, r. 10, č. 1. Bratislava.
- BLANCHET P. H. 1937. Development of fracture analysis as exploration method. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 41, no. 8. Tulsa.
- 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, no. 1. Warszawa.
- 1968. Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mountains, Poland. — Amer. J. Sci., vol. 266, no. 10. New Haven.
- CLOOS H. 1922. Tektonik und Magma. — Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 89. Berlin.
- 1925. Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). Borntraeger. Berlin.
- COLWELL R. N. (editor). 1960. Manual of photographic interpretation. Amer. Soc. Photogrammetry. Washington.
- FUSÁN O., BYSTRICKÝ J., FRANKO O., CHMELÍK F., ILAVSKÝ J., KAMENICKÝ L., KULLMAN E., LUKINIŠ M. & MATEJKA A. 1963. Vysvetlivky k Prehľadnej Geologickej Mape ČSSR. Vysoké Tatry. Bratislava.
- GAWEŁ A. 1959. Zagadnienia petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich (Petrographic problems in the crystalline core of Western Tatra). — Biul. Inst. Geol. 149. Warszawa.
- GLĄZEK J. 1959. Budowa geologiczna Koszyczej w Tatrach (Geology of the Koszycza Massif, High Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. 9, no. 2. Warszawa.

- 1963. Serie osadowe północnych zboczy Wołoszyna, Tatry Wysokie (Les séries sédimentaires du versant nord de Wołoszyn, Hautes Tatras). — *Ibidem*, vol. 13, no. 3/4.
- GLAZEK J. & WOJCIK Z. 1963. Zjawiska krasowe wschodniej części Tatr Polskich (Karst phenomena in the eastern part of the Polish Tatra Mts.). — *Ibidem*, vol. 13, no. 1.
- GOREK A. 1959. Prehľad geologických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier (Uebersicht der geologischen und petrographischen Verhältnisse des Kristallins der Hohen Tatra). — *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied.*, r. 10, č. 1. Bratislava.
- GUZIK K. 1961a. Wycieczka C1 in Przewodnik do tras wycieczkowych XXXII Zjazdu PTG w Zakopanem w 1959 r. — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 30, z. 4. Kraków.
- 1961b. Sporządzanie uproszczonych zdjęć fotograficznych stereoskopowych dla dokumentacji geologicznej (Preparation of the simplified stereoscopic photographs for the geological documentation). — *Przegląd Geol.*, R. 9, nr 2. Warszawa.
- GUZIK K., MICHALIK A. & WIATYCHIA L. 1959. Miedziane (mapa geologiczna Tatr Polskich). Warszawa.
- JAROSZEWSKI W. 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. Uniw. Warsz.*, t. 1, cz. 2. Warszawa.
- 1963. Przyczynek do polskiej terminologii tektonicznej (Contribution to the Polish tectonic nomenclature). — *Przegląd Geol.*, R. 11, nr 2. Warszawa.
- 1965. Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach (Geology of the upper part of the Kościeliska Valley in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 15, no. 2. Warszawa.
- KANTOR J. 1959. Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a krystalických bridlic podľa radioaktívneho rozpadu K^{40} (Das Alter gewisser granitoide und kristallinen Schiefer der Hohen Tatra nach dem radioaktiven Zerfall von K^{40}). — *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied.*, r. 10, č. 1. Bratislava.
- KOTANSKI Z. 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 11, no. 2/3. Warszawa.
- KREUTZ S. 1924. Sur un filon de couleur violette dans le cirque de Mięszowiecki (Hautes Tatra). — *Bull. Intern. Acad. Pol. Sci. Lettr., Cl. Math. Nat.*, no. 3/4. Cracovie.
- 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym (Le massif cristallin des Tatra). — *Wierchy*, R. 8. Kraków.
- LATTMAN L. H. 1958. Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. — *Photogram. Eng.*, vol. 24, no. 4. Washington.
- MICHALIK A. 1951. Brzeźna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Koszystej (Okrainnaja zona krystalicznego massiva Tatr v rajone Košistoje). — *Biul. Państw. Inst. Geol.* 61. Warszawa.
- 1952. Cios krystaliniku Tatr Polskich oraz towarzyszące mu przemiany hydrotermalne (Diachlases du massif cristallin de Tatra Polonais et changements hydrothermaux qui l'accompagnent). — *Ibidem*, 84.
- MOROZEWICZ J. 1914. Ueber die Tatrgranite. — *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, Bd. 39. Stuttgart.

- NECHAY W. 1930. Z petrografii trzonu krystalicznego Tatr (Contribution à l'étude pétrographique du massif cristallin de la Tatra). — Kosmos, ser. A, R. 54, z. 3/4. Lwów.
- PASSENDORFER E. 1954. Jak powstały Tatry. P.Z.W.S. Warszawa.
- PAWLICA W. 1913. Pegmatyty Tatr i ich stosunki magmatyczne (Les pegmatites des Hautes Tatras et leurs relations magmatiques). — Rozpr. Pol. Akad. Um., ser. III, dz. A, t. 13. Kraków.
- 1916. O złożach mineralnych granitu tatrzańskiego (Die Mineral-Lagerstaeten des Tatrgranites). — Spraw. Komis. Fizjogr. Akad. Um., t. 50. Kraków.
 - 1918. Garluchowskie skały wapienno-krzemianowe (Les roches silicates de chaux dans le massif de Garluch). — Rozpr. Pol. Akad. Um., ser. III, dz. A, t. 18. Kraków.
- RABOWSKI F. 1938. Uwagi dotyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr (Quelques réflexions sur la tectonique du socle cristallin de la Tatra). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 4. Warszawa.
- RICH J. L. 1928. Jointing in limestones as seen from the air. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 12, no. 8. Tulsa.
- SANDER B. 1923. Zur Granittektonik, Mikrotektonik usw. — Verh. Geol. Bundesanst., Nr. 4. Wien.
- SOKOLCWSKI S. 1948. Tatry Bielskie. Geologia zbroczy południowych (Les Tatry Bielskie. La géologie de leurs versants méridionaux). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. 4. Warszawa.
- 1959. Zarys geologii Tatr (Outlines of geology of the Tatra Mountains). — Biul. Inst. Geol. 149. Warszawa.
 - 1961. Uwagi o wynikach nowych badań nad tektoniką Tatr (Remarks of the new researches on the tectonics in the Tatra Mts.). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 30, z. 4. Kraków.
- STASZIC S. 1815. O ziemiorództwie Karpatow i innych gor i rownin Polski. Warszawa.
- TEISSEYRE H. 1929. Kilka drobnych obserwacji morfologicznych z Karpat (Certaines observations morphologiques dans les Karpathes). — Przegląd Geogr., t. 9. Warszawa.
- 1957. Tektonika plutonów w ujęciu H. Cloosa i jego szkoły. In: Regionalna Geologia Polski, t. 3, z. 1. Kraków.
- TOKARSKI J. 1926. Próba syntezy dotychczasowych badań petrograficznych granitu tatrzańskiego (Versuch einer Synthese bisheriger Ergebnisse der petrographischer Untersuchungen des Tatra-Granites). — Kosmos, t. 51. Lwów.
- 1959. Izofemy tatrytu (Tatrite isofems). — Biul. Inst. Geol. 149. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1948. Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr (Microgeological researches in the central part of the crystalline Tatra). — Kosmos, ser. A, R. 65, z. 1—4. Wrocław.
- 1959. Problemy krystaliniku tatrzańskiego (Crystalline rocks in the Tatra Mountains). — Biul. Inst. Geol. 149. Warszawa.
- UHLIG V. 1900. Die Geologie des Tatrgebirges. Theil II. Tektonik d. Tatrgebirges. — Denkschr. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl., Bd. 68. Wien.

SUMMARY

ABSTRACT: The joints and faults from the Polish part of the High Tatra Mts. have been interpreted on aerial photographs. The results have been compared with those of field investigations. The origin of joints and the directions of tectonic transport along the faults are discussed. The predominant joint systems formed during the intrusion of the granite magma and are determined by the primary Hercynian strain pattern in the intrusion and in its metamorphic mantle. Most of the post-Hercynian displacements in the granites were determined by older joints.

INTRODUCTION

The main object of the present paper is to determine the serviceability of aerial photographs in the interpretation of disjunctive structures in the granite massif of the Tatra Mts., as well as to reconstruct their tectogenesis on the basis of photointerpretation and on field observations.

THE STRUCTURAL POSITION OF THE GRANITE MASSIF OF THE TATRAS

The granite of the High Tatra Mts. is a Hercynian batholithic intrusion that had invaded the complex of older metamorphic rocks (Kantor 1959, Burchart 1968). The final phase of the intrusive process was affected by pegmatitic and hydrothermal mineralization. Throughout the Alpine orogenic cycle the Tatra crystalline massif was a geanticlinal zone of the Carpathian geosyncline. During the Alpine foldings the granite massif was affected mainly by disjunctive deformations, frequently initiated by vertical movements. The Alpine orogenic cycle was associated with hydrothermal mineralization. The completion of the overthrusting processes was followed by the upheaval of the whole Tatra massif. Glacial erosion is chiefly responsible for their present relief.

WORK METHODS

The area of the granite massif of the High Tatras has been interpreted by aerial photographs on the 1:15 000 scale, in the case of some regions also on the 1:20 000 and 1:7 000 scales. The resulting geological observations were transferred from the aerial photographs onto the 1:10 000 scale topographic map by the method of identifying the morphological and topographic details on the aerial photographs with those on the map. Field observations and measurements of disjunctive structures were simultaneously made in the case of joints, mineralized joints, zones of faulting, slickensides (with epidote, quartz and chlorites), cataclastic zones (mylonites and tectonic breccias) and striae on slickensides. The field measurements are shown in diagrams 1-18, table I, projected onto the upper hemisphere of the equal-plane stereonet.

INTERPRETIABILITY OF DISJUNCTIVE STRUCTURES ON AERIAL PHOTOGRAPHS

Morphology and the differentiated photographic ton are the main criteria accepted for the aerial photographs. On the basis of these criteria the map in table

It shows the intersection pattern of the principal disjunctive structures — fault zones and joints.

Interpretability of the zones of faulting

Numerous faults may be readily interpreted from the aerial photographs. Those most easily distinguished are the zones consisting of a number of glide surfaces and filled in with cataclasites. Faults consisting of one glide surface are rather rare within the granite massif of the Tatra Mts.; most of the dislocations there are intricate in character since they occurred simultaneously along several, generally parallel, surfaces. Most of the encountered zones of dislocation are those where mylonites or tectonic breccias had formed side by side within slickensides. The interpretability of the aerial photographs depended strongly on the character of the fault zones and was facilitated by their differentiated morphology. The relief of the granite massif depends very much on the structural features, most particularly on the arrangement pattern of the zones of faulting commonly associated with passes and gullies. This predisposition favoured subsequent erosion. The differentiated photographic ton is observable chiefly owing to the uneven infiltration of water, but in a great measure it also depends on the degree of disintegration of the material. In the exposed parts of the granite massif an increase in the water content is encountered where the rock material has been disintegrated, hence within zones of cataclasis. Within areas lacking the Quaternary cover the interpretability of the fault zones was so excellent that in most cases the dip and strike could be simultaneously determined. The fault zones covered by Quaternary deposits may be traced in some areas thanks to differences in the intensity of the photographic ton. In the High Tatras the Quaternary cover consists mostly of alluvial and gravitational cones and of moraines. The tracing of the fault zones was impeded by the material in the cones since the differentiation of the photographic ton within the cones is due to present displacement of the fractions of various rock debris. Within morainic areas it is easier to reconstruct the continuous occurrence of faults below the Quaternary deposits because the water flows there, though locally dependent on morphological forms, yet, in general, reflect the direction of disjunctions in the granite substratum. The presence of the zones of faulting underlying glacial deposits is most reliably indicated by water flows observable on aerial infra-red light photographs.

Interpretability of joints

The directions of the joints predominant throughout the granite massif may be determined by the interpretation of aerial photographs. Vertical or sub-vertical sets of joints are those most readily interpreted, while horizontal joints or those dipping at small angles are less distinct on the aerial photographs. The characteristic fracture of the granite favours the interpretability of joints. Although the particular joint surfaces may be relatively small, yet their great number and regular pattern produce a characteristic mosaic on the aerial photographs that reflects the intersection of the fracture pattern. On the joint surfaces dipping at rather small angles morphological flattenings are formed where rock debris may often accumulate even in the top parts. Changes in the photographic ton are then caused by the disintegrated material. The interpretability of the joints is greatly simplified by the angular interdependence of the particular sets of joints. The

photointerpretation has reliably shown the predominance within the granite massif of the Tatra Mts. of joints directed NW-SE, NE-SW, vertical or steeply dipping, also of surfaces either horizontal or dipping at small angles.

Photointerpretation compared with field observations

A comparison of the directions of joints determined by the interpretation of aerial photographs with those indicated on the diagrams (table I) clearly shows a distinct coincidence of these results. On the photointerpretation map the surfaces of joints, generally directed NE-SW, have a strike ranging from 15 to 55 degrees, the most common ones being from 25 to 40 degrees. In another system, directed mainly NW-SE, the strikes range from 105 to 160 degrees, the most common ones being 115 and 135 degrees. Analogous values have been obtained from the diagrams by field measurements. The joints are concentrated between 15–40° (max. 22–40°) in the case of the NE-SW direction, and between 100–154° (max. 118–140°) in the case of the NW-SE direction. Some negligible differences in the direction of the joints, detectable in certain areas, are due to difficulties to carry out measurements in the hardly accessible rock walls. In such cases the photointerpretation map warrants more accuracy than the field measurements on the diagrams.

The coincidence of results from photointerpretation with those obtained by field measurements is also seen when observing and registering fault zones, first and foremost in the case of vertical and steeply dipping fault surfaces directed NE-SW or NW-SE (fig. 3). The significance of horizontal dislocations and those dipping at small angles is shown more distinctly by field measurements than by photointerpretation. In the writer's opinion the dislocations thus oriented should be analysed in terrestrial photographs.

THE ORIGIN OF JOINTS IN THE TATRA GRANITE

The above investigations reliably suggest the existence within the granite massif of the High Tatras of three more or less mutually perpendicular sets of joints. Two of these are in a vertical position, one is horizontal or slightly inclined. With reference to H. Cloos' (1922) suggestions concerning the tectonic pattern of the plutonite massifs the present writer supposes that the vertical planes of fracture correspond to the „Q” and the „S” surfaces, while the horizontal ones are the equivalents of the „L” surfaces. Within the southern part of the granite Tatra massif, A. Gorek (1950) has observed the presence of lineations (biotite streaks) parallel to the NE-SW direction of the joint planes. Hence, these must correspond to the „S” surfaces, while the NW-SE directed joint set corresponds to the „Q” surfaces, and the horizontal ones to the „L” surfaces. H. Cloos believes that in the plutonite massifs, the sets of joint planes occur in connection with the movements of intrusion and its consolidation. The origin of the dominant joint planes is referable to the final phase of the Hercynian cycle of orogeny. This is confirmed by the presence of pegmatites on the NW-SE and NE-SW directed joint planes, as well as on horizontal and gently dipping planes (fig. 3a). The above directions represent systems of the predominant joints. Since the crystallisation of the pegmatites took place during the final phase of the intrusive phenomena, the joint planes used by the pegmatite mineralization must have formed prior to, or, at the latest, during the crystallisation of the pegmatites, i.e. at the end of the Hercynian orogenic cycle. In the Tatra granite, the quartz (fig. 3b), hematite and

siderite (fig. 3c), epidote (fig. 3d) and chlorite (fig. 3e) mineralization may have occurred chiefly during the Hercynian orogeny and the Alpine cycle. On diagrams of the mineralized joints, however, the dominance of directions of the most common joints is clearly seen. This suggests that, independently of their age, the processes of mineralization concentrated mainly in earlier joint planes.

In discussing the conditions of the formation of joints we must take into account the structure invaded by the granite magma. It is characteristic that, in the metamorphic mantle of the Western Tatras, the axes of the Hercynian folds have a NE-SW strike suggesting the work of compression along the NW-SE axis. The coincidence of lineations in the granite (NE-SW) with the trend of the Hercynian folds in the metamorphic mantle (NE-SW) is probably due to the structural predispositions of the metamorphic mantle which had been invaded by the granite magma. These predispositions (such as the anticlinal zones) were largely responsible for the character of the intrusion in its uppermost parts in that they affected the movement directions of the consolidating magma, as is indicated by the lineations. Disjunctive structures (joints) formed simultaneously. They were determined by the directions (primary) of the magma flow, also by the Hercynian stress scheme still at work. These two factors agreed in their action to cause the coincidence of the joints pattern with the Hercynian plan.

Side by side with the primary sheet joints a number of fractures of different origin are observable in the Tatra granite. On these joints we may encounter epidote-, chlorite-, quartz- or siderite mineralization, but pegmatite mineralization has not been observed. Therefore, these joint sets should be regarded as younger than the primary joints, hence, formed chiefly during the Alpine orogeny.

The characteristic type of the Alpine joints is represented by fractures formed as shear planes at an angle smaller than 45 degrees in relation to the principal stress. It is the writer's opinion that this set of joints had formed during the northward overthrusting of the nappe units, as is suggested by the horizontal position of the *b* axis (stress scheme $a > b > c$) due to the intersection of the shear planes. The trend of the *b* axis reflects the relief of the substratum during the overthrusting.

Other sets of joints formed in result of the relaxation of strains due to the displacement of the rock masses along the planes of faulting during the overthrusting and the final stage of the Alpine orogeny when the whole Tatra massif was being vertically upheaved. It may be reasonably supposed that joint planes had also formed in result of the relaxation connected with the erosion of the overlying rocks. No sets of joints typical of the whole granite massif had, however, resulted from the activities of the above factors. The directions of the joints younger than the primary ones are local and depend on displacements along the general zones of faulting and on the differentiated directions of tectonic transport of the nappes. For these reasons it is not easy to trace the Alpine joints either in the field or on the aerial photographs. To sum up the above results of the observation of the joint planes it seems recommendable to stress the dominant character of the primary joints which is responsible for the predisposition of the later disjunctive structures, particularly of the zones of faulting.

FAULTS IN THE TATRA GRANITE

The major zones of faulting are shown on the photointerpretation map (table I). The principal dislocation trends are NW-SE, NE-SW and W-E. The field measu-

rements are diagrammatically shown in fig. 3d-g. Faults directed NW-SE and NE-SW are distinctly the predominant ones both on the photointerpretation map and in the diagram, the stronger maxima are shown on the diagram by the NE-SW set. Weaker maxima have been obtained for the zones of faulting directed NW-SE or W-E as well as for the sub-horizontal ones.

Chlorite- and epidote slickensides are shown in separate diagrams (fig. 3). The epidote slickensides (fig. 3d) are grouped on steeply dipping and vertical planes with strikes at angles from 25-40°, 120-130° and 150-170°, also in glide-plane sets having an equatorial strike and lying horizontally or gently dipping to the N and S. The chlorite slickensides (fig. 3e) display the strongest maximum of surface concentration with the strike ranging from 20 to 40 degrees. Much weaker concentrations occur in the case of surfaces having an equatorial strike and for those with a strike ranging between 165° and 180°. The NW-SE set, readily interpreted on aerial photographs and in the previous diagrams, is not clearly indicated here.

The mylonite and cataclasite zones, plotted in the diagram on fig. 3f are most commonly directed NE-SW. They produce weaker maxima when directed NW-SE, while the weakest ones are observable in those having an equatorial strike. The material here presented reliably indicates that the primary joint planes have been used by faults and processes of mineralization varying in age.

The zones of faulting, mainly responsible for the present morphology of the High Tatras, have an intricate structure. Within the same zones there may be encountered tectonic slickensides together with striae, mylonites and breccias, moreover, in the case of more plastic deformations, also drag folds and foliation. The displacements in the zones of faulting commonly occurred along several glide surfaces, resulting in sets mainly of parallel tectonic slickensides. Among the tectonic slickensides, those of epidote are distinctly predominant. The chlorite and feldspar slickensides, not covered by any substance, also the quartz slickensides, are less frequent. Mixed slickensides such as epidote-chlorite, quartz-epidote and hematite-chlorite, are encountered, too. Various types of slickensides often occur side by side in the same zone of faulting. Zones affected by cataclasis are as a rule confined on both sides by sets of tectonic slickensides. The direction of striae on the slickensides (fig. 3b) may vary even within the same zone of faulting and this suggests often multiple displacement in the zones. The age-determination of the displacements is difficult, nevertheless it may be tentatively fixed on the material collected by the writer and with the help of the present state of knowledge of the tectogenesis of the Tatra Mts. The displacements may have occurred towards the close of the Hercynian cycle of orogeny, or throughout the Alpine orogenesis. Strong vertical dislocations are suggested by the striae diagram. The writer supposes that, prior to the overthrusting, vertical movements had taken place mainly along the NE-SW and NW-SE planes, resulting in the subsidence and elevation of the crystalline massif, i.e. in the relief that existed prior to the overthrusting. Most likely, the elevations subsided owing to sets of step-like faults. The displacements along the zones of faulting may have continued throughout the development of the Alpine geosyncline. This is suggested by the frequent facial changes and the hiatuses in the Mesozoic deposits of the geanticline consisting of the crystalline massif and the overlying sedimentary series. Since the NW-SE and NE-SW directed zones of faulting had formed on the primary joint planes we may speak about the Hercynian predispositions of the undulations of the Tatra massif without conclusively dating them as Hercynian. The formation of both, the equatorially and meridionally directed sets of faults, may have occurred prior to the overthrusting and may have taken part in the vertical movements that preceded the Sub-Hercynian phase. One of these sets, i.e. the meridional (N-S), is decidedly less well developed and does not affect

the pattern of the other zones of faulting. Hence, it may be concluded that the tectonic activity of that set of faults had ceased prior to the overthrusting. On the other hand, the direction perpendicular thereto, i.e. the equatorial (W-E) one, indicates frequent multiple activities suggested by the presence of cataclasites (the Alpine orogeny), as well as the influence exercised on the pattern of the NW-SE and NE-SW sets. The commencing transport of the nappes initiated within the crystalline massif a phase of shiftings along mostly horizontal dislocations. The formation of the greater number of tectonic slickensides varying in type, also the cataclasis in the zones of faulting, should be connected with this period. The maxima plotted on the striae diagram (fig. 3h) coincide with the local tectonic transport directions of the nappes in the particular parts of the crystalline massif. The displacements then taking place have the nature of transport along the planes of the wrench faults (NW-SE and NE-SW directions). The overthrusting processes are also responsible for the formation of a number of rather important dislocations along fault planes with a mean equatorial strike, dipping mostly to the north, but partly also to the south, or horizontally placed. The strong tectonic activity of these sets is reliably suggested by the great number of N-S directed striae, dipping at small angles either N or S.

After the overthrusting period, in connection with the post-orogenic uplift of the Tatra massif, vertical displacements re-assumed their important role. They occurred chiefly on the previously existing planes of discontinuity directed NE-SW and NW-SE. The re-activation of equatorially directed dislocations of that time seems quite likely as they have a disturbing effect on the NW-SE and NE-SW sets. The same major disjunctive zones seem to be involved from the final phase of the Hercynian cycle to the uplifting movements of the Alpine orogeny. In view of their frequent occurrence it may be reasonably supposed that similar directions of faults predominate in the sedimentary rocks resting on the crystalline massif. This is reliably confirmed by observations of faults in the sedimentary rocks which show important analogies in the occurrence frequency of directions in the sedimentary series with those in the crystalline massif. Hence, it is reasonable to suppose the passage of the disjunctive system of the granite massif into its sedimentary cover. In result of the re-occurring activation of the main zones of faulting, blocks separated by disjunctions formed in the granite massif of the Tatra Mts. Hence, with reference to the granite massif, we may safely use the term block tectonics since it expresses well the character of the disjunctive style of its structure.

FINAL REMARKS

It is the writer's intention to stress the actual importance of the photointerpretation method in solving problems of disjunctive tectonics in the granite massif of the Tatra Mts. Field investigations are always more subjective than the analytic interpretation of aerial photographs. The dominance of the sets of joints directed NE-SW and NW-SE is readily seen at the first surficial inspection of the aerial photographs, while in the case of field investigations it is necessary to make and correlate several thousand measurements in order to determine the predominant directions of the joints. An additional impediment is encountered in the inaccessibility of some areas because of the steep slopes in the Tatra Mts. where photointerpretation is the only serviceable method of research. Conclusions concerning the origin of the Alpine joints may be drawn tentatively from even the picture provided by photointerpretation. It is hardly to be supposed that such general

sets of joints may have formed in result of the Alpine overthrusting characterized by differentiated tectonic transport depending on the morphology of the substratum. Hence, in result of changes in the strain pattern, different sets of joints might be reasonably supposed in the elevations or depressions, even in some parts of these undulations. Therefore, it may be reliably supposed that the formation of such general systems may have taken place when the whole crystalline massif was a homogeneous element. Such conditions most likely prevailed towards the close of the Hercynian cycle of orogeny. Moreover, the zones of faulting, in many cases cutting across the whole crystalline massif, are hardly traceable in the field, while their determination by photointerpretation is relatively simple and uncontroversial. In future, the investigations of the disjunctive tectonics in the granite massif of the Tatra Mts., based on the photointerpretation method, should lay more stress on the quantitative determination of the disjunctive structures and their statistical elaboration.

*Institute of Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, October 1969*
